Werk

Titel: Geologische Vereinigung

Ort: Berlin

Jahr: 1923

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?345572157_0014|log93

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

Vorträge und Verhandlungen der I. Allgemeinen Versammlung der Geologischen Vereinigung zu Leipzig, 20.—27. September 1922.

Kristalline Massengesteine und die andine Geosynklinale.

Von **H. G. Backlund** (Åbo, Finnland).

Die Kenntnis der südamerikanischen andinen Geosynklinale ist durch die grundlegenden Forschungen von Prof. GUSTAV STEINMANN in eine neue fruchtbare Phase eingetreten. Durch die eingehenden stratigraphischen Untersuchungen von Prof. STEINMANN und seiner hervorragende Schülerphalange an verschiedenen Punkten dieses gewaltigsten Gebirgsstranges, angefangen im Norden von dem Rio Magdalenagebiet bis zu den patagonischen und feuerländischen Gebirgsketten im Süden, sind Stück für Stück die Grundlagen der zeitlichen und räumlichen Evolution dieses plastischen Teiles der festen Erdrinde unter einheitlichem Gesichtswinkel dem Verständnis näher gerückt und für die Deutung der Gebirgsbildung überhaupt fruchtbar gemacht worden. Wir haben soeben in den anregenden Darlegungen von Prof. STEINMANN, in den inhaltsreichen Vorträgen von Prof. GERTH und Dr. JAWORSKI einer Zusammenfassung aller einschlägigen Forschungen gelauscht, uud wenn ich jetzt gewissermaßen als Außenstehender es wage, im Laufe einer kurzen halben Stunde Ihre Aufmerksamkeit in Anspruch zu nehmen, um einige Standpunkte hervorzuheben, die teilweise auf eigenen Feldbeobachtungen fußen, zum größten Teil jedoch aus dem liebenswürdig von Prof. GERTH überlassenen Material sich mir ergaben, so kann ich nicht umhin, vorher der deutschen wissenschaftlichen Arbeit in und an Südamerika meine Huldigung darzubringen.

Meine Darlegungen fußen auf Material von einem kleinen Abschnitt der Cordillera von Argentina, und zwar aus dem nördlichen Neuquén und dem südlichen Mendoza. Bekanntlich gehört Argentina zu den Landstrichen in Südamerika, die relativ am besten in geologischer Hinsicht erforscht sind. Dank der großzügigen, für südamerikanische Verhältnisse ganz ungewöhnlichen Organisation des Leiters der geologischen Landesuntersuchung, des Herrn Dr. H. KEIDEL, ist ja eine musterhafte Ausarbeitung der topographischen Unterlage im Gange, und die geologischen Kartenblätter, mehr oder weniger monographisch behandelt, beginnen zu erscheinen. Dr. KEIDEL hat u. a. die Begriffe der Präcordillera, Cordillera und der Pampinen Sierren sowie der Umrahmung der brasilischen Masse näher fixiert und begründet sowie Anregungen zu den fruchtbaren und vielseitigen Arbeiten der Landesuntersuchung gegeben; den Arbeiten von Prof. GERTH, Dr. RASSMUSS sowie Dr. BEDER verdanken wir eine nähere Kenntnis der Pampinen Sierren; die Forschungen von Prof. BODENBENDER und Dr. STAPPENBECK, auch von Prof. SCHILLER,

haben uns einen tiefen Einblick in die Beziehungen zwischen Cordillera und Präcordillera einerseits, der Präcordillera und der Pampinen Sierren andererseits gestattet, und auch KEIDEL hat hier tiefumgestaltend eingegriffen, wie auch Dr. HAUSEN seinen Anteil dazu beigetragen hat. Dr. GRÖBER hat die lokalen Bewegungen in der andinen Geosynklinale näher verfolgt und ihre zeitlichen Phasen festgelegt; Dr. WINDHAUSEN und Dr. WICHMANN sowie andere Geologen der Anstalt wie Dr. BONARELLI, Dr. PASTORE, Dr. SOBRAL, Dr. NAGERA haben durch Arbeiten in der außerandinen Region die geologische Kenntnis des Landes erweitert. Schließlich sei der Arbeit von Prof. WALTHER PENCK am Rande der Puna gedacht, die einen gewaltigen und neuen Abschnitt in der Kenntnis speziell der vulkanischen Vorgänge in der Cordillera bedeutet.

Doch wenden wir uns dem angedeuteten Gebiete zu, welches ich die Gelegenheit hatte, teils areal zu kartieren, teilweise auf vier verschiedenen Wegen zu kreuzen. In den hier verhältnismäßig stark zusammengefalteten mesozoischen Ablagerungen spielen vulkanische Bildungen sowohl von Tiefen- wie auch von Oberflächencharakter eine große Rolle. Im äußersten Nordosten, am Rio Diamante, sowie im Südwesten, im südwestlichen Teil der Cordillera del Viento in Neuquén, tritt der paläozoische Untergrund der Cordillera zutage; im Norden sind es phyllitische Schiefer, durch einen oligoklasführenden Granit kontaktumgewandelt, im Süden sind es polymikte Konglomerate, hellgefärbte, weiße und gelbliche Quarzite und eigentümliche, sehr regelmäßig gebänderte, durch einen mit dem vorigen fast identischen Granit kontaktumgewandelte Tonschiefer; die beiden ersten Gesteine des Südwestens sind recht stark umkristallisiert, die letzteren erinnern zum Teil lebhaft an unsere nordischen finiglazialen Bändertone, und dadurch wäre man geneigt, sie zu den permischen Glazialablagerungen zu führen und hier den Südwestrand des permischen, eisgepanzerten Kontinents zu ziehen. Im Süden tritt auch das Verhältnis dieses Untergrundes zu dem überlagernden Mesozoikum zutage; es ist eine tektonische und stratigraphische Diskordanz, denn die triadischen Porphyrite und Quarzporphyre überlagern mit einem Bodenkonglomerat, in dem Granitgerölle eine bedeutende Rolle spielen, die verschiedenen stratigraphischen Glieder des Untergrundes, der hiermit charakterisiert ist: eine spätpaläozoische Faltungsbewegung und Granitintrusionen, darauf querende basische (diabasisch-gabbroide) Gänge und dann eine Hebungsbewegung, die den Komplex der Erosion aussetzte und den Granit entblößte sowie die Gänge abschnitt; also resultierte eine kontinentale Fazies, die wahrscheinlich sich durch die Zeit der Eruption der Porphyrite erstreckte. Doch ich will nicht vorgreifen.

Unter den Oberflächenergüssen des Deckgebirges kann man fünf Gruppen unterscheiden, von denen zwei sich diskordant zu den reinen Sedimenten verhalten, während die anderen drei scheinbar konkordant sich ihnen einfügen. Von den diskordanten haben die diluvialen und rezenten Basalte und Andesite noch teilweise den Charakter von Strömen, die von wohldefinierten Zentren ausgehen und Täler ausfüllen, deren breitflache Form und Schotterfüllung andeutet, daß ihre Sohle zur Zeit der Eruption nicht allzu hoch über der lokalen Erosionsbasis gelegen hat, deren jetziges Bodengefälle jedoch, soweit ersichtlich, bedeutend größer ist als mit der Talform vereinbar; auch die Tatsache, daß die postbasaltischen Erosionsrinnen oft seitwärts ausweichen, aus dem früheren, jetzt basalterfüllten Bett heraus, deutet auf einen früher relativ geringeren Gefällgradient, der in ganz junger Zeit vergrößert wurde; ob durch rezente Hebung oder durch Senkung der lokalen Erosionsbasis, läßt sich hier nicht entscheiden, doch eine Kombination der Beobachtungen, besonders in Südwesten, spricht für die erste Annahme. Den petrographischen Charakter dieser Oberflächengesteine will ich nicht

näher berühren, ich hebe nur hervor, daß ihr Feldspat durchweg basischer Bytownit bis Anorthit ist, dessen Zonarbau selten in der Hülle die Zusammensetzung von Labradorit erreicht.

Das junge tertiäre Ergußgestein ist in seiner arealen Ausbreitung nicht abhängig von der heutigen Orographie; es hat den Charakter von Terrassenbasalten und deutet hierdurch an, daß zur Zeit seiner Eruption eine recht weitgehende lokale Peneplanierung der Landschaft vor sich gegangen ist. Ob diese Fastebene eine einheitliche gewesen ist und dann ungleich bewegt wurde, oder ob sie aus mehreren Teilebenen bestand, kann mit Sicherheit nicht entschieden werden, doch deuten lokale Schrägstellungen der Effusiva auf die erste Möglichkeit; daß eine epirogenetische Hebungsbewegung posteffusiv stattfand, wird durch das neuentstandene Gefälle zur Zeit der diluvialen Basalteruptionen, durch ihre Überquerungen der tertiären Effusivareale, sowie durch den wachsenden Erosionsbetrag im Westen angedeutet. Freilich bleibt immer noch die Möglichkeit einer Senkung der lokalen Erosionsbasis offen als Erklärung, jedoch sie genügt nicht vollkommen. — Die Gesteine sind Hornblendebasalte und Andesite, in denen der Feldspat in der Regel ein Labradorit mit stark ausgeprägter, bis zum Oligoklas hinabreichender Zonarstruktur ist. Die speisenden Ströme dieser Arealgesteine sind fast ganz durch Erosion entfernt, doch sind Andeutungen von Zufuhrkanälen zu sehen.

Die scheinbar konkordanten Effusiva sind im Osten zu oberst in der mittleren-oberen Kreide vertreten durch Konglomerate, deren Gerölle zuerst als von den triadischen Porphyriten herstammend gedeutet wurden, aber mit denen sie nichts als das äußere Aussehen gemeinsam hatten. Auch treten sie im Süden, im Gebiete nördlich von Chosmalal, als Konglomerate mit Tuffen und Effusivgesteinen auf und zeigen zur Unterlage eine deutliche Diskordanz. Sie zeigen jedoch eine petrographische Übereinstimmung mit Labradorporphyriten, die im Westen als Gänge die Ablagerungen des Oxford, Kimmeridge, Tithon und Neokom durchsetzen und doch von den echten Basalten entscheidende Abweichungen zeigen. Der petrogenetische Gegensatz der roten Sandsteine und Konglomerate der mittleren-oberen Kreide zu den Ablagerungen des Neokom sowie die oft im Süden im Zusammenhang mit ihnen auftretenden, recht mächtigen Gipsablagerungen deuten auf einen stratigraphischen Hiatus, der durch einen schwachen tektonischen verstärkt wurde. Das Kontinentalwerden der Gegend zur Zeit der Effusivtätigkeit oder unmittelbar nachher dürfte ziemlich klar sein. Der Feldspat des Effusivgesteins sowie der Tuffe ist ein saurer Labradorit, und das Gestein ist sehr feldspatreich.

Die nächste Gruppe der scheinbar konkordanten Effusiva zeigt in vielem große Übereinstimmung mit dem eben erwähnten oberkretazischen: es sind Konglomerate eines andesinführenden Porphyrits, der weiter westlich rein effusiv und quarzporphyritisch wird, nach Osten hin tuffitisch und sandsteinartig, mit den mächtigen Gipsablagerungen des Oxford seinen Kontinentalcharakter zeigend, dann schließlich im Osten, am Rand der Karte auskeilend. Auch in diesen Ablagerungen ist eine tektonische Diskordanz zu der Unterlage sichtbar, in dem Profil des Neuquéncañon an der Cordillera del Viento hervortretend. Diese Diskordanz wurde ja seinerzeit von BURCKHARDT betont.

Schließlich sind wir zu den Porphyriten der Trias gelangt, deren untere Grenzbedingung schon berührt wurde. Innerhalb dieses mächtigen Komplexes treten zahlreiche lokale Diskordanzen, sogar echte Konglomerate auf, die nicht allein von der unregelmäßigen Form der Effusivströme bedingt sind, sondern wohl auch Kontinentalerosion bedeuten. Prof. GERTH hat ja auch die unebene Oberfläche des Porphyritkomplexes betont, und der kontinentale Charakter der pflanzenführenden Decksedimente in Neuquén stimmt ja hiermit gut überein. Innerhalb dieser „Porphyritformation", wie ihr

Feldname lautet — ist es doch eher ein Keratophyr bis Quarzkeratophyr (der Feldspat ist Albit) —, innerhalb dieser Formation treten dichte chokoladenfarbige Tuffe auf, die petrographisch recht gut mit den „chokoladenfarbigen" Tuffen des Nordens, z. B. der Sierra de Umango, übereinstimmen.

Ich habe die Effusivformationen etwas ausführlicher behandelt um zu betonen, daß ihre Effusionen im Zusammenhange mit tektonischen Bewegungen, und zwar mit „epirogenetischen" stehen, mit einer Aufwärtsbewegung eines Teiles der Erdkruste. Und daß ihr petrographischer Charakter jeweils streng definiert ist. Jetzt will ich mich kürzer fassen.

Außer dem prämesozoischen Granit können petrographisch innerhalb des Gebietes vier verschiedene, granitisch körnige und quarzführende Tiefengesteine nebst ihren gang- und grenzfaziellen Begleitern unterschieden werden: 1. ein Granit von schwachem Alkalicharakter, 2. ein granititisches Massiv, 3. ein adamellitisches und schließlich 4. ein tonalitisches bis quarzdioritisches. Den ersten Granit hat Prof. GERTH als präliassisch bezeichnet; das kann gut mit dem Vorherangeführten stimmen, und der Alkalifeldspat ist ja für die Effusiva der Trias charakteristisch; dieser Granit wurde schon in unterliassischer Zeit durch Erosion bloßgelegt und wird von Dogger transgressiv überlagert. Der Granitit (2) enthält einen mittleren Oligoklas mit 22—23 % Anorthitgehalt und steckt in Sedimenten, die älter sind als Oxford: im Lias und im Dogger. Der dritte adamellitische Granit steigt hinauf bis in das Neokom und zeigt einen Plagioklas von andesinischer bis saurer labradoritischer Zusammensetzung, während der vierte bis in die obere Kreide steigt und einen mittleren bis basischen Labradorit zusammen mit wechselnden Mengen von Kalifeldspat führt. Die Granitmassive sind sehr wenig und nur sporadisch entblößt und besitzen eine sehr unebene Oberfläche, wie aus den Erosionsbeträgen zu schließen ist. Sie treten in ganz exakten, gut begrenzten, etwa N—S bis NO—SW laufenden Streifen auf und greifen einer kaum in das Gebiet des andern über.

Es liegt sehr nahe, diese vier Granite mit den vier ältesten Effusivformationen zu parallelisieren. Daß der Quarzdiorit (4) älter ist als der diluviale Basalt, geht daraus hervor, daß dieser jenen unmittelbar überlagert. Und daß der Alkaligranit (1) älter als Lias, jedoch nicht mehr paläozoisch ist, dürfte auch festgelegt worden sein. Der verschiedene Chemismus des Feldspats, dieses Hauptträgers der Zusammensetzung der kieselsäurereichen Gesteinsgruppe, in den mesozoischen Graniten 1 und 2, abweichend auch von 3, kann nicht mit Einschmelzung und Assimilation in höherem Grade erklärt werden, da in solch hohen Schnitten kaum eine merkbare Aufnahme von fremdem Material vorausgesetzt werden kann; und in der größeren Tiefe durchdringen sie beide ungefähr dieselben Gesteine; gegenwärtig repräsentieren sie ungefähr den gleich hohen Schnitt.

Die jeweilige areale Verteilung von Granit (im zusammenfassenden Sinn) und seines äquivalenten Effusivs weckt auch einiges Interesse; bei den beiden älteren Gruppen liegen die entsprechenden Effusiva im Westen, teilweise sogar vorgeschoben, und sind im Osten inframesozoischen Erosionen anheimgefallen oder gar nicht zur Ausbildung gelangt, während die beiden jüngeren im Osten von ihren Effusiven flankiert werden, im Westen des berührten Gebiets dagegen fast ganz fehlen. Dürfte man eine Parallele mit anderen Gebirgen, z. B. mit der kaledonischen Gebirgskette in Skandinavien, ziehen, so würde man vermuten können, daß in den ersten beiden Fällen die gebirgsbewegende Kraft nach Osten gerichtet war, in den zweiten dagegen nach Westen. Doch sind die beiden hier vorgeführten Gruppen nicht ganz vergleichbar; für die erste Gruppe liegt die Erosionsdiskordanz auf relativ höherem Niveau, in und über dem Effusiv, während für die zweite Gruppe (Kreide-Tertiär) sie schon recht tief unter ihm liegt. Auch bedeuten die beiden Gruppen jede für sich

etwas verschiedene Momente in der Evolution der Synklinale, was besonders für den Komplex des Tertiärs gilt: es ist ein späterer Zeitpunkt durch die Decken-(„Terrassen"-)Basalte repräsentiert, wodurch auch der Mechanismus ein anderer wird.

Chemisch tritt in dem Effusiv, von dem entsprechenden Intrusiv aus gerechnet, ein Sprung auf in Richtung herabgeminderten Kieselsäuregehalts; dieser Sprung ist größer bei den jüngeren und jüngsten Gesteinsgruppen und mag wohl mit dem oben angedeuteten Fehlen der vollständigen Vergleichbarkeit zusammenhängen; diese ihrerseits mag wohl abhängig sein von der jeweiligen Form der Geosynklinale und mit ihrem verschiedenen Vermögen zur Deformation, sowie dem relativen Ort der zur Effusion gelangten Massen. Es liegt dann sehr nahe, die Effusivformationen in ursächlichen Zusammenhang zu bringen je mit den vorher angedeuteten vertikalen Aufwärtsbewegungen, ihre korrespondierenden Tiefenäquivalente je mit den faltenden Bewegungen in der Geosynklinale. Dieser Zusammenhang ist besonders gut ersichtlich bei der Gruppe der Zeugen des tertiären Vulkanismus, in der die untersuchten Effusivgesteine („Terrassenbasalte") fast reine „Epirogenese" oder Großfaltung repräsentieren infolge der weit vorgeschrittenen Entwickelung der Geosynklinale.

Die Kontinuität der Gesteinsveränderung in Richtung wachsender Basizität der ganzen Reihe parallel mit zunehmender Jugendlichkeit scheint anzudeuten, daß es sich nicht um verschiedene Magmaherde zu den angegebenen Zeitpunkten handelt, sondern um eine Veränderung im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung innerhalb eines größeren Magmabassins als Folge einer schon vorher begonnenen Differenzierung nach der Schwere. Der Gegensatz in dem Gang der Veränderung des Magmas und der Gesteine der Cordillera zu denen anderer Gebiete, z. B. zu denen des Kristianiagebiets, ist vielleicht nur scheinbar, teils weil dort die Bewegungen anderer Art waren, teils weil im Kristianiagebiet nur ein Ast oder ein Teil des Bewegungsvorganges sichtbar ist, der Teil eines Zyklus, der in der Cordillera fast vollständig repräsentiert ist[1]).

Es wird natürlich Erstaunen erregen, daß Spuren eines gebirgsbildenden Zyklus der Kreidezeit der Cordillera zugeschrieben werden, ich will jedoch nur erwähnen, daß laut brieflicher Mitteilung Dr. KEIDEL eine Abhandung über die infrakretazische Orogenese in Neuquén für den Druck fertiggestellt hat.

Schließlich liegt für diese eben beschriebenen Vorgänge und ihre Entwicklung die Versuchung näher, denn sonstwo, die Hypothese AMPFERERS von den Unterströmungen sowohl für „Orogenese" als für „Epirogenese" verantwortlich zu machen. Ich erinnere nur an die jüngsten diabas-basaltischen Gänge, die scharf und deutlich jünger die Gebirge vielerorts durchschlagen und wahrscheinlich Zeugen des letzten Vorgangs sind. Die Granitintrusion in der Cordillera, den oberen Teil des Magmaherdes repräsentierend, würde die Kleinfaltung einleiten, die etwas basischere Effusion der äquivalenten Ergußgesteine, etwas tieferen Teilen der Magmaschicht entsprechend, würde das nahezu totgefaltete Gebirge unter vertikaler Aufwärtsbewegung in längliche Streifen verkitten helfen, und das Durchschlagen des Komplexes längs den Rändern mit ausgedehnten Ergüssen von ausgeprägt mehr basischen Gesteinen, aus noch tieferen Teilen des Herdes stammend, würde die Hochhebung des Blockes einleiten und eine Großfaltung anstreben. Bei einer nicht allzu großen Amplitude zu Beginn dieser Entwickelung würden größere Diskordanzen außerhalb des jeweiligen Blockes kaum entstehen.

Die letzten Andeutungen sind ja recht hypothetisch, ergeben sich jedoch aus dem Zusammenhang, und ich hoffe fernerhin weitere Belege in dieser

---

[1]) Auf die Analogie mit den kaledonischen Massengesteinen des skandinavischen Hochgebirges, auf die schon V. M. GOLDSCHMIDT hingewiesen hat, soll in der ausführlichen Publikation eingegangen werden.

Richtung zusammentragen zu können. Jedenfalls gibt diese Deutung einen Weg an zu einer rationellen Lösung der Verknüpfung des Vulkanismus mit der Tektonik und der Krustenbewegung als Ursache und Wirkung, und die Gesteine verschiedenen Stammes, die P. QUENSEL in dem andinen Gebiet im Süden des amerikanischen Kontinents beschrieb, finden wahrscheinlich einen richtigen Platz in diesem tektonischen Entwicklungsschema. Die Altersbestimmungen der hüllenden Sedimente seiner schönen Lakkolithe sind meines Wissens noch nie genauer und endgültig ausgeführt und veröffentlicht worden.

Hiermit wäre ich für heute zum Schluß gekommen. Doch ich kann nicht schließen, ohne die Geologische Vereinigung und die Anwesenden aufzufordern, in corpore an Dr. KEIDEL den Ausdruck unserer Hochachtung zu richten für die Arbeit, die er im fernen Lande unter den schwierigsten Verhältnissen und Zeiten ausgeführt, und für die Organisation, die der Wissenschaft so manches wichtige Ergebnis gebracht hat; ich glaube, daß es am Platze ist, seinen fünfzehnjährigen Dienst als Leiter der geologischen wissenschaftlichen Forschung in Argentina gebührend zu ehren.

Diskussion der Vorträge betr. die andine Geosynklinale.

L. KOBER (Wien): Die „andine Geosynklinale" weicht in der Tat weit ab von der alpinen. Sie hat nur geringe Breite (etwa 200 km), keine typischen alpinen Sedimente, keine typischen alpinen Faunen, sie hat mehr „mitteleuropäischen" Charakter. Sie ist offenbar mehr Randzone einer Geosynklinale, deren größter Teil aber im Pazifik versenkt ist. Dafür sprechen auch die Gesteine mit Bauformen der Ketten der Fiammala usw. Diese können am ehesten verglichen und verstanden werden als alpine Außenzonen, vergleichbar der Molasse und Juraregion. Zweifellos erscheinen die Anden gegenüber Südamerika als junge orogene Zonen, die aber in ihrem westlichen Teile versenkt sind.

H. STILLE (Göttingen) vermißt in den vorangegangenen Ausführungen über die Stratigraphie der andinen Geosynklinale und über die Veränderungen, die die Geosynklinale hinsichtlich ihrer Ausdehnung und Lage und hinsichtlich der Verbindungen mit anderen Meeresräumen erfahren hat, die Bezugnahme auf die orogenetischen Ereignisse in den behandelten Zeitabschnitten. Im Anschluß an die Ausführungen des Herrn BACKLUND verweist er auf die früher von ihm in den kolumbianischen Anden, insbesondere im Magdalenasgebiete (v. Koenen-Festschrift 1907), gemachten Untersuchungen. Dort haben wir ein „vorkretazisches Grundgebirge", durchsetzt von den verschiedensten vorkretazischen Eruptiven. In der kretazisch-tertiären Deckserie ist die mächtige marine Unterkreide (Villeta-Schichten) gleich den oberkretazischen Guadalupe-Schichten frei von gleichaltrigen Eruptiven. Aber in den Guaduas-Schichten, die in die jüngste Kreide zu stellen sind, treten Deckenergüsse von Labradorporphyriten und Quarzporphyren auf, wobei sich im oberen Magdalenasgebiete letztere als die jüngeren erweisen. Zwischen den Guaduas-Schichten und den Honda-Schichten, die sicher zum Tertiär gehören, wenn auch ihr genaueres Alter noch dahinsteht, liegt nicht nur eine durch Diskordanzen kenntliche Orogenese, sondern auch die Intrusion von granitischen Tiefengesteinen („Andengraniten"). In diesem Falle haben wir einen Vulkanismus, gegen dessen Einreihung in eine orogenetische Phase, nämlich diejenige an der Grenze von Kreide und Tertiär, die als Hauptsache der Andenfaltung gilt, keine Bedenken bestehen. Aber bei den Ergüssen der Guaduas-Zeit handelt es sich um einen „anorogenetischen" Vulkanismus. Herrn BACKLUND ist somit nicht zuzustimmen, wenn er in den Anden allein auf Grund der eruptiven Vorgänge die Zeitlichkeit der Gebirgsbildungen fest-

stellen will, vielmehr sind die von ihm genannten Eruptionszeiten in der Hauptsache nach der Konkordanz der Schichtserien nicht nur in den Anden, sondern auch in anderen Weltgebieten als ausgesprochen anorogenetisch zu bezeichnen, während die Andenfaltung sich in ganz anderen Zeiten ereignet hat. Wie anderswo, so gibt es auch in den südamerikanischen Anden einen Vulkanismus der orogenetischen und einen solchen der anorogenetischen Zeiten. Vergleichsweise haben wir in Mitteleuropa einen hochbedeutsamen Vulkanismus in der durchaus anorogenetischen Zeit des Unteren Rotliegend.

H. BACKLUND (Åbo, Finnland): Der Vortragende ist, in Entgegnung auf die Einwände von Professor STEINMANN, weit davon entfernt, den Zyklus der Gebirgsbildung und der Entwicklung der Magmagesteine in Neuquén auf die ganze andine Geosynklinale zu übertragen, da ja die Umrahmung der Geosynklinale in ihren verschiedenen Teilen recht verschiedenartig ist und deshalb für diese Teile jeweilig eine abweichende Entwicklung postuliert werden muß: er möchte jedoch einen entschiedenen Vorbehalt dagegen einlegen, alle postpaläozoischen Tiefengesteine als der letzten großen Phase der Gebirgsbildung angehörig zusammenzufassen, da auch an anderen Stellen, wie am Illimani in Bolivia, mehrere Phasen der Massengesteinsintrusion zu unterscheiden sind und sich auch in dem von Ort zu Ort wechselnden petrologischen Charakter der Gesteine kundtun. — In Erwiderung auf den Einwand von Professor STILLE betreffs der Anwendung und Definition der Begriffe Orogenese und Epirogenese hebt der Vortragende hervor, daß er sie, wie aus dem Vortrage hervorgegangen sein wird, nicht als wesensverschieden ansieht, sondern als durch die Lokalverhältnisse modifizierte Äußerungen eines und desselben großen Bewegungsvorganges im Untergrunde, wobei die Orogenese dem ersten Abschnitt der Bewegung angehört, während die Epirogenese den zweiten, durch veränderte Bedingungen abweichenden und abschließenden Abschnitt repräsentiert.

Über die Form andiner Krustenbewegungen und ihre Beziehungen zur Sedimentation.

Von Professor **Walther Penck** (Leipzig, † 29. September 1923).

(Mit 1 Textfigur.)

Der Gegenstand, dem die nachfolgenden Erörterungen gelten, fügt sich durch die Art der Problemstellung und ihre Behandlung einer Entwicklungsrichtung an, die sich in der allgemeinen Geologie seit noch nicht sehr langer Zeit bemerkbar macht: die Entwicklung zur physikalischen Geologie in einem strengeren Sinn. Diesen Weg ist zuerst wohl der Vulkanismus gegangen, der unter dem Einfluß der Errungenschaften der physikalischen Chemie aus einer Art Vulkankunde zur Lehre von den Bewegungen des Magmas und ihren mannigfachen Abhängigkeiten von der Natur des Stoffes und des Milieus zwischen Ursprungsort und Ort seiner geologischen Gestaltung usw. geworden ist. Ähnlich beginnt nun auch zu den Fragen der Lagerung und Lagerungsstörungen, einer Tektonik im engeren Sinn, mehr und mehr als Gegenstand systematischer Untersuchung der große Fragenkomplex der Krustenbewegungen und ihrer beiden Wirkungen zu treten: der Struktur und Höhengestaltung der Erdkruste. Diese Fragen sind an sich nicht neu. Was sie in ein neues Licht treten läßt, ist die Heraushebung und schärfere Erfassung der Bewegungsvorgänge. Diese sind Massenverlagerungen, hier solche innerhalb der Erdkruste, innerhalb des Erdkörpers. Von ihnen stehen in

Abhängigkeit Massenverlagerungen entlang der Erdoberfläche. Diese gehören zum dritten, uns näher interessierenden Fragenkreis der physikalischen Geologie.

Besser als in den anderen Kreisen lassen sich hier schon einige Zusammenhänge zwischen den Erscheinungen und den sie erzeugenden Vorgängen überblicken, da nicht nur jene, sondern in größerem Umfang auch diese unmittelbarer Beobachtung zugänglich sind. Insbesondere ist heute mit voller Bestimmtheit erkannt, daß die exogenen Massenverlagerungen ohne Ausnahme Gravitationsströme sind, Bewegungsvorgänge also, für die, gleichviel in welchem Medium sie sich abspielen, die treibende Kraft die Schwerkraft ist. Damit sind Richtung und Ablauf jener Massenverlagerungen bestimmt. Sie folgen einem Gefälle, und zwar ist gerade für die geologisch wichtigsten Vorgänge dieser Art, für diejenigen nämlich, die kraft der Dichte der bewegten Materie und Medien an der Oberfläche der Erdfeste haften, das Oberflächengefälle des Landes bestimmend.

In dieser Abhängigkeit wurzelt die außerordentlich enge Verbindung des ganzen Fragenkreises mit dem Problem der Krustenbewegungen. Diese sind es, welche auf dem Planeten den Wechsel von Hoch und Tief, auf dem Lande ein Oberflächengefälle erzeugen, und damit die exogenen Massenverlagerungen überhaupt erst ermöglichen. Von selbst versteht sich, daß daher auch deren Wirkungen in Abhängigkeit von den Krustenbewegungen stehen[1]).

In zwei Gruppen ordnen sich jene Wirkungen ein und in gesonderten Räumen treten sie auf: die Abtragungsformen im Nährgebiet der Gravitationsströme und die Sedimentation an deren unterem Ende. Die Erforschung der Abtragungsformen ist in den letzten Jahrzehnten zum überwiegenden Teil von Geographen gefördert worden. Eine große Summe von Beobachtungen und gesicherten Erkenntnissen wurde auf diesem Gebiet gewonnen. Und darauf liegt das Schwergewicht, nicht auf den verschiedenen Richtungen morphologischer Betrachtungsweise, die von den Vertretern der einzelnen Schulen gepflegt werden. Aber die Vorgänge der Sedimentation mit ihren mannigfachen Abhängigkeiten fanden in der geographisch-morphologischen Fragestellung kaum einen Platz. Sie sind dagegen seit langem Arbeitsfeld des Geologen, und ich brauche kaum besonders auf die wichtigen hierbei erzielten Ergebnisse und ihre Tragweite für tektonische Fragen und für die Frage der Krustenbewegungen hinzuweisen. Erinnert sei nur an die eminente Bedeutung, welche die Untersuchung der Fazies etwa für die Auflösung verwickelter Lagerungsverhältnisse wie in den Alpen gewonnen hat; welch weite Ausblicke auf manche Wesenszüge der Krustenbewegungen die immer näher erkannten Beziehungen der Fazies zur Art des Sedimentationsraumes eröffnen, wie sie beispielsweise in der Gegenüberstellung der zyklisch gebauten epikontinentalen Transgressionssedimente und der Geosynklinalbildungen enthalten sind.

Beschaffenheit des Absatzgebietes, auch hinsichtlich seiner endogenen Veranlagung, worunter alle Verhältnisse krustaler Bewegungen zu verstehen sind, denen ein Sedimentationsraum unterworfen ist, ferner Art der Stoffzufuhr und Stoffart bestimmen Lagerung und Fazies der entstehenden Schichten und sind die Umstände, welche den Untersuchungen die Richtung wiesen.

Hierzu kommt jedoch noch ein weiterer, sehr wichtiger Punkt: die Abhängigkeit der Sedimentation von der Beschaffenheit des Einzugs- oder Nährgebietes. Dieses bestimmt nicht nur durch seine geologische Zusammensetzung, sondern ebenso durch seine Höhengestaltung, aber auch durch seinen Formenschatz und insbesondere

[1]) Näheres hierüber in Walther Penck, Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. Ber. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wiss. 1920, LXXII, S. 65.

durch dessen Anordnung die Stoffart und Art der Stoffzufuhr nach dem Ablagerungsgebiet. Eine ganze Anzahl wichtiger noch ungelöster Probleme von allgemeiner Bedeutung tritt hier entgegen, auf einem Gebiet, das gleichsam eine Verbindungsstrecke zwischen den Problemen der Sedimentation und der Morphologie üblicher Fassung darstellt. Namentlich auf folgenden Zusammenhang ist hier hinzuweisen: Abtragungsformen und Höhengestaltung des Einzugsgebietes sind selbst das Werk der Abtragung und der Krustenbewegungen. Somit besteht neben den zahlreichen anderen Abhängigkeiten auch eine solche der Sedimentation von denjenigen Krustenbewegungen, denen der Abtragungsbezirk unterworfen ist, und zwar kommen als bestimmende Faktoren die Art, Stärke und der Ablauf jener Bewegungen in Frage. Die Beziehungen sind mittelbarer und recht verwickelter Natur und sie finden ihren Niederschlag in der Fazies der Sedimente und deren Anordnung. Darauf bezügliche Untersuchungen habe ich in den nordwestargentinischen Anden ausgeführt, und hierüber soll im folgenden berichtet[1]) werden.

Über die allgemeine geologische Situation schicke ich folgendes voraus. Dem jungmesozoisch-tertiären Faltenstrang der argentinischen Hochkordillere ist im Osten eine Reihe meridionaler Gebirgsketten vorgelagert, die sich isoliert aus den Ebenen Zentralargentiniens erheben, im Streichen nach N zahlreicher werden, sich enger reihen und schließlich in das Hochland der Puna de Atacama eintreten. Zusammensetzung und innerer Bau lassen in diesen Ketten, den pampinen Sierren, Stücke der brasilischen Masse erkennen, die von der andinen Gebirgsbildung ergriffen, emporgetragen worden und damit Bestandteil des andinen Kettensystems geworden sind. Mehrere sich überdeckende Schieferungsgenerationen, wiederholte Umprägung der kristallinen Felsarten und die Verwischung der an anderen Stellen sichtbaren Diskordanz zwischen archäischen und algonkischen und wohl auch altpaläozoischen Sedimenten zeigen an, daß mehrere Perioden der Gebirgsbildung die alten Massen betroffen haben, die letzte allem Anschein nach im Obersilur. Diskordant über diesem komplizierten, näherer Auflösung noch harrenden Unterbau werden Denudationsreste von örtlich karbonen, allgemeiner verbreiteten permischen und triadischen Festlandsedimenten der Gondwanaformation angetroffen. Diese bildeten ehedem höchst wahrscheinlich einen geschlossenen Schichtmantel von, wie man heute weiß, sehr wechselnder Mächtigkeit über dem abgetragenen, doch keineswegs eingeebneten Untergrund.

In den zentralargentinischen Teilen der pampinen Sierren und nach Norden bis zum Südostrand der Puna de Atacama zeigen die dürftigen Reste von Gondwanaschichten wohl tektonische Störungen, aber keine Faltung. Das ist gegen Westen und Nordwesten, wo die Gondwanaschichten in ungleich größerer Verbreitung und Vollständigkeit erhalten sind, anders. Ihre unteren, den Talchir- und Kaharbaribeds entsprechenden Abteilungen sind dort mit den liegenden Silur—Devonkomplexen intensiv verfaltet und verschuppt, und diskordant über diesem Deckenbau von ostalpinem Typus[2]) liegen die höheren permotriadischen Horizonte der Gondwanaserie. Es handelt sich um den permischen Faltenstrang der Vorkordillere, der sich mit nach SW konvexem Bogen um die älteren Strukturen der brasilischen Masse herumlegt, mit dieser zur Einheit verschweißt ist. Beide zusammen bilden den Unterbau, der auch

[1]) Ergänzung und weiteres ausführlicheres Belegmaterial zu den hier niedergelegten Beobachtungen findet sich in WALTHER PENCK, Der Südrand der Puna de Atacama. Abh. d. Sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig, math.-phys. Kl., XXXVII, 1920. Hier auch die einschlägige Literatur bis 1915.

[2]) H. KEIDEL, Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales Minist. Agric. Seccion Geol. XV, N. 2. Buenos Aires 1921.

an verschiedenen Stellen der Hochkordillere durch die andinen Bewegungen hoch emporgetragen, unter der mesozoischen Schichtfolge der sogenannten andinen Geosynklinale zum Vorschein kommt. Es ist also im weiteren Sinne die Unterlage des andinen Faltenstranges, die in den pampinen Sierren sichtbar ist.

Die äußere Gestalt der pampinen Sierren ist die von langgestreckten Gewölben, deren öfters ungleich steile, meist vollkommen zertalte Flanken eine allgemeine mittlere Neigung von 5—10° besitzen — auch die als steile Abstürze erscheinenden Abdachungen sind nicht steiler! —, und deren Kammlinien die Auflösung in Gipfel nach Art alpiner Ketten vermissen lassen. Daher treten die Sierren im ganzen als geschlossene, wallartige Ketten entgegen, zwischen denen sich in Zentralargentinien weitgespannte Alluvialebenen dehnen. Gegen die Puna de Atacama hin ist diese Gestaltung noch ausgeprägter: die zahlreicher gewordenen Ketten bilden ein zusammenhängendes System, in dem an Stelle der weiten Alluvialebenen Senken von annähernd gleicher Erstreckung und Spannweite, von gleicher Größenordnung wie die Ketten, treten. Zum Teil sind jene Senken Aufschüttungsgebiete und werden Bolsone genannt; zu einem Teil dagegen sind sie samt ihrer älteren Sedimentfüllung ganz oder teilweise in den Bereich der Abtragung gerückt. Ausgezeichnete Aufschlüsse über Lagerung und Ausbildung der jungen Schichten sind hier geschaffen, Aufschlüsse allerdings, die auf die Nähe der Puna, einen Bezirk sehr lebhafter allgemeiner Hebung geologisch jungen Datums beschränkt sind.

Gliederung in Ketten und Senken zeichnet in ausgeprägter Weise die Puna selbst aus, in welche die Ketten der benachbarten pampinen Sierren von Süden her ohne Höhenverlust eintreten, während ihre Senken mit einem Male in großer absoluter Höhe liegen. Im übrigen sind die Punasenken die unmittelbare tektonische und orographische Fortsetzung der Bolsone südlich von ihr.

Wie die alten Strukturen der pampinen Sierren, so setzt auch der permische Faltenstrang und ein Teil jener Zone mesozoischer Meeressedimente in die Puna fort, die heute den andinen Faltenstrang bildet und in der argentinischen Hochkordillere zu bedeutenden Höhen emporgestiegen ist. Den westlichen Teil der Puna baut der andine Faltenstrang auf. Und hier sieht man, daß auch die Faltenbündel jurassischer Ablagerungen zu meridional streichenden Senken und Ketten zusammengefaßt sind, die sich in ihrer Tektonik und äußeren Gestaltung (von der vulkanischen Bedeckung abgesehen) in nichts unterscheiden von den östlicheren Ketten, deren innerer Bau strukturell der Vorkordillere bezw. dem älteren Faltenbau der pampinen Sierren entspricht.

Undeutlicher dagegen wird die Gliederung des Gebirgskörpers in Ketten und Senken im Bereich der andinen Geosynklinale südlich der Puna. Man könnte dort versucht sein, an der früheren Vorstellung festzuhalten, daß der Zusammenschub der Schichten einen einheitlichen Gebirgsstamm, eben die argentinische Hochkordillere, „aufgefaltet" habe, wenn nicht mehrfach das Erscheinen der Unterlage des andinen Faltenstranges in großer Meereshöhe, so im Aconcaguagebiet, in der Sierra del Viento und südwärts in zunehmendem Umfang, anzeigte, daß das Gebirge auch dort als solches durch das Emporrücken eines ganzen Krustenstreifens entstanden ist, welcher Träger des andinen Faltenstranges ist. In welchem Umfang diese Bewegungen eine Gliederung in Ketten und Senken erzeugt haben, läßt sich derzeit noch nicht übersehen, nicht weil es an dahingehenden Anzeichen[1]) und darauf-

[1]) Ihrer tut unter anderen H. Rassmus Erwähnung (Minist. de Agricult. Dir. Gal. de Minas usw., Boletin 28, Serie B. Buenos Aires 1922), und F.

gerichteten Beobachtungen etwa ganz fehlte, sondern weil die Beobachtung hier durch eine weitgehende Durchtalung und Auflösung des Gebirges, welcher Ketten und Senken unterworfen sind, sehr beeinträchtigt erscheint. Zum Teil scheinen nicht unähnliche Verhältnisse vorzuliegen wie in den Ostalpen, in denen die Natur der tief zertalten Senken zwischen den in ein Gipfelmeer aufgelösten Ketten erst gegen den Ostrand des Gebirges hin durch die eingelagerten Tertiärschichten auch strukturell und stratigraphisch erkennbar ist, während sie in den westlichen Gebietsteilen nur auf morphologischem Wege und durch gewisse Verhältnisse der jüngeren, quartären Sedimentation, allerdings mit nicht geringerer Sicherheit, zu erschließen ist. Solche feinere Untersuchungen, über die ich anderwärts berichten werde, fehlen in jenen Teilen der Anden noch vollkommen, und daher ist uns in diesem Punkt vorerst noch einige Reserve auferlegt. Unter voller Wahrung derselben kann jedoch zusammengefaßt werden, daß die Kettenbildung der Grundzug andiner Krustenbewegungen ist, soweit die Höhengestaltung und tektonische Gliederung des Gebirgskörpers in Frage kommt.

Zwei Probleme knüpfen an diese Erkenntnis an: 1. Welches ist das Wesen der Ketten, die in großer Zahl und enger Reihung das andine System zusammensetzen?, und 2. In welcher Beziehung steht die Kettenbildung zur Faltung der Schichten?

Die pampinen Sierren Zentralargentiniens, diese eindrucksvollsten Vorbilder von Gebirgsketten, haben fast alle ihre Erforscher veranlaßt, zu der ersten Frage Stellung zu nehmen. Die Lösung des Problems stieß hier jedoch genau wie in den nordamerikanischen Basin Ranges, die in wesentlichen Punkten den pampinen Sierren gleichen, auf eine Schwierigkeit: in weitem Umfang fehlen nämlich jüngere Bildungen, etwa zusammenhängende Stücke eines die alten Massen überkleidenden, mitbewegten Sedimentmantels, durch dessen gegenwärtige Lagerung die Natur der Ketten unmittelbar sichtbar gemacht wäre. Wohl sind größere Komplexe der Gondwanaserie an einigen Stellen noch vorhanden, so in Depressionen im Innern mancher Ketten wie in der südlichen Famatinakette beispielsweise in der Umgebung des Trancastales, wo die bruchlose Einmuldung der Schichten keinen Zweifel über den Charakter jener Sekundärsenke läßt. Auch an den Kettenrändern treten hier und da Reste des alten Schichtmantels auf, die einfach geschleppt, emporgewölbt sind wie auf der Westseite der südlichen Famatinakette, oder auch mit Brüchen gegen die alten Massen der benachbarten Kette absetzen. Aber einheitlichen Aufschluß gewähren jene verstreuten und anscheinend von Brüchen ziemlich stark betroffenen Schichtrelikte nicht und namentlich lösen sie nicht die Frage nach dem Alter der Störungen. Jüngere Absätze treten ebenfalls stark zurück. Sie liegen offenbar hauptsächlich unter den Alluvionen der zentralargentinischen Ebenen, welche im Ostteil des Systems ziemlich unmittelbar den Saum der Ketten berühren. In den westlicheren Regionen sind in einiger Ausdehnung festländische Absätze bekannt, die der oberen Kreide zugerechnet werden und schon gestört am Rande einiger Ketten zum Vorschein kommen. In den breiten Räumen zwischen den Ketten herrscht flache Lagerung, wo immer vorquartäre Sedimente zutage liegen.

So ist den Annahmen über das Wesen der Ketten weiter Spielraum gelassen, und mehr als Annahmen sind bislang nicht gemacht worden. BRACKEBUSCH verglich die Ketten mit Antiklinen, ähnlich wie dies CLARENCE KING, dieser gestützt auf eine Reihe halbvergessener Beobachtungen, vor Jahr-

KÜHN stellte sie bis in den äußersten Süden fest, die Senken dort vom „patagonischen Inlandeis" erfüllt findend (Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1922, Nr. 7—10).

zehnten schon von den Basin ranges im westlichen Nordamerika äußerte[1]). Als dort weitere Untersuchungen die Tatsache zutage förderten, daß der Saum mancher Ketten und zwar gewöhnlich nur auf einer Seite von Brüchen begleitet wird, wurde die Ansicht KINGS von den durch Bruchdislokation modifizierten Antiklinen verlassen, und allgemein G. K. GILBERT gefolgt, der in den Basin ranges einseitig schräggestellte, an Brüchen gegeneinander bewegte Krustenstreifen oder Blöcke sah[2]). Hierin wird ein besonderer Störungstypus erblickt, der unter der Bezeichnung basin range-structure bekannt ist. Seither wird allgemein der Bruchbildung entscheidende Bedeutung bei der Kettenbildung zugeschrieben: werden die Ketten für Blöcke gehalten, die einseitig herausgehoben und dabei schräggestellt wurden, oder als Horste über die zurückbleibenden Gräben emporstiegen. Ein Blick in die Literatur über die Kettensysteme der Erde zeigt, daß bis in die jüngste Zeit nicht allzuviel Gewicht auf die Frage gelegt wird, ob die Brüche, die gefordert und angenommen werden, auch wirklich vorhanden sind[3]). Befriedigen kann dieser Stand der Dinge nicht.

Basin range-structure ist nach der gegenwärtigen Auffassung argentinischer Geologen der Bautypus auch der pampinen Sierren[4]). Der geologische Nachweis ist allerdings nicht geführt und wird auch, wie bemerkt, nicht leicht zu führen sein. Nur an wenigen Stellen sind in Zentralargentinien die Ausstriche streichender Verwerfungen wirklich festgestellt. Gewöhnlich wird angenommen, daß die großen Verwürfe, von den Alluvionen der Ebenen bedeckt, dem Kettenfuß entlangziehen. Wie in Nordamerika wurde auch hier versucht, die Existenz der unsichtbaren Brüche auf morphologischem Wege zu erweisen[5]). Die benützten Kriterien sind zum überwiegenden Teil dieselben, die W. M. DAVIS auf dem Boden seiner Zyklenlehre theoretisch abgeleitet hat und auf die Basin ranges anzuwenden versuchte[6]). Sie sind jedoch ganz unzureichender Natur, da nicht eindeutig, und ruhen wie DAVIS' Lehre vom Erosionszyklus auf der irrigen Voraussetzung, daß die Abtragung erst in Aktion tritt, wenn die Krustenbewegung schon beendet ist. Auf solcher Unterlage läßt sich die Existenz der vermuteten Brüche nicht wahrscheinlich machen. Systeme quartärer und älterer Hebungsterrassen in den Gebirgstälern, die am Saume der Ketten in nach unten konvergierende Felsterrassen und

---

[1]) C. KING, Report of the Geol. Survey of the Fortieth Parallel. Bd. III. Mining Industry. Washington 1870. Bd. I. Systematic Geology. Washington 1878.

[2]) G. K. GILBERT, Geogr. and Geol. Explor. and Surveys West of the One Hundredth Meridian. III. Geology. Washington 1875.

[3]) Gelegentlich wird eine Untersuchung der Frage nicht nur unterlassen, sondern anscheinend selbst für überflüssig erachtet, da man sich das (relative) Sinken der Längsfurchen nicht „anders als grabenartig .... vorzustellen vermag", wie G. FLIEGEL in seinem Versuch, einen Überblick über die jüngere Gebirgsgeschichte Anatoliens zu geben, wörtlich bekennt (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Berlin, LXXIII, 1921, Monatsber. Nr. 1—3, S. 15). Daß der Bau des anatolischen Kettensystems gänzlich anders geartet ist, als FLIEGEL darstellt, dem die Bedeutung von Ausbildung und Lagerung des korrelaten Neogens für die Entzifferung des Gebirgsbaus ganz entgangen zu sein scheint, werde ich an anderer Stelle nochmals ausführlicher zeigen.

[4]) H. RASSMUS, Rasgos geológicos de las Sierras pampeanas. Minist. Agr. Dir. Gal. de Minas usw. Bol. 13, Serie B. Buenos Aires 1916.

[5]) O. SCHMIEDER, Apuntes geomorfologicos de la Sierra Grande de Cordoba. Bol. Ac. Nac. de Cienc. Cordoba, XXV, 1921, S. 183.

[6]) W. M. DAVIS, The Ranges of the Great Basin. Science XIV, 1901, S. 457; The Mountain Ranges of the Great Basin. Bull. Mus. Comp. Zoology. XLII, 1903, S. 129.

zerschnittene, ineinander geschachtelte Schuttkegel übergehen, zeigen zudem an, daß die Ketten bis in die jüngste Zeit aufwärts bewegt worden sind und zwar gegenüber ihrem eigenen Rand.

Mit Annäherung an die Hochkordillere im W, insonderheit gegen N gegen die Puna de Atacama hin, in welchen Richtungen das enger gereihte Kettensystem im ganzen stärker herausgehoben ist, und der Abtragungsbereich auch auf die schmäler werdenden Längsfurchen übergreift, gehören nun in der Tat streckenweise wohl erschlossene Längsbrüche und aus ihnen hervorgegangene, steile Überschiebungen zu den Merkmalen des tektonischen Gefüges[1]). Man kann diese Störungslinien jedoch keineswegs, wie geschehen ist, als Beleg dafür benützen, daß die Ketten Horste oder schräggestellte Blöcke nach Art der Basin range-structure seien. Schon nicht aus dem einfachen und überzeugenden Grunde, weil — wie erwiesen worden ist — dieselben Brüche gegen den Rand der Puna de Atacama auskeilen, zu Ende gehen, die Ketten aber nicht. Diese treten vielmehr ohne jede Änderung ihrer Höhengestaltung und ihres sonstigen tektonischen Gefüges als einfache Antiklinen in das Hochland ein.

Aus dieser Sachlage leitet sich zunächst der unwiderlegliche Schluß her, daß Kettenbildung und Bruchbildung zueinander nicht in dem kausalen Verhältnis stehen können, das dem Begriff der Basin range-structure zugrunde liegt. Dieser setzt voraus, daß zwischen der Höhengestaltung der Kette und der Sprunghöhe des Bruches Übereinstimmung oder eine nahe Abhängigkeit besteht, wenn die Kette ein Horst oder schräggestellter Block, die benachbarte Senke ein Graben oder bruchdislozierter Senkungsraum ist.

Was man beobachtet, ist von ganz anderer Art. Näheren Einblick in das Wesen und die Entwicklung der Ketten gewinnt man an den Stellen, an denen die von den Ketten stammenden Abtragungsprodukte zu Schichtkomplexen angereichert sind, wo also die der Kettenentwicklung zeitlich und kausal parallel gehende Sedimentationsgeschichte der Beobachtung zugänglich ist. In großem Umfang sind solche korrelate Schichten in den Senken nahe der Puna de Atacama erschlossen. Sie sind durchweg festländischer Fazies und reichen von der Gegenwart bis in die obere Kreide zurück, ohne daß man freilich wegen der Fossilarmut angeben könnte, welchen Stufen des Tertiärs und der oberen Kreide die einzelnen Abteilungen zuzurechnen sind. Die Mächtigkeit der Schichten, die gelegentlich 10 km überschreitet, bekundet, daß sie auf sinkender Unterlage abgesetzt worden sind. Jede Abteilung gliedert sich in eine grobklastische gebirgsnahe und sandige gebirgsferne Fazies. Die erstere besitzt durchaus die strukturellen Merkmale von Schuttkegelbildungen und ist der zugehörigen Kette an- bezw. deren Rand aufgelagert; die feinklastische Fazies findet unter den modernen Alluvionen ihr Analogon in den mit den Schuttkegeln verknüpften feinsandigen Aufschüttungen, die heute im Inneren der Bolsone entstehen und dort oft parkettebene Böden bilden. Nicht in allen Senken sind alle Abteilungen der korrelaten Schichten vorhanden, sondern naturgemäß nur in jenen, die am frühesten Senken und Ablagerungsräume des andinen Systems wurden und diesen Charakter dauernd bewahrt haben.

Das vollständigste bisher untersuchte Profil, über welches hier berichtet werden soll, findet sich in der Senke, deren einfassende Ketten, Sierra de Fiambalá im O, Famatinakette im W, in die Puna hineinstreichen und sich

[1]) W. PENCK, Hauptzüge im Bau des Südrandes der Puna de Atacama. N. J. f. Min., B.-B. 38, 1914, S. 643; H. RASSMUS, La Sierra de Aconquija. Soc. Argent. de Cienc. nat., Buenos Aires 1918, S. 47; G. BODENBENDER, El Nevado Famatina. Bol. Acad. Nac. de Cienc. Cordoba, XXI, S. 100, 1916; H. HAUSEN, Sierra de Umango Area. Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys. I, Åbo 1921.

dort, weithin nach N fortsetzend, als Angehörige der beiden Systeme zeigen, die zwischen sich das interandine Hochland des Nordens einschließen.

Auf einer Abtragungsfläche, welche über teilweise ansehnlich mächtige Komplexe von Gondwanaschichten, daneben über präkambrische und altpaläozoische Felsarten und alte Strukturen hinweggeht, treten als älteste Korrelate braune und rote Sandsteine auf, die, nach weiteren Zusammenhängen zu urteilen, der oberen Kreide angehören. Ihre Unterfläche ist, wo sie triadische Gondwanaschichten überspannt, eine Erosions-, keine Faltungsdiskordanz[1]). Die Schichten sind beiderseits der Sierra de Fiambalá verbreitet und fehlen in deren Bereich. Sie sind dort nicht etwa abgetragen worden, sondern niemals vorhanden gewesen. Das geht aus dem Übergreifen der konkordant hangenden, wahrscheinlich untertertiären Schichten gegen das Gebirge hin und aus deren Zusammensetzung hervor: sie gliedern sich nämlich in eine konglomeratische, gegen die Kette übergreifende, gebirgsnahe Fazies, an deren Zusammensetzung die alten Gesteine der Kette bereits wesentlich beteiligt sind, und in eine gebirgsferne feinsandige Ausbildung, die in den damals überaus weiten Ablagerungszonen im Osten und Westen konkordant über den Kreidesandsteinen liegt (Fig. 1).

Aus dieser Situation folgt zweierlei: 1. Die Kette muß in der oberen Kreide erschienen sein; wir sagen: sie ist oberkretazischer Anlage. 2. Während die Kette als werdender Abtragungsbezirk zunächst feinkörnige Stoffe lieferte, warf sie im unteren Tertiär grobklastische Derivate in die benachbarten Aufschüttungsgebiete. Das kann nichts anderes bedeuten, als daß die Gefällsverhältnisse der Kette bis zum unteren Tertiär steiler geworden sein müssen als sie es in der Kreide noch waren, so steil nämlich, daß die Gewässer grobe Korngrößen transportieren konnten, nachdem sie vorher nur kleine Körper zu verfrachten imstande waren. Steilere Gefälle können aber

[1]) Dieser Umstand ist für die Datierung einiger junger Granitstöcke in der Famatinakette wichtig, welche durch ihre Intrusion das pseudokonkordante Schichtsystem zur Seite gedrängt und gleichsinnig gefaltet haben. Sie sind also sicher jünger als obere Kreide (Walther Penck, Der Südrand der Puna de Atacama, a. a. O. S. 319—331). In der Tat sind Apophysen in den oberkretazisch-alttertiären Schichten gefunden und beschrieben worden (a. a. O. S. 261, 270) und ist von einem Massiv selbst das Eindringen in jungtertiäre Konglomerate beobachtet und sein Kontakt mit charakteristischen endomorphen und exomorphen Kontakterscheinungen abgebildet worden (a. a. O. S. 324 und Abb. 30). Dies alles scheint H. Gerth ganz entgangen zu sein, der in seinem Referat über meine Aufnahmeergebnisse am Punarand den fraglichen Graniten obertriadisches Alter zuschreiben möchte, um sie den Quarzporphyren dieses Alters anzureihen, die am Ostrand der Kordilleren bis nach Feuerland verbreitet sind (Geol. Rundschau XII, H. 6/8, 1921, S. 320). Eine solche Umstellung und Vereinigung mit petrographisch ganz anderen Bildungen — die erwähnten Granite der Famatinakette neigen zur Reihe Hornblendegranit—Tonalit — erscheint doch etwas gewagt, wenn sie nur unter Beiseitesetzung der festgestellten Verbandsverhältnisse gelingt und nicht auf eigenen, ergänzenden Beobachtungen beruht. Daß auf solcher Unterlage meine Theorie vom Mechanismus der Großfaltung (durch magmatische Intrusion) in irgendeinem Punkt erschüttert worden sei, wie Gerth vermeint, kann ich nicht finden, zumal jene Granite zwar Illustration, aber nicht Ausgangspunkt noch Beleg für die Theorie bildeten. Diese Rolle spielen die überwältigenden andesitischen Effusionen jungen Datums (Kreide bis jetzt), welche ebensolche Intrusionen voraussetzen. Deren Raumbedürfnis innerhalb der Kruste wird auch Gerth nicht wohl in Abrede stellen wollen (vgl. hierzu besonders S. 335 bis 361 meines Buches).

nur dann eintreten, wenn der Höhenabstand zwischen Scheitel und Saum einer Kette (bei annähernd gleichbleibender horizontaler Entfernung jener beiden Punkte voneinander) zunimmt. Mit anderen Worten: Die Fazies der Korrelate lehrt, daß die Kette bis zum unteren Tertiär höher geworden ist.

Die Schichten sind heute lebhaft gestört, auf der Ostseite der Sierra de Fiambalá von dieser überschoben, auf ihrer Westseite kräftig gefaltet. Hiervon sehen wir zunächst ab und verfolgen die Verhältnisse im Bereich der westlichen Nachbarkette, der Famatinakette. Sie liegt in der betrachteten Gegend (Sierra Narvaez) ganz in der Zone gebirgsferner Kreide-Untertertiärschichten und hat dieselben durch ihr Erscheinen zunächst antiklinal emporgewölbt, wozu seither Faltung und Überschiebung jener Decksedimente entlang dem Ostfuß und ihre Abtragung vom Scheitel der Kette getreten ist. Somit ist die Famatinakette in den behandelten Breiten nachuntertertiärer Anlage. Und sie wie auch die ältere Sierra de Fiambalá warfen ihre Abtragungsstoffe in die zwischen beiden verbliebene Senke. Die Schichten führen mittelmiozäne Pflanzenreste und bestehen zu unterst aus nur feinkörnigen, also gebirgsfernen Sandsteinen, die sich gerade über die Faziesgrenze des Untertertiärs ausbreiten, also konkordant einerseits über Konglomeraten, andrerseits über Sandsteinen ruhen.

Das ist jedoch nur im Inneren der Senke der Fall. Am Saum der Famatinakette gehen die gleichen Schichten über dieselben, hier aber geschleppten Liegendschichten diskordant hinweg und greifen mit höheren, in gebirgsnaher konglomeratischer Fazies ausgebildeten Horizonten gegen die neue, werdende Kette über. Und zwar reicht das grobe Korn in den höheren Horizonten immer weiter gegen das Innere der Senke hinaus (Fig. 2). Das Faziesbild lehrt wieder, daß die neu erscheinende Kette im Westen zunächst feinkörnige Stoffe lieferte, die im Senkentiefsten angereichert wurden, später dagegen — wie schon viel früher die ältere Fiambalàkette — in zunehmendem Umfang grobklastisches Material. Die Entwickelung der Famatinakette (Sierra Narvaez) seit ihrem Erscheinen vollzog sich demnach analog der östlichen Nachbarkette, d. h. in der Richtung zunehmender Höhe.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen zwei Erscheinungen. In erster Linie die an den Kettenrand gebundene Diskordanz zwischen den beiden Abteilungen der tertiären Korrelate. Sie zieht nicht unter der Senke durch, sondern geht, wie man Schritt für Schritt verfolgen kann, gegen deren Inneres unter Vervollständigung des stratigraphischen Profils in eine Schichtfuge über. Die Erscheinung ist kein Spezifikum der untersuchten Gegend, sondern sie ist kennzeichnend für den tektonischen Typus und kehrt daher in den verschiedenen Kettensystemen der Erde wieder, wo korrelate Schichten in einigem Umfang vorhanden sind. So wurde sie vor längerem schon im nordamerikanischen Kettensystem festgestellt; ich fand sie an zahlreichen Stellen in Kleinasien, und auch am Rande des Tienschansystems scheint sie beobachtet zu sein. Für die Beurteilung der Oberflächenformen haben jene Diskordanzen große Bedeutung; gehen sie, wie bemerkt, einerseits nach dem Inneren der Senken in Schichtfugen über, so laufen sie andrerseits gegen die Ketten in ganz bestimmte Abtragungsformen aus, von denen die Diskordanzen ja nichts anderes als durch übergreifende Horizonte bedeckte Stücke sind. Im hier erörterten Fall geht die intratertiäre Diskordanz in eine wohlerhaltene Rumpffläche auf dem Scheitel der Sierra Narvaez (Famatinakette) über, auf der Seite der Sierra de Fiambalá dagegen nicht in die Rumpffläche, die auch dort auf der Gebirgshöhe in Stücken erhalten ist (und die in der Basisfläche der untertertiären Konglomerate-Sandsteine fortsetzt), sondern in ein Talniveau, das in jene ältere Rumpffläche eingesenkt ist und heute allerdings

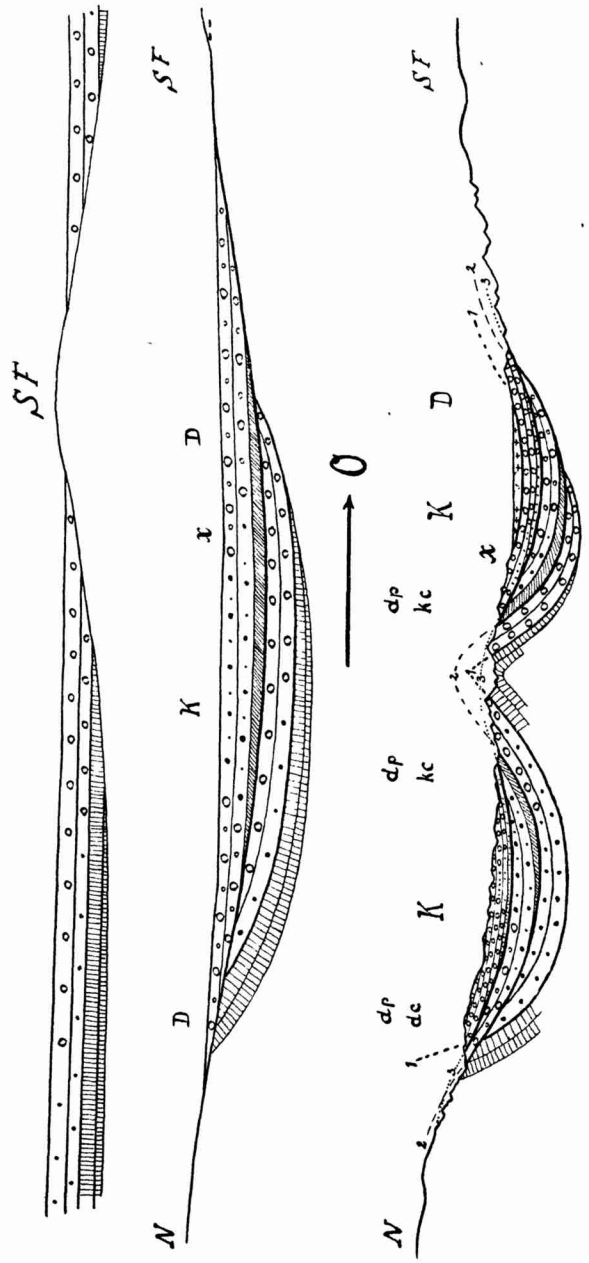

Fig. 1 (oben) bis 3 (unten).

Erläuterung zu Fig. 1—3.

Obere Kreide.

1 Grenzfläche zwischen ob. Kreide und unt. Tertiär.

Unteres Tertiär.

2 Grenzfläche zwischen unt. und mittl. Tertiär.

Mittleres (bis oberes) Tertiär = untere Punaschichten.

3 Grenzfläche zwischen mittl. und oberstem Tertiär.

Oberstes Tertiär = obere Punaschichten.

Quartär.

Anm.: Die grobe Fazies der Ablagerungen ist durch Ringe oder stärkere Punkte (im Quartär durch Kreuzchen) angedeutet.

dc = Diskorkanz zwischen Unter- und Mitteltertiär.
kc = Konkordanz „ „ „ „
dp = Diskordanz zwischen Mittel- und Obertertiär.
D = Zone der Diskordanzen.
K = Zone durchgehender Konkordanz.
x = Beispiel für Wiederholung des gleichen Fazieszyklus in verschiedenem stratigraphischen Niveau.
SF = Sierra de Fiambalá, N = Sierra Narvaez (Teil der Famatinakette).

hoch über den höchsten Talterrassen liegt. Es zeigt sich hier recht deutlich, daß die alten Rumpfflächen auf benachbarten Ketten durchaus nicht gleich alt sein müssen noch zu sein pflegen, und daß sie noch viel weniger, wie gewöhnlich aber in geringem Einklang mit den Tatsachen angenommen wird, emporgetragene Stücke einer einzigen Rumpffläche sind, deren versenkte Verbindungsstücke an der Sohle der zwischenliegenden Senken durchziehen. Jene Rumpfflächen sind vielmehr den einzelnen Ketten eigentümliche Bildungen.

Die zweite Erscheinung, auf die ich besonders aufmerksam mache, da auch sie allgemeine Bedeutung hat und zu Mißverständnissen führen kann, ist der wiederholte Wechsel der Fazies in ein und demselben Vertikalprofil. In einem etwa bei x der Fig. 2 liegenden Aufschluß findet man von unten nach oben: Sandstein—Konglomerat—Sandstein—Konglomerat. Und die Vervollständigung des Profiles bis zur Gegenwart wird an der gleichen Stelle (x der Fig. 3) noch zweimal den gleichen Schichtenzyklus in höherem stratigraphischem Niveau zeigen. Die Abhängigkeit der Korngröße von den Gefällsverhältnissen des Einzugsgebietes vor Augen, könnte ein solches Einzelprofil leicht zum Ausgangspunkt für die — irrige — Meinung werden, daß der zugehörige Abtragungsraum zweimal hoch, gebirgig, steil gewesen sei und dazwischen zweimal niedrig und flach, so daß nur feine Stoffe noch den Ablagerungsraum erreichten. Tatsächlich sind ähnliche Schlußfolgerungen öfters gezogen worden, und wurden die feinklastischen Horizonte für die Anzeichen jener Perioden der Einrumpfung und tektonischen Ruhe betrachtet,

die für das Zustandekommen der Rumpfflächen für unbedingt erforderlich gehalten werden und auch gehalten werden müssen, solange in den Rumpfflächen schlechthin nichts anderes als peneplains, d. h. nach der Theorie des Erosionszyklus entstandene Endrumpfflächen gesehen werden.

Das Gesamtprofil der Faziesanordnung lehrt jedoch etwas ganz anderes. Vergleicht man die Sedimentationsverhältnisse in der untertertiären Senke mit denen in der eingeengten mittel-obertertiären und stellt daneben, was in jedem Bolson, ob schmal oder breit, zu sehen ist, so findet man übereinstimmende Anordnung der Faziszonen: das Muldentiefste ist stets der Ort der Anreicherung vorzugsweise feinkörniger Stoffe und beiderseits findet der Übergang in die grobe gebirgsnahe Zone entsprechend der Schuttkegelzone statt. Diese Anordnung ist die Folge der Saigerung des durch bewegtes Wasser in den Aufschüttungsraum transportierten Materials, und sie wird in gleicher Regelmäßigkeit in allen festländischen Senken der geologischen Vergangenheit und der Gegenwart angetroffen, sofern sie nur Ablagerungsräume sind. Was sich im vorliegenden Fall geändert hat, ist zweierlei: 1. Das Faziesgebiet des Muldentiefsten ist eingeengt im Mittel- bis Obertertiär gegenüber dem Untertertiär, und weiter eingeengt bis zur Gegenwart gegenüber dem oberen Tertiär. 2. Das Muldentiefste ist gegenüber den voraufgegangenen Zeiten verlagert. Es bewahrt nicht seine Lage, sondern verschiebt sich in horizontaler Richtung, und damit verschieben sich naturgemäß die Faziesgebiete. Die Ursache dieser Verlagerung findet sich nicht in einer Änderung der Stärke oder Art der Bewegung der schon vorhandenen Ketten, überhaupt nicht in einem Vorgang, welcher deren Entwickelung betrifft, sondern die Ursache liegt im Auftauchen der neuen Kette, einer neuen Abtragungszone, aus dem Inneren des noch überaus breiten untertertiären Aufschüttungsbezirkes.

Die Erscheinungen wiederholen sich. Während am Saum der Sierra de Fiambalá seit dem unteren Tertiär, an dem der gegenüberliegenden Famatinakette seit dem Beginn etwa des oberen Tertiärs bis heute nichts anderes mehr als grobe Sedimente abgesetzt worden sind und zwar in zunehmender Ausbreitung und Mächtigkeit, ist der normale Sedimentationsgang im Muldentiefsten abermals unterbrochen worden durch das Erscheinen einer neuen, jüngsten Kette. Sie besteht noch ganz aus den mächtigen Korrelaten der Kreide und des Tertiärs, die emporgewölbt und gefaltet worden sind. Ihre Unterlage ist noch nicht sichtbar. Sieht man der Einfachheit halber von dem Faltenwurf ab, so stellt sich das Faziesprofil nach den Beobachtungen dar wie in Fig. 3.

Die neue Kette warf vom Moment ihres Erscheinens im Obertertiär (sagen wir unverbindlich Obermiozän) Abtragungsstoffe in die beiderseits verbliebenen schmalen Mulden und zwar zunächst vorwiegend feinkörniges, später ebenfalls grobklastisches Material. Die Zone gebirgsferner Fazies ist gegenüber dem „Mitteltertiär“ außerordentlich verengt. Sie tritt in zwei Streifen beiderseits der neuen Kette auf, ist aber nur westlich von dieser wohl entwickelt. Östlich von ihr, im Gebiet des heutigen Bolsons von Fiambalá, findet man reine Sandsteine in jenen Horizonten überhaupt nicht erschlossen, sondern nur geröllvermischte Sandsteine, die nach oben sehr rasch in grobe Schotter-Konglomerate übergehen. In ihnen wiegt Material der Sierra de Fiambalá vor, so daß leicht zu erkennen ist, wie die intensive Schuttzufuhr von dieser Seite das geringe Verbreitungsgebiet der gebirgsfernen Fazies bald überwältigte und die von der neuen Kette stammenden Schotter mit denen der beiden älteren und inzwischen höher gewordenen Nachbarketten im O und W zusammenwuchsen. Bis zur Gegenwart ist die westliche Mulde in ganzer Ausdehnung dem Abtragungsbezirk angegliedert

worden, und nur von der westlichen ist im Bolson von Fiambalá ein überaus schmaler Sedimentationsraum geblieben. In ihm findet sich heute das verengte Muldentiefste mit normaler Ausbildung und Anordnung der Sedimentfazies, wie sichtbar, seit dem unteren Tertiär weit gegen Osten verlagert.

Die jüngste Kette ist wieder beiderseits von Diskordanzen begleitet, welche gegen die beiderseitigen Mulden in Schichtfugen zwischen den mittel- und obertertiären Korrelaten fortsetzen. Dieselbe Grenzfläche ist aber auch am Saume der älteren Ketten als Diskordanz entwickelt, und das zeigt neben einer Reihe anderer ebenso eindeutiger Erscheinungen auf dem Gebiet der Formentwickelung an, daß in der Phase, in welcher die jüngste Kette entstand und zu gegenwärtiger Höhe emporstieg, auch die schon vorhandenen Ketten weiterbewegt wurden und nicht etwa stillstanden.

Und das ist der Grundzug der Entwickelung, der in der kontinuierlichen Sedimententwickelung aufgezeichnet ist: die Kontinuität der Bewegung. Jede Kette rückt vom Moment ihres Erscheinens an unausgesetzt empor und zwar derart, daß sie an Höhe wächst. Vollkommen sicher ist, daß diese Bewegung der Ketten heute nicht beendet ist. Zieht man hierzu die korrelate Entwickelung der Oberflächenformen in Betracht, von denen an anderer Stelle ausführlich gehandelt werden soll, so wird zweifelsfrei, daß der Höhepunkt der Aufwärtsbewegung, d. h. die bislang überhaupt erreichte, größte Intensität der Krustenbewegung in der Gegenwart noch nicht überschritten ist.

Welcher Art die Bewegung ist, geht aus der Lagerung der Korrelate hervor. Sie ist nahe dem Punarand, wo die Brüche, Überschiebungen und sonstigen komplizierenden Störungen verschwunden sind, in den Senken synklinal, gegen die Ketten antiklinal, und zwar ist das Schichtfallen in den tieferen stratigraphischen Niveaus immer steiler als im jeweils Hangenden. Die Senken sind Mulden, die Ketten Sättel. Daran ändert sich nicht das Geringste, wenn man weiter nach S geht, wo die Ketten durch das Erscheinen der Längsbrüche und -überschiebungen Merkmale der Basin range-structure erwerben. Es sind dort die Ketten ostwärts auf die relativ sinkenden Mulden aufgeschoben, und damit ist an verschiedenen Stellen Faltung der korrelaten Schichten — stellenweise auch noch der jüngsttertiären! — zeitlich und kausal verbunden. Das ist jedoch nicht die einzige Form junger Schichtfaltung, die hier östlich vom andinen Faltenstrang beobachtet wird. Im Bereich der Famatinakette sind obere Gondwanaschichten und pseudokonkordant hangende Kreide-Untertertiärschichten intensiv gefaltet und zwar nicht nur, wie schon erwähnt (Anm. 1, S. 308), am Kontakt junger, durchbrechender Granitstöcke, welche die Schichtkomplexe zur Seite geschoben haben, sondern namentlich auch in eingemuldeten Zonen, welche die aus mehreren Antiklinalelementen zusammengesetzte Kette gliedern und mächtige eingeklemmte Schichtpakete enthalten. Der Zusammenschub ist hier zwischen unterem und oberem Tertiär gleichzeitig mit der Anlage und dem Höhenwachstum der Kette (Sierra Narvaez) erfolgt und offensichtlich Folge- und Begleiterscheinung der Kettenbildung[1]).

[1]) Dasselbe Verhältnis beobachtete neuerdings H. HAUSEN auch in der Sierra de Umango westlich der Famatinakette (a. a. O.). Das schon erwähnte Fehlen dieser Faltungserscheinungen in den östlichen, zentralargentinischen Teilen des Systems beruht einzig darauf, daß dort die Krustenbewegungen, insbesondere die Kettenbildung (Großfaltung) nicht die große Intensität erreicht hat wie im W und NW in den zentraleren Gebirgsteilen. Darauf komme ich a. a. O. zurück.

Zusammenschub der Korrelate beobachtet man ebenso im Raum der vorgenannten jüngsten Kette. Die Faltung ist dort erst nach dem Mitteltertiär eingetreten und vor dem Ausgang des Tertiärs beendet gewesen, also wiederum gleichzeitig mit Anlage und Höhenwachstum der betreffenden Kette und im ganzen später als in der Famatinakette. Man sieht: Faltung der Schichten tritt hier nicht selbständig auf. Sie erfolgt nicht an allen Stellen des Systems gleichzeitig als eine selbständige Phase der Gebirgsbildung, die dem Akt der Kettenbildung etwa voraufgeht[1]), sondern sie tritt an den Stellen und in den Zeiten ein, da eine Kette erscheint und emporwächst. Sie ist Begleitakt dieses Wachstums, solange sich die Schichten in einer für die Faltung geeigneten Situation befinden und solange sie faltbar sind. Da beide Voraussetzungen nie in unbegrenztem Umfang gegeben sind, so überdauert das Wachstum der Kette die Faltung der Schichten, aus denen die Kette besteht oder die dieser an- bezw. aufgelagert sind. Ein Ausblick auf die Entstehung des andinen Faltenstranges an Stelle der mesozoischen Geosynklinale ist hiermit nicht gewonnen.

Die Bindung der Faltung der Korrelate an Entstehungsort und Entstehungszeit der einzelnen Kette innerhalb des Systems hat jedoch große symptomatische Bedeutung. Sie belegt, daß an der Kettenbildung tangentielle Kräfte beteiligt sind. Dies zusammen mit der den Ketten und Senken eigentümlichen Grundform — Sättel und Mulden! — legt bereits den Gedanken nahe, daß es sich um große Falten handelt. Großfalten wurden sie daher genannt. In der Tat besitzen die Ketten und Senken, was anderwärts näher auszuführen sein wird, die Merkmale echter Falten. Wie solche treten nämlich auch die Großfalten immer nur gesellig, Systeme bildend, niemals singulär wie Aufwölbungen auf. Und dann insbesondere: Sie vermehren wie echte Falten im Laufe ihrer Entwickelung dauernd die Länge, die Höhe oder Amplitude und zunächst auch die Breite oder Phase. In fortgeschrittenem Stadium der Entwickelung dagegen stellen die Großfalten genau wie die echten Falten das Breitenwachstum ein und beginnen ihre Phase wieder zu verkleinern. Dadurch unterscheiden sich die Großfalten grundsätzlich von den Aufwölbungen der Kruste, die wie die Appalachien, der Schwarzwald oder andere deutsche Mittelgebirge mit ihrer Höhe dauernd auch ihre Phase vergrößerten und, wie daraus hervorgeht, eben keine großen Falten sind. Zu Unrecht wird ihnen die Bezeichnung „Großfalten" beigelegt.

Auf die Beobachtungen und Erscheinungen, die zu diesem Ergebnis führen, werde ich an anderer Stelle ausführlich zurückkommen[2]).

Die Kettenbildung ist, um zusammenzufassen, eine Großfaltung. Diese beginnt in dem betrachteten Gebiet nach heutiger Kenntnis in der oberen Kreide, also in derselben Periode, in welche der Anfang der Hauptfaltung in der Geosynklinale nach oberjurassischer und mittelkretazischer Vorläuferphase verlegt wird. Der weitere Gang der Entwickelung besteht im Höherwerden der vorhandenen Ketten — hierbei Eintreten von Bruch, Überschiebung und Schichtfaltung als Folge- und Nebenwirkung — und im Erscheinen neuer Ketten (ebenfalls unter bestimmten Umständen von Schichtfaltung begleitet), deren bis heute schon etwa fünf Generationen unterscheidbar sind. Die Vermehrung der Ketten zieht eine solche der

[1]) Auch in diesem Punkt steht die Wiedergabe durch H. GERTH in vollem Widerspruch mit den von mir berichteten Tatsachen (a. a. O. S. 335).

[2]) Verfasser spielt hier wie an anderen Stellen auf ein von ihm im Manuskript hinterlassenes Werk „Morphologische Analyse" an, das voraussichtlich veröffentlicht werden wird. Schriftl.

Mulden und deren fortschreitende Einengung naturnotwendig nach sich. Dieser Vorgang ist in der Ausbildung und Anordnung der Fazies der in den Mulden sich sammelnden korrelaten Schichten aufgezeichnet. Die Sedimentation ist kontinuierlich wie die Aufwärtsbewegung der Ketten und die auf diesen stattfindende Abtragung. Aber der Sedimentationsort erfährt im Laufe der Entwickelung nicht nur Einengung sondern Verlagerung innerhalb des von den ältesten Ketten gebildeten Rahmens. Die Fazies bekundet fortschreitendes Höhenwachstum der Ketten — die morphologische Entwickelung tut dasselbe in wofnöglich noch schärferer Form[1]) —, die Verlagerung der Fazieszonen ist Folge des Erscheinens immer neuer Ketten und hängt so unmittelbar vom Gang der Großfaltung ab. Dieser führt weiter und schließlich zu einer ständigen Ausbreitung der Abtragungsgebiete auf Kosten der Ablagerungsbezirke, von denen bis heute nahe dem Punarand nicht nur die Mehrzahl heutiger Senken, sondern das weitüberwiegende Areal dessen, was Sedimentationsraum war und mit vielen Kilometer mächtigen Schichten angefüllt ward, der Abtragung und gebirgigen Höhengestaltung einbezogen ist.

Gedanken über die tektonische und geomorphologische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen im Jungtertiär.

Von **A. Winkler** (Wien).

Hier soll ein Auszug aus den Gedankengängen wiedergegeben werden, die ich der Hauptsache nach in einem Vortrage, gehalten auf der I. Allgem. Versammlung der Geologischen Vereinigung am 21. September 1922 unter dem Titel: „Über einige Probleme ostalpiner Gebirgsbildung und ihre Verbindung mit der Morphologie", entwickelt habe. Inzwischen habe ich über dieses Thema eine umfangreichere Publikation fertiggestellt, als deren vorläufige Mitteilung die nachfolgenden Zeilen angesehen werden mögen[2]). —

Aus eingehenden, langjährigen Untersuchungen am Ost- und Südsaume der Ostalpen erwuchs das Bestreben, eine engere Beziehung zwischen den reichlich aufgehäuften geologischen Beobachtungstatsachen und Ergebnissen und den gerade in neuester Zeit stark vortretenden Resultaten geomorphologischer Forschungen herzustellen.

Da die Geomorphologie in vieler Hinsicht auf dem Fundamente der Geologie fußt, ergab sich als wichtigste Aufgabe die Prüfung der Grundlagen, welche die Geologie für die Erkenntnis des Ablaufes der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen zur Verfügung stellt. Die ganz überwiegende Anzahl morphologischer Untersuchungen hat bekanntlich die Annahme zur Voraussetzung, daß in dem Werdegang des Gebirges Phasen langwährender absoluter tektonischer Ruhe[3]) mit kurzen andauernden Bewegungsepochen (rasche Hebungen und Senkungen, Aufwölbungen und Faltungen) abwechseln.

[1]) Vergl. hierzu W. PENCK, Der Südrand der Puna de Atacama a. a. O. Kapitel VI.

[2]) Auf die Beziehungen der hier erörterten Gedankengänge zu jener anderer Forscher geologischer und geomorphologischer Arbeitsrichtung kann hier nicht näher eingegangen werden. Diesbezüglich sei auf die oben angezeigte größere Publikation verwiesen, welche in der Akademie der Wissenschaften in Wien zum Druck in den Sitzungsberichten eingereicht wurde. (Siehe Anzeiger der Akad. d. Wiss. in Wien, Jahrg. 1923, Nr. 18, S. 144.)

[3]) oder wenigstens orogenetischer Ruhe.

Dieser Auffassung zufolge fällt die Ausbildung der Abtragsflächen (Verebnungen und später gehobener Mittelgebirgslandschaften) am Gebirgskörper mit den Zeiten tektonischer Inaktivität, die Zertalung und Zerschneidung des Gebirges aber mit den Epochen heftiger Bewegung (Hebungen!) zusammen.

Die eigenen Studien ergaben von dieser Voraussetzung abweichende Resultate, welche ich in den folgenden 5 Punkten zusammenfassend betrachten möchte:

I. Jungtertiäre Trans- und Regressionen am Ostalpenkörper.

Vergleichende Untersuchungen über die zeitliche Gliederung der jungtertiären Absätze haben das Ergebnis gezeitigt, daß sich am Saume der Ostalpen gleichsinnige und einheitliche Verschiebungen der Erosionsbasis feststellen lassen, die als deutliche Trans- und Regressionen in Erscheinung treten.

Eine erste Haupttransgression ist in dem höheren Teil des Altmiozäns („Schlierphase") anzunehmen. Eine zweite, bedeutende Überflutung fällt in das Altpliozän. Allgemein erkennbare Regressionen spielen sich an der Basis des Miozäns (im obersten Oligozän), an der Miozän-Pliozänwende (vorpontische Erosion!) und sodann im höheren Pliozän ab[1]).

Die einheitliche und gleichartige Verbreitung der Meeresschwankungen verbietet es, ihr Auftreten durch lokaltektonische Vorgänge zu erklären. Im besonderen ist es bemerkenswert, daß dieses Auf- und Abschwanken der Spiegelhöhen in gleicher Weise in Gebieten dauernder tektonischer Aufwölbung, wie auch in den Zonen ständiger Einmuldung erkennbar ist, sich also vom Bewegungsbild der Landschollen augenscheinlich unabhängig erweist. Ich neige daher der Auffassung zu, daß hier entweder eustatische Spiegelschwankungen der Meere, oder von der speziellen Gebirgstektonik ganz unabhängige, die ganzen Ostalpen und ihre Umrandung (zum mindesten) umfassende Krustenbewegungen (Geoidverbiegungen) vorliegen[2]).

2. Festhalten erworbener tektonischer Tendenzen und gerichtete Weiterentwicklung derselben.

Eine andere Frage, die eingehenderer Untersuchung unterworfen wurde, war jene nach dem tektonischen Entwicklungsgang der Ostalpen im Jungtertiär. Da hat es sich ergeben, daß im großen und ganzen, unbeschadet aller im einzelnen erkennbaren Modifikationen, doch meist ein Festhalten an erworbenen tektonischen Tendenzen Platz greift.

Ausgedehnte Zonen erscheinen durch sehr lange Zeiträume in ständiger Aufwölbung begriffen, andere neigen durch geologische Epochen hindurch zu stetem Absinken. In anderen Fällen findet wieder eine in aufeinanderfolgenden Zeiten in einer bestimmten Richtung fortschreitende Verschiebung der Hebungs- und Senkungsbezirke statt. Ähnliches gilt im besonderen auch für die Zonen jüngerer Faltung, welche aus langandauernden Senkungsmulden

---

[1]) Daneben bestehen zahlreiche Schwankungen von anscheinend geringerer Bedeutung, worunter eine zu Beginn des Mittelmiozäns (Basis der 2. Meditteranstufe) einsetzende, verbreitete Regression und eine nachfolgende Transgression besonders hervorzuheben wären.

[2]) Im folgenden wird der Kürze halber von Trans- und Regressionen gesprochen, worunter die am Ostalpenkörper regional erkennbaren, gleichsinnigen positiven und negativen Verschiebungen der Strandlinien, ohne Rücksicht auf ihre eustatische oder epirogenetische Ursache, zu verstehen sind. Daneben gibt es natürlich noch durch Lokalereignisse bedingte örtliche Trans- und Regressionen.

hervorgegangen, sich sukzessive dem Gebirgsstamm angliederten, wobei häufig ein Wandern der Faltung nach der Außenseite zu beobachten ist.

Die Entwicklungsgeschichte der Ostalpen ist sohin durch einen gewissen Konservatismus gekennzeichnet, der in dem Festhalten erworbener tektonischer Tendenzen oder in ihrer, bestimmten Regeln folgenden, Fortentwicklung zum Ausdruck kommt. Dabei zeigt sich im einzelnen eine große Mannigfaltigkeit in der Bewegungsart der Gebirgsschollen, deren tektonische Individualisierung oft durch das ganze Jungtertiär hindurch erkennbar ist. Schon dieses Ergebnis läßt es nicht ohne weiteres verständlich erscheinen, daß ein in seinem Gebirgsaufbau so mannigfach gestaltetes Gebilde, wie die Ostalpen, mit ihrem von Zone zu Zone differenten, tektonischen Verhalten, in ihrer speziellen Gebirgsentwicklung, stets gleichzeitig und einheitlich von ruckweisen Gebirgshebungen betroffen worden wären, wie es die übliche Voraussetzung zu sein pflegt.

3. Änderungen im Bewegungsbild der Ostalpen im Verlaufe des Jungtertiärs.

Trotz den hier besonders hervorgehobenen Verschiedenheiten in dem Entwicklungsgange der einzelnen ostalpinen Gebirgszüge läßt sich doch ein, allerdings nur im großen und ganzen gültiger, Grundsatz für den tektonischen Werdegang hervorheben:

Im Verlaufe des Jungtertiärs läßt sich ein allmähliches Zurücktreten von Faltung und Schub, ein Einengen derselben auf bestimmte, enger begrenzte Räume und die stärkere Akzentuierung einer bruchförmigen und bruchlosen Aufwölbung des Gebirgskörpers (mit hierbei zurückbleibenden oder absinkenden Schollenteilen) feststellen.

Im einzelnen ist aber die hier angegebene Entwicklungstendenz keineswegs zu gleichen Zeiten und in genau der gleichen Weise zum Durchbruch gelangt. So kombinierten sich mit der anscheinend im höheren Pliozän kulminierenden, vertikal gerichteten Bewegungstendenz in den Ostalpen da und dort noch die letzten Reste faltender Kräfte, wobei die Zonen ihrer Auswirkung vielfach als Auslösestellen für die vertikale Aufwölbung innerer Gebirgsteile gedient haben.

Diese jugendlichen mio-pliozänen Schollenbewegungen, Verbiegungen, auch Faltungen und Schübe sind für die Ausgestaltung des Gebirgsantlitzes von grundlegender Bedeutung gewesen, indem sie im wesentlichen die Räume des Hochgebirges, des Mittelgebirges sowie der Hügelländer und Senken vorgezeichnet und schließlich und endlich auch die Überhöhung des Ostalpenkörpers über seine Umgebung bedingt haben.

4. Kontinuität oder Diskontinuität der Gebirgsbildung?

Eine sehr heikle und schwierige Frage, welche aber für die Beurteilung der jüngeren alpinen Entwicklungsgeschichte eine grundlegende Bedeutung besitzt, ist jene, ob im wesentlichen eine Kontinuität oder eine Diskontinuität des orogenetischen Geschehens angenommen werden kann, und jene, welcher Einfluß den tektonischen Phasen zugeschrieben werden muß.

Aus verschiedenen Anzeichen, speziell aus der weiten Verbreitung antezedenter Flußdurchbrüche und besonders aus der vielfachen Erkennbarkeit eines Schritthaltens flächenhafter Abtragung mit gleichzeitiger tektonischer Aufwölbung, ja sogar mit Faltung[1]), glaube ich den Schluß ableiten zu können, daß der orogenetische Bewegungsmechanismus am Alpenkörper in großen Teilen desselben während des Jungtertiärs in langandauernder Wirksamkeit gewesen ist. Es liegen also Anzeichen vor, daß auch Bruchbildungen, Faltungen und

[1]) unter speziellen a. a. O. näher zu erörternden Bedingungen.

Überschiebungen existieren, die in kontinuierlichem Fortwirken mehrere tektonische „Phasen" überdauert haben.

Anderseits soll mit dieser Voraussetzung durchaus nicht die Berechtigung und Bedeutung tektonischer Phasen überhaupt geleugnet werden. Sie scheinen mir die Zeiten zu kennzeichnen, in denen mehr oder minder kräftige, einheitliche Impulse in das tektonische Getriebe des Gebirges eingegriffen haben und an diesem in ganz differenter, der Eigenart der betroffenen Scholle entsprechender Weise, zur Auswirkung gelangt sind.

Erweiterung oder Einengung des Faltungs- oder Schubbereichs, Änderung in der Bewegungsform, Aufleben oder Erlöschen von Bruchbewegungen und dgl. scheinen den Eintritt einer neuen tektonischen „Phase" zu kennzeichnen. Es ist einleuchtend, daß gleichzeitig hiermit Schwankungen in der Bewegungsintensiät mittelbarer oder unmittelbarer Art sich eingestellt haben werden. Ein vollständiges Erlöschen der orogenetischen Kräfte in den sogenannten Zwischenphasen erscheint mir aber wenigstens für den jüngeren Entwicklungsgang der Ostalpen nicht annehmbar zu sein. Vielmehr sprechen Anzeichen dafür, daß die jugendlichen, vor allem pliozänen Vertikalbewegungen der Ostalpen, ebenso wie die damit eng verknüpften, posthumen Faltungen und Flexuren am Außensaume durch eine sehr lange, stetige Dauer ihrer Wirksamkeit ausgezeichnet waren.

Die Gültigkeit dieser Deutung vorausgesetzt, erscheint naturgemäß eine jener Grundlagen, auf welcher die Geomorphologie aufzubauen pflegt, verschoben. Es muß daher für den im Gebirge tatsächlich zu beobachtenden Wechsel von weitverbreiteter Lateralerosion und von Tiefennagung, wie er in dem Auftreten von Abtragsflächen und Einkerbungen im Relief zum Ausdruck kommt, nach einer anderen Ursache Umschau gehalten werden.

5. Phasen der Transgression und Zeiten der Verebnung bezw. verminderter Tiefenerosion; Phasen der Regression und Zeiten vorherrschender Tiefennagung.

Im Verlaufe meiner Studien hat sich das Resultat ergeben, daß die Phasen ausgesprochener Transgression am Ostalpensaume (im höheren Altmiozän und im Altpliozän) mit den Zeiten weitgehender mehr flächenhafter Abtragung des Gebirges, welche sogar randliche und auch in das Innere eingreifende Verebnungen geschaffen haben, zusammenfallen (Ältermiozänes, bezw. altpliozänes Flächensystem).

Die Phasen besonders deutlicher Regressionen (oberstes Oligozän, Präpontikum, höheres Pliozän) entsprechen dagegen den Zeiten kräftigster Gebirgszerschneidung.

Diese auffällige Übereinstimmung läßt sich, soweit die heutige Kenntnis eine Parallelisierung der Jungtertiärhorizonte überhaupt ermöglicht, am größten Teil des Ostalpensaumes feststellen; sie ist ein Fingerzeig auf die Existenz einheitlicher, zu Grunde liegender Ursachen zu schließen. Es ist klar, daß der Einfluß einer langdauernden eustatischen Spiegelhebung des Meeres an einem stetig aufwärts bewegten Alpenkörper, einen ähnlichen Effekt hervorrufen wird, wie wenn die gehobene Scholle durch längere Zeiträume hindurch im Aufsteigen innehält.

Hier können in theoretischer Hinsicht 3 einfache Fälle unterschieden werden[1]):

a) Die Transgression ist rascher und bedeutender als die Hebung der Landscholle, an welcher sich die Meeresbewegungen abspielen.

[1]) Es ergeben sich hier viele Anknüpfungspunkte an die Erweiterung der Davisschen Zyklenlehre durch A. Penck, W. Penck, O. Lehmann u. a.

Als morphologische Folgeerscheinung ergibt sich eine Hebung der Erosionsbasis am Gebirgsfuße, eine Verschüttung von Talrinnen und niederen Küstenlandschaften, die Entstehung randlicher Gebirgsverebnungen und das Eingreifen breiterer Talebenen gegen das Innere des Gebirges.

Der morphologische Effekt, der erzielt wird, ähnelt jenem, der unter der Voraussetzung eines stationären Meeresspiegels durch eine schwache, aber andauernde Schollensenkung hervorgerufen würde.

b) Die Transgression des Meeres hält mit der steten Hebung des Landes gleichen Schritt. Dadurch erscheint während der Andauer dieser Meeresbewegung das Stationärbleiben der Erosionsbasis und somit das Vorherrschen der Lateralerosion über die Tiefennagung (Ausbildung von Abtragsflächen und breiten Talauen) gewährleistet.

Der erzielte Effekt kommt jenem gleich, der unter der üblichen Annahme eines längeren Stillstandes in der Aufwölbung einer bewegten Scholle bei gleichbleibendem Meeresniveau sich einstellen würde.

c) Die andauernde Meerestransgression zeitigt einen geringeren Effekt, als die gleichzeitige Hebung des Landes.

In diesem Falle entsteht zwar eine stetige, aber doch nur sehr unbedeutend verlangsamte Tieferlegung der Erosionsbasis. War der dieser Transgressionsphase vorangehende Zeitraum etwa durch starke Tiefenerosion und Schaffung eines jugendlichen Gebirgsreliefs gekennzeichnet, so kann es nunmehr trotz (sehr verzögerter) ständiger Tieferlegung der Talsohlen, unter Umständen sogar zu einem Ausreifen der Landschaftsformen kommen.

Der erzielte Effekt würde jenem entsprechen, welcher bei stabilem Meeresspiegel durch eine sehr schwache, aber kontinuierliche Hebung des Landes erzeugt wird.

Ähnliche Überlegungen lassen sich für die Fälle der Regression an dem in Aufwölbung begriffenen Gebirgskörper anwenden:

Es ist klar, daß beim Eintritt einer Rückzugsphase am gehobenen Schollenrande ein deutliches und scharfes Einsetzen der Tiefennagung an den in den Transgressionszeiten gebildeten Abtragsflächen sich geltend machen muß, da sich Aufwölbung und Regression in ihren Effekten summieren werden. Dies ist am Ostalpenrand in der Tat zu beobachten. Ferner ist in Erwägung zu ziehen, daß sich der Einfluß der Regression unter Umständen auch in Räumen ständiger Senkung ausprägen kann, wenn nämlich die Tieferlegung der Erosionsbasis rascher erfolgt als die gleichzeitige tektonische Absenkung der Muldenzone.

Solche Fälle sind am Alpenrande tatsächlich erkennbar und prägen sich in einer seichten Ausräumung und Zertalung tektonischer Depressionen aus.

Die geomorphologische Entwicklungsgeschichte der Ostalpen erscheint somit zwar in den Hauptzügen durch das größere oder geringere Ausmaß der Aufwölbung bezw. Absenkung beherrscht, welche Vorgänge die Verteilung von Hochgebirge, Mittelgebirge und Senken vorgezeichnet haben, wird im einzelnen aber speziell durch die erkennbaren Trans- und Regressionen beeinflußt.

Ich glaube zu dem Schlusse berechtigt zu sein, daß die an den Ostalpen in größerer oder geringerer Deutlichkeit verfolgbaren morphologischen Leitniveaus durch Transgressionen der umbrandenden Meere und Süßwasserseen, an dem in gleichzeitiger, mehr oder minder stetiger Aufwölbung begriffenen Gebirgskörper erzeugt worden sind. Es sind gleichsam die Marken, welche die auf- und abschwankende Erosionsbasis an dem dauernd beweglichen, aber örtlich und zeitlich durchaus ungleich hoch ansteigenden Alpengebäude hinterlassen haben.

Indem die Ostalpen ihrer tektonischen Aufwölbungstendenz gemäß im Verlaufe des jüngeren Miozäns und vor allem im Pliozän höher hinaufwuchsen, wurden naturgemäß auch die Strandmarken und fluviatilen Abtragsflächen des Miozäns noch zu sehr bedeutenden, jene des Pliozäns meist zu etwas geringeren Höhen emporgehoben. Der in allen möglichen Abstufungen erkennbaren tektonischen Bewegungsgröße entsprechend zeigen die gleichaltrigen, morphologischen Leitformen oft von Zone zu Zone und von Ort zu Ort unvermittelt wechselnde, um Hunderte, ja sogar bis über 1000 Meter differierende Höhenlage. Gerade diese Vielfältigkeit und die durch geologische Perioden hindurch erkennbare Vererbung und Fortentwicklung tektonischen Geschehens ist es, welche die Entstehung der so einheitlich am Ostalpenkörper verbreiteten morphologischen Abtragsmarken viel eher an die über weite Flächen gleichartig übergreifenden Trans- und Regressionen der Meere und Seen, als nur an eine rhythmische, zeitweise vollständig unterbrochene Orogenese anknüpfen läßt.

Es sei also nochmals zusammenfassend hervorgehoben, daß auch auf Grund der hier entwickelten Gedankengänge die Höhenlage des Ostalpenstammes, sein Hochgebirgs-, Mittelgebirgs- und Hügellandcharakter[1]), sowie die Verteilung seiner Innen- und Vorlandssenken fast ausschließlich durch den örtlich und zeitlich wechselnden tektonischen Entwicklungsgang vorgezeichnet erscheint. Die das morphologische Bild der Ostalpen kennzeichnenden Abtragsflächen, die sich in verschiedenen Höhenlagen und in weiter Verbreitung am Gebirgskörper erkennen lassen, und seinen morphologischen Formenschatz im einzelnen, erachte ich hingegen vorwiegend durch die Einwirkung einer von der Tektonik unabhängigen Größe, durch den Einfluß der am Alpensaume sich abspielenden Trans- und Regressionen und der damit verbundenen Verschiebungen der Erosionsbasis bedingt. —

Ich glaube, daß sich unter Beachtung der hier entwickelten Gedankengänge viele geologische und morphologische Einzelzüge der Ostalpen, wie ich a. a. O. zu zeigen versuchen werde, einem begründeten Bilde einfügen lassen. Ich bin der Überzeugung, daß gerade die Ostalpen, wie kaum ein anderer Teil Europas, durch ihre so mannigfaltige, scharf ausgeprägte und schon weitgehend erforschte stratigraphische, sedimentologische und geomorphologische Entwicklungsgeschichte berufen sind, der Forschung neue Anregungen und Fragestellungen zu bieten und ihr fruchtbare Bahnen zu weisen.

Das Alter der Rumpfflächen im Böhmischen Massiv.

Von **Dr. J. Moscheles** (Prag).

Das Böhmische Massiv entbehrt eines großen Teiles jenes mannigfaltigen Formenschatzes, der andere Teile der Erdoberfläche für den Naturfreund so anziehend macht. Das Landschaftsbild sowohl des inneren Böhmens und Mährens als auch ihrer Randgebirge wird von weiten, flachwelligen Hochflächen beherrscht, die in verschiedenen Höhenlagen auftreten und teils durch mehr oder minder abgeflachte Bruchstufen, teils durch reine Erosionsböschungen miteinander verknüpft sind. In diese Hochflächen haben die Flüsse zumeist steilwandige, enge Täler eingesenkt, die auch landschaftlich durch den dichten Nadelwald ihrer Gehänge scharf gegen die eintönigen, unter dem Pfluge stehenden Hochflächen kontrastieren.

---

[1]) Von allen sekundären Einflüssen abgesehen (Eiszeit, Entfernung von der Erosionsbasis, Gesteinszusammensetzung, klimatische Unterschiede usw.).

Die Hochflächen des Böhmischen Massivs sind von der Struktur, dem geologischen Bau ihres Untergrundes gänzlich unabhängig. Sie queren alte Erstarrungsgesteine und deren Kontakthöfe, stark gestörte kristalline Schiefer, gefaltete und zerbrochene paläozoische Schichten und die im allgemeinen weniger stark gestörten, meist schwebend lagernden Schichten der Kreidezeit. Selbst die so mannigfaltigen Strukturformen von Ergüssen und Intrusionen des mittleren Tertiärs im Böhmischen Mittelgebirge tragen Reste derartiger, von der Struktur unabhängiger Flächen.

Wir kennen zwei Arten von Vorgängen, die derartige, vom geologischen Bau unabhängige, wellige Flächen entstehen lassen. Der eine Vorgang, auf den zuerst RAMSAY (1847) hingewiesen hat, besteht in der abradierenden Wirkung der Brandung, der andere nach DAVIS in der subaerilen Einebnung. Diese erfolgt nach DAVIS durch die Abtragung bis zum unteren Denudationsniveau durch die Seitenerosion der Flüsse und durch das Gekriech, also durch den Verwitterungsschutt, der sich unter dem Einfluß der Schwerkraft nach abwärts bewegt und die Unebenheiten des Bodens auszugleichen bestrebt ist. Auch eine Reihe neuerer Theorien sucht die subaerile Bildung von Rumpfflächen durch die Arbeit des fließenden Wassers zu erklären, teils durch Einebnung eines reliefierten Landes, teils (W. PENCK) durch einen Gleichgewichtszustand zwischen Hebung und Abtragung. So hat PASSARGE wiederholt die einebnende Wirkung von Schichtfluten in halbariden Gebieten überzeugend dargelegt, und ich habe kürzlich nachzuweisen versucht, daß auch Mündungsverschleppungen eine entsprechende Abhobelung der Strukturformen bewirken können.

In der Natur kommen sowohl subaeril gebildete Fastebenen als auch Abrasionsebenen vor. Drei Momente bieten Anhaltspunkte zu ihrer Unterscheidung. So wirkt die Brandung in weit stärkerem Maße flächenhaft als die subaerile Abtragung. Abrasionsebenen sind daher weniger wellig und zeigen einen vollkommeneren Grad der Einebnung als Fastebenen. Ferner steigt bei Abrasionsebenen das einstige Ufer mit einem mehr oder weniger deutlich erhaltenen Kliff über das eingeebnete Land auf. Ähnliche Steilabfälle, mit denen sich das Land unabängig von Gesteins- und Lagerungsverhältnissen über eine Einebnungsfläche erhebt, können allerdings auch bei subaeriler Einebnung durch Mündungsverschleppung entstehen. Diese kliffartigen Formen hat SÖLCH als Randhänge der Eckfluren beschrieben.

Zu diesen beiden morphologischen Argumenten für die Unterscheidung von Abrasionsebenen und Rumpfflächen tritt als drittes ein stratigraphisches Moment. Denn auch die wenigstens stellenweise erhaltene sedimentäre Decke gibt Anhaltspunkte bezüglich der Entstehungsart der Oberflächenform. Rumpfflächen werden von Verwitterungsschutt, von fluviatilen Sanden und Schottern bedeckt, die Reste von Landpflanzen enthalten. Abrasionsebenen tragen einen Mantel von Brandungskonglomeraten, deren Fossilgehalt aus dickschaligen Muscheln und anderen Bewohnern der Brandungszone besteht.

In Böhmen bildet von Prag an nordwärts eine wellige Fläche die Unterlage der Sandsteine und Mergel, die während der Kreidetransgression zur Ablagerung gelangten. In zumeist nahezu schwebender, wenig gestörter Lagerung ruhen die Kreideschichten mit deutlicher Dislokations- und Denudationsdiskordanz einem weit stärker gestörten Untergrund von mannigfaltiger Zusammensetzung auf. Die Auflagerungsfläche geht aber nahezu eben und unbekümmert um den geologischen Bau über die verschieden alten und ungleich stark gestörten Gesteine hinweg.

Die Frage, ob die Auflagerungsfläche der Kreide eine marine Abrasions- oder eine subaerile Fastebene darstellt, wurde von A. PENCK zugunsten der Fastebene entschieden. Die Schichtserie der oberen Kreide beginnt in Böhmen mit einem grauen Mergel, der Kohlen und Pflanzenreste einschließt. Es

handelt sich also um eine Ablagerung kontinentalen, festländischen Ursprungs. Diese Ablagerungen fehlen dort, wo sich besonders widerstandsfähige Gesteine über das allgemeine Niveau der Unterlage erheben und gleichsam in die Kreidedecke hineinragen. So folgen unmittelbar über dem Kieselschieferrücken des Ladviberges nordöstlich von Prag die Sandsteine und Konglomerate der nächstjüngeren marinen Kreideschichten. An den heute aus der Kreide herausgeschälten Flanken des Ladviberges treten typische Brandungskonglomerate und kleine Kliffe auf.

Die einstige Landoberfläche, die vom Kreidemeer gleichsam überwältigt und von seinen Sedimenten verhüllt wurde, muß jünger sein als die kontinentale Sedimentationsperiode des Rotliegenden, dessen stark zerbrochene Schichten eingeebnet stellenweise die Unterlage der Kreideschichten bilden. Andererseits muß diese Auflagerungsfläche der Kreide als Landoberfläche bereits vor dem Eintritt der oberkretazischen Meerestransgression vorhanden gewesen sein. Das Auftreten der kontinentalen Basisschichten zwischen den Härtlingsrücken beweist, daß diese nicht erst der selektiven Arbeit der oberkretazischen Meeresbrandung ihre Entstehung verdanken. Da die Brandung diese niedrigen, an die widerstandsfähigen algonkischen Kieselschiefer knüpfenden Aufragungen nicht abradierte und die kontinentalen Basisschichten zwischen ihnen nicht ausräumte, hat das Kreidemeer die oberkretazische Landoberfläche nicht nennenswert umgestaltet und vor allem nichts zu ihrer weiteren Einebnung beigetragen. Das Meer wirkte im Gegenteil konservierend, indem es die Landformen unter einer schützenden Sedimentdecke begrub.

Morphologische und stratigraphische Argumente weisen somit darauf hin, daß die Unterlage der böhmischen Kreide keine Abrasionsfläche des Kreidemeeres ist. In den für ihre morphologische Ausgestaltung zur Verfügung stehenden Zeitraum nach Ablagerung des Rotliegenden und vor der oberkretazischen Transgression fällt aber auch die Überflutung des Böhmischen Massivs durch das Jurameer. Es wäre immerhin denkbar, daß die Unterlage der Kreide von der Brandung des Jurameeres eingeebnet worden sei. Dann wäre die Unterlage der Kreide nur die von der Kreidetransgression bloßgelegte jurassische Abrasionsfläche.

Im Böhmischen Massiv haben sich Sedimente des Jurameeres nur in spärlichen Resten entlang der Lausitzer Überschiebung und im Mährischen Karst erhalten. Im Bereich des letzteren konnte HASSINGER den stratigraphisch-morphologischen Beweis für eine subaeril gebildete Fastebene erbringen, die älter als die beiden einzigen Meerestransgressionen nach der Zeit der varistischen Gebirgsbildung und damit von ihnen gänzlich unabhängig ist.

Nach HASSINGER fand hier die Juratransgression eine über Syenit und Devonkalk hinwegziehende Rumpffläche vor, deren gegenwärtige Höhenlage etwa 500—540 m beträgt. In diese Rumpffläche waren flachmuldenförmige Täler eingeschnitten, deren Sohlen wesentlich höher lagen als die der heutigen Täler und zu deren Grundwasserniveau im Bereich des Devonkalks Karstschlote (z. B. die 45 m tiefe Kleine Macocha) von der Höhe der Rumpffläche hinabführten. Das Jurameer hat diese zweifellos subaeril gebildeten Karstformen nicht abradiert, sondern konserviert und seine Ablagerungen haben sich in den Dolinen und flachen Talmulden bis heute erhalten. Da nun TAUSCH neben von Juraschichten erfüllten Dolinen auch solche mit cenomaner und miozäner Ausfüllung nachweisen konnte, fällt hier nach HASSINGER die präjurassische Landoberfläche mit der präkretazischen, aber auch mit der prämiozänen und mit der heutigen zusammen. Dieses Zusammenfallen der Landoberflächen will HASSINGER mit der Wasserdurchlässigkeit der Karstlandschaft, auf welche die abtragenden Kräfte jeweils nach Entfernung der marinen Decke stießen, erklären. Denn dadurch wurde die oberirdische Ent-

wässerung eines jeden Zyklus bald zu einer unterirdischen, so daß die Zerschneidung der Landoberfläche keinen größeren Umfang annehmen konnte.

Weit merkwürdiger als dieses Zusammenfallen der Landoberflächen ist jedoch, daß auch die verschieden alten Rumpfflächen in ein und dasselbe Niveau fallen. Die Reste der Jura- und Kreideablagerungen sind nicht auf die Hohlformen dns Karstgebietes beschränkt, sondern finden sich auch im Bereich des undurchlässigen Syenits. Einzelne Lappen queren die Gesteinsgrenze, so daß von nachträglichen Niveauveränderungen längs dieser Linie nicht die Rede sein kann. Die präjurassische Rumpffläche wurde also ohne Rücksicht auf ihre Gesteinszusammensetzung zweimal, vor und nach der Kreidetransgression, aus den marinen Deckschichten herausgeschält. Präjurassische, präkretazische und postkretazische Rumpffläche fallen daher hier in ein und dasselbe Niveau. Zwischen die Zeiten von Verebnung und Transgression fällt jeweils eine kurze Erosions-(und Verkarstungs-)phase. Eine solche geht auch der letzten, miozänen Transgression voraus, deren höchste Abrasionsterrassen in rund 500 m Seehöhe am ganzen Ostrand des Böhmischen Massivs auftreten.

Vor den Transgressionen von Jura, Kreide und Tertiär wurde also dieses Gebiet in ein und dasselbe Niveau eingeebnet und dieses Niveau entspricht auch recht genau dem höchsten Spiegelstand des miozänen Meeres in diesem Gebiete. Die Zerschneidung der Rumpffläche und die Ausbildung von Karstformen vor Eintritt einer jeden Transgression beweist die zeitliche Trennung der Einebnungsphase von der Meeresüberflutung und damit die subaerile Entstehung der Rumpfflächen, die aber zweifellos in der Nähe des alpinokarpathischen Meeres und in Beziehung zu diesem als Erosionsbasis erfolgte. Das Gebiet scheint also durch lange Zeiträume rund 500 m tiefer gelegen zu haben als heute.

Nun stellt das 500 m-Niveau im ganzen Bereich des Böhmischen Massivs eine — heute allerdings zumeist zertalte — Rumpffläche dar, die sich überall in Resten zwischen automorphen Horsten und Gräben, Schwellen und Mulden feststellen läßt. Diese automorphen Schollen sind also gleichsam aus einem einheitlichen Niveau herausgestanzt.

Während in Mähren die drei verschieden alten Rumpfflächen zusammenfallen, läßt sich in anderen Teilen des Böhmischen Massivs nachweisen, daß wenigstens die prä- und postkretazische (d. h. alttertiäre) Rumpffläche voneinander unabhängige Landformen sind, daß es sich also in Analogie damit auch in Mähren nicht um eine einfache Bloßlegung der präkretazischen Rumpffläche ohne Beziehung zur Erosionsbasis, also etwa durch Wandverwitterung, handeln dürfte.

In Mittelböhmen treffen wir südlich des heutigen Kreiderandes eine flachwellige Rumpffläche, wieder in rund 500 m Seehöhe, über stark gestörten paläozoischen Schichten, kristallinen Schiefern und Granitintrusionen. Nach geologischem Bau und Formenschatz entspricht sie der präkretazischen Rumpffläche, die weiter im Norden die Unterlage der Kreide bildet, und einige Autoren, wie vor allem PUFFER, haben in ihr auch tatsächlich die präkretazische Rumpffläche zu erblicken vermeint. Nach dieser Auffassung wäre ganz Böhmen von der Kreidetransgression betroffen worden. Dann erfolgte etwa von Prag an eine große Abbiegung gegen Nordosten. Im abgebogenen nordöstlichen Gebiet blieb die Kreide erhalten, im hoch gelegenen südlichen soll sie abgetragen und so die präkretazische Rumpffläche wieder bloßgelegt worden sein.

Als Beweis für eine derartige Revelation der Rumpffläche führt PUFFER die angeblich epigenetische Talbildung im Bereich des Brdywaldes an, den er als Mittelböhmisches Waldgebirge bezeichnet. Der Brdywald besteht aus einer Reihe von Härtlingsrücken, die an besonders widerstandsfähige Gesteine, wie Quarzite und Porphyre, anknüpfen. Die Beraun und ihre Zuflüsse queren

diese Höhenrücken in engen Durchbruchstälern. Nach PUFFER soll sich daher das Entwässerungsnetz auf einer heute abgetragenen Kreidedecke entwickelt haben und der Brdywald soll eine Härtlingszone der präkretazischen, heute wieder bloßgelegten Rumpffläche darstellen, deren Durchbruchstäler epigenetisch entstanden. Nach der geologischen Detailaufnahme des Gebietes durch KETTNER, KODYM und STOČES sind hier jedoch alle Durchbruchstäler den Strukturverhältnissen angepaßt. Sie folgen Querbrüchen, also Linien geringeren Widerstandes gegen die Erosion. Sie entstanden nicht epigenetisch, sondern durch rückschreitende Erosion, die vielfach zu sehr jungen Flußanzapfungen und Flußverlegungen führte. Damit ist das einzige Argument für eine Revelation der präkretazischen Rumpffläche in Mittelböhmen widerlegt.

Die marinen Kreideschichten hatten ursprünglich zweifellos eine größere Verbreitung als heute, denn ihre jetzigen Verbreitungsgrenzen sind Denudationsränder. Namentlich in der Nähe der bis in die Unterlage eingesenkten Täler ist die Kreidedecke stark zerlappt und in einzelne Fetzen aufgelöst, so daß zwischen diesen Resten die Unterlage flächenhaft zutage tritt. Immerhin dürfte die Strandregion des Kreidemeeres nicht allzuweit von den heutigen Verbreitungsgrenzen seiner Ablagerungen entfernt gewesen sein. Die großen Mengen von Sand, die nicht nur das Material der Quadersandsteine bilden, sondern auch ganz wesentlich am Aufbau der sandhaltigen Pläner beteiligt sind, können nur in der Nähe des Festlandes abgelagert worden sein und nur erodierende Flüsse können sie dem Meere zugeführt haben. Es hat den Anschein, als ob eine Schrägstellung der präkretazischen Rumpffläche im Bereich der Senkung die Transgression bedingte, während gleichzeitig im Bereich der Hebung die Erosionskraft der Wasserläufe neu belebt wurde. Die Drehungsachse, um welche diese Schrägstellung erfolgte, muß ungefähr mit der südlichsten Grenze der Ausbreitung des Kreidemeeres zusammenfallen. KODYM und MATĚJKA geben folgende Grenzlinie an: nordwestlich der Beraun zwischen den Orten Pürglitz und Beraun, dann die Beraun selbst und die Grenze des mittelböhmischen Granitmassivs gegen Řičan.

Die Unterlage der Kreide nördlich von Prag hat ein Gefälle von 6—8‰ gegen Nordosten. Wie weit diese Schrägstellung reichte, läßt sich nicht mit Sicherheit angeben. Aber bei einer Steigung von 6—8‰ müßte die präkretazische Rumpffläche im Bereich des Brdywaldes zwischen Prag und Pilsen 600—800 m, im Bereich des Böhmerwaldes 1000—1200 m erreichen. In dem ausgedehnten Gebiet zwischen der Prager Gegend und dem Böhmerwald haben zweifellos auch lokale Niveauveränderungen, Verbiegungen und Brüche stattgefunden. Ferner muß die Denudation an der Erniedrigung des Gipfelniveaus gearbeitet haben. Aber es ist doch wohl kein Zufall, daß die tatsächlichen Höhen (bis 857 m) im Brdywald, aus dessen ebenen Kammlinien schon SEEFELDNER auf das Vorhandensein einer Rumpffläche im Gipfelniveau schloß, und ebenso die Plateauflächen des Böhmerwaldes, denen die höchsten Gipfel wohl als Restberge aufsitzen, recht gut mit den errechneten Werten für die Höhenlage der schräggestellten präkretazischen Rumpffläche übereinstimmen.

Weiter gegen Südwesten treffen wir auf das System der Fränkischen Brüche, an denen seit der Kreidezeit und wohl auch schon früher Bewegungen stattfanden, durch welche das Böhmische Massiv heute gehoben und gegen Südwesten überschoben erscheint. Man könnte danach Süd- und Mittelböhmen als eine riesige Keilscholle betrachten, deren Entstehung spätestens in der mittleren Kreide begann und deren Kante im Bereich der Fränkischen Brüche liegt.

Die Kante einer Keilscholle ist die tektonisch vorgezeichnete Wasserscheide, die mit der Zeit von den Stirnflüssen der Bruchstufe dank ihres stärkeren Gefälles hinter die Linie maximaler Hebung zurückverlegt werden kann. Tatsächlich entspringen einige Flüsse, wie zum Beispiel der Cham und

die Feldaist, innerhalb der Keilscholle auf der Nordseite des Böhmerwaldes, den sie in breiten, rund 500 m hohen Senken queren, im Neumarkter Sattel bei Furth und in der Senke von Freistadt. Man kann hier also an Stirnflüsse denken, die räuberisch in das Bereich der Abdachungsflüsse eingedrungen sind. Immerhin ist die Verschiebung der Wasserscheide relativ gering, obwohl die Bruchstufe gegen Südwesten gekehrt ist, also im Luv der regenbringenden Winde liegt, so daß die Flüsse mit steilerem Gefälle auch das niederschlagsreichere Einzugsgebiet besitzen. Hier können erst Detailuntersuchungen Klarheit schaffen. Wahrscheinlich haben die nachgewiesenen jungen Senkungen im Budweiser und Pilsner Becken, in welch letzterem Purkyně einen quartären, tektonisch bedingten See feststellen konnte, der Verlegung der Wasserscheide entgegengearbeitet, zum Teil vielleicht auch ihre Rückverschiebung nach Südwesten veranlaßt.

Die präkretazische Rumpffläche streicht somit südlich von Prag in die Luft aus und ist nur in der Gipfelregion des Brdy- und Böhmerwaldes örtlich erhalten geblieben. Die mittelböhmische Rumpffläche in rund 500 m Seehöhe ist daher nicht mit ihr identisch, sondern gelangte erst nach dem Rückzug des Kreidemeeres zur Ausbildung. Bei Prag setzt sie sich von den präkretazischen Gesteinen Mittelböhmens über die Gesteinsgrenze hinweg auf den flach nach Nordosten einfallenden Kreideschichten fort, so daß man in dieser Richtung auf immer jüngere Horizonte trifft.

Der gleiche Zeitraum, der zur Ausbildung der mittelböhmischen Rumpffläche genügte, gestattete den Stirnflüssen der Bruchstufe nur die Bildung breiter Sohlentäler, wie sie uns in den Senken von Neumarkt und Freistadt entgegentreten. Die wenig verästelten Stirnflüsse der Bruchstufe konnten eben nur lokale Verebnungsflächen durch Seitenerosion (Talverbreiterung) schaffen, während im Bereich der Abdachungsflußsysteme flächenhafte Einebnung — wohl durch Mündungsverschleppung — herrschte.

Die postkretazische Rumpffläche hat zuerst Philippi in Thüringen festgestellt und ihr Alter als präoligozän bezeichnet. Rassmuss, Hibsch, Hassinger und Nowack haben dann den Versuch gemacht, diese Rumpffläche auch im Bereich des Böhmischen Massivs, im Inneren wie in den Randgebirgen und längs des ganzen Ostrandes vom Olmützer Becken bis zum niederösterreichischen Waldviertel nachzuweisen. Da sich auf ihr Flußablagerungen mit oberoligozänen Pflanzenresten finden, ließ sich ihr Alter als präoberoligozän bestimmen.

Im Oligozän wurde diese Rumpffläche von Verbiegungen betroffen, wobei Senkungen bis unter die Erosionsbasis stellenweise zu Aufschüttung führten. In ober- und postoligozäner Zeit gewannen die tektonischen Kräfte an Intensität. Im nordwestlichen Böhmen kam es zum Einbruch des Egergrabens und des Teplitzer Beckens, während zu beiden Seiten die Keilschollen des Erzgebirges und Kaiserwaldes emporgepreßt wurden. Gleichzeitig setzten zu Beginn des Oberoligozäns die gewaltigen Eruptionen des Böhmischen Mittelgebirges ein, die erst in postuntermiozäner Zeit ihren Abschluß fanden. Aber auch das so entstandene Vulkangebirge wurde eingeebnet, während in den gehobenen Schollen des Erzgebirges und des Kaiserwaldes eine neue Verebnungsfläche auf Kosten der oligozänen zur Ausbildung gelangte.

Diese Verebnungsfläche, die wohl den miozänen Abrasionsterrassen am Ostrand des Böhmischen Massivs entspricht, liegt im ganzen nördlichen Mittelgebirge bis zum Erzgebirgsrandbruch, der die tektonische Grenze gegen das Elbsandsteingebirge bildet, in 500 m Seehöhe, also im gleichen Niveau wie die Rumpfflächen Mittelböhmens und des Mährischen Karstes, wie die erosiven Quersenken des Böhmerwaldes und die marinen Abrasionsflächen am Ostrand des Massivs. Im südlichen Mittelgebirge, im Erzgebirge und Kaiserwald ist die miozäne Verebnungsfläche in Schollen zerbrochen und über

das 500 m-Niveau gehoben worden. Stellenweise wie bei Wernstadt im Mittelgebirge und längs der Eger im Kaiserwald kamen aber noch nachträglich in diesen gehobenen Schollen breite Terrassen und Verebnungen in 500 m Seehöhe zur Ausbildung. Erst dann erfolgten die Zerschneidung des Massivs und die Ausbildung der heutigen terrassierten Täler.

Man gewinnt so den Eindruck, daß das Böhmische Massiv in der Rumpfflächenzeit, also seit Ende des Paläozoikums bis in die Mitte des Jungtertiärs rund 500 m tiefer stand als heute. Während dieser Zeit fehlte es nicht an tektonischen Bewegungen, die aber von den abtragenden Kräften gleich oder mit der Zeit mehr oder weniger vollkommen kompensiert wurden. Seit dem Ende des Miozäns scheint das Böhmische Massiv als Ganzes um 500 m gehoben worden zu sein. Auf die morphologische Formation der Rumpfflächen folgte damit die Formation der terrassierten Täler.

Bericht über die Tätigkeit der Sächsisch-thüringischen Ortsgruppe der Geologischen Vereinigung im Jahre 1922.

(Geschäftsführer: Privatdozent Dr. WEIGELT, Halle a. S., Bernburger Straße 28.)

Die Ortsgruppe zählt 6 Mitglieder in Jena, 10 Mitglieder in Leipzig und 7 in Halle. Es wurden Sitzungen am 29. Januar in Leipzig und am 25. Juni in Halle abgehalten, in denen folgende Vorträge gehalten wurden:

A. SIEBERG: „Eine neue seismisch-tektonische Weltkarte".

Dieselbe wurde auf Grund neuerer makro- und mikroseismischer Beobachtungen, die in den Katalogen des Zentralbureaus Straßburg der Intern. Seismologischen Assoziation und der Hauptstation für Erdbebenforschung Straßburg, jetzt Jena, niedergelegt sind, aber einheitlich neu bearbeitet werden mußten, entworfen. Dabei gelangte zum ersten Mal die Einteilung in Charakterklassen, nämlich Welt- und Wiederkehrbeben, Groß-, Mittel- und Kleinbeben zur Verwendung. Ferner wurde u. a. versucht, aus der geographischen Verteilung der Erdbeben Rückschlüsse auf Fragen der Tektonik zu ziehen. So konnte vor allem gezeigt werden, daß nicht, wie bisher angenommen wurde, die beiden Faltungsgürtel der Erdrinde, sondern die diesen parallel verlaufenden jungen Bruchzonen im seismischen Bilde klar hervortreten, wie denn überhaupt Faltung für die Auslösung von Erdbeben von nur ganz untergeordneter Bedeutung ist, während Bruch und Verwerfung das Feld beherrschen. Unter den tektonischen Grundelementen sind die den Tiefseegräben benachbarten Tertiärfalten nach Zahl (41 %) und Stärke die seismisch regsamsten; in den Tiefseegräben entstehen die meisten Welt- und Großbeben. Alsdann folgen in absteigender Linie: Tertiärfalten, die in jüngerer Zeit erheblicher Bruchzerstückelung anheimgefallen sind (24 %); Bruchschollenländer (22 %); normale, tertiär gefaltete Hochgebirgsketten (4 %); Einbruchsbecken des Festlandes (3 %); alte Massive und Tafeln (1½ %); paläozoische Rumpfgebirge (½ %). Die Tiefseegräben sind, wenigstens in der überwiegenden Mehrzahl, gewaltige Brüche, zum Teil die gewaltigsten, die wir überhaupt auf der Erde kennen; sie gehen nach ihrem ganzen seismischen Charakter von der Erdoberfläche bis in die größten erreichbaren Tiefen hinab und zeigen nach Ausmaß und Häufigkeit ein ungemeine Beweglichkeit. Dagegen sind die jetzigen Tiefseegräben und die manchen Faltungsbögen auf dem festen Lande vorgelagerten verschütteten, „fossilen" Vortiefen keine analogen Gebilde. Die Becken der Weltmeere haben

einen grundverschiedenen Bau, der die Entstehung widerspiegelt: Der Atlantische Ozean entstand durch Flexur der Ränder, wobei die Mittelatlantische Schwelle als Faltengebirge in statu nascendi emporgepreßt wird. Der Boden des Pazifischen Beckens ist in der Absenkung begriffen an den umlaufenden Randspalten der Tiefseegräben, während sich der Boden des Indischen Ozeans im Süden als Flexur abbiegt, an den übrigen Rändern aber Bruchcharakter zeigt; jedoch entspricht von letzteren nur der Nordostrand, eine Tiefseerinne, den pazifischen Randbrüchen. Dagegen kann für die Ostafrikanischen Gräben kein Zusammenhang mit dem Einbruch des Indischen Ozeans angenommen werden. Alles in allem genommen darf man behaupten, daß sich uns der Zusammenbruch der Erdrinde in den Erdbeben zu erkennen gibt.

Franz Kossmat: Tektonische Probleme in der erzgebirgischen Schieferhülle.

Der Verband der Schieferhülle mit den Gneiskuppeln des Erzgebirges ist nicht überall so einfach, als er auf den ersten Blick erscheint. So finden sich auf der Nordwest-Seite Gneisglimmerschiefer, die sonst den Übergang in die Gneise vermitteln, als geschlossener Komplex bei Zschopau mitten in den Muskowitglimmerschiefern eingebettet. Weiter nördlich treten die Phyllite unmittelbar an den Gneis heran und sind durch eine Längsstörung von ihm getrennt.

Es haben zweifellos in der Schieferhülle tangentiale Gleitungen stattgefunden, die sich übrigens auch im Gefüge verraten. Die dynamischen Einwirkungen auf das kristalline Grundgebirge dürfen nicht als bloße Belastung aufgefaßt werden.

Der Mineralbestand der kristallinen Schieferhülle, vor allem der reichliche Glimmergehalt, war diesen Bewegungen, die wir uns meist als differentielle Verschiebungen an zahllosen Flächen vorzustellen haben, günstig.

J. Weigelt: Die Entstehung des Erzlagers von Salzgitter.

(Erscheint ausführlich an andrer Stelle.)

Dr. Wilhelm Ahrens: Die Lagerungsverhältnisse am Nordwestrand des Münchberger Gneisgebiets.

Es wurden kurz die allgemeinen Ergebnisse mitgeteilt, die eine Kartierung am Nordwestrand des Münchberger Gneises gehabt hat. Der Gneis ist, wie aus sehr guten Aufschlüssen einwandfrei hervorgeht, auf das Schiefergebirge überschoben. Das Schiefergebirge selbst zeigt stärkste Schuppung. Das, was Gümbel unmittelbar nördlich des Gneisrandes als „Untersilur" bezeichnete, ist keine einheitliche Formation, sondern ein Paket von Schuppen, in dem alle Formationen vom „Kambrium" bis zum Kulm bei starkem Überwiegen „kambrisch"-silurischer Gesteine vertreten sind. Um eine ortsfremde Deckenscholle handelt es sich wahrscheinlich nicht.

C. W. Kockel: Kretazische Gebirgsbildung und Sedimentation in den Ostalpen.

Die Ostalpen sind während der Kreidezeit aus zwei im Neokom noch scharf getrennten Rücken allmählich verschmolzen: 1. der ostalpinen Mittelzone, die noch heute in der kristallinen Zentralzone der Ostalpen vorliegt und 2. dem Rumunischen Rücken, einer neu festgestellten, gewissermaßen fossilen Höhen- und Hebungszone.

Der Rumunische Rücken verlief, noch bis zum Beginn des Gault mit der Böhmischen Masse im heutigen Oberösterreich zusammenhängend, als kristalliner

Inselzug etwa nach Südwesten. Er erfüllte schon seit der Trias alle Funktionen des anscheinend unentbehrlichen, aber, nördlich der helvetischen Zone (unter der Molasse), unbedingt unhaltbaren vindelizischen Gebirges: er trennte Helvetisches + Bündner Schiefermeer von dem südöstlich benachbarten Kalkalpinen Meer mit mediterraner Fazies. Heute ist der Rumunische Rücken durch tektonische Bewegungen der Jungtertiärzeit, durch die Überschiebung der Kalkalpen nach Norden und Nordwesten verdeckt, und Gesteine von ihm sind nur als Unterostalpines Deckensystem an der Westgrenze der Ostalpen, weiter östlich gar nur als kristalline Klippen sichtbar. Für die Kreide konnte er vor allem aus der Sedimentbeschaffenheit der beiden benachbarten Meere nachgewiesen werden.

Abgesehen davon gliederte sich das nach Norden wachsende Alpengebirge Teile des bisherigen Mitteleuropäischen Kontinentes an. Genauer besprochen wurde das am Beispiel der Buchdenkmalzone in den östlicheren Ostalpen (heute die Klippenzone an der Kalkalpenbasis): im Neokom noch Südrand der Böhmischen Masse, wurde sie im Gault tief in die darüber hinwandernde Randsenke hinabgezogen, um in der oberen Kreide als Alpenteil, als autochthone kristalline Randmassive wieder emporzusteigen. Sie bildeten gemeinsam mit dem Rumunischen Rücken bis zum Ende des Alttertiär die nördliche Randzone der Ostalpen und erklären die von der Molasse abweichende Zusammensetzung des Flysches, seine relative Kalkarmut, das kristalline „exotische" Material, das er enthält. Im späteren Tertiär wurden auch sie von den Kalkalpinen Schubmassen überfahren.

Turon-Senon-Transgression und Danien-Untereocän-Regression wurden als Ereignisse gedeutet, die sich unabhängig vom Eigenleben der Ostalpen vollzogen, aber eine genaue Datierung vieler Vorgänge ermöglichen.

Ferner:

Transgression und Regression als einheitlicher Vorgang.

Von **Hans Scupin** (Dorpat).

(Mit 4 Textfiguren.)

Transgressionen und Regressionen sind es, die unablässig an der Veränderung des paläogeographischen Bildes unserer Erdoberfläche arbeiten und durch die Wanderung von Faunen auch die Mannigfaltigkeit der organischen Erdgeschichte mit veranlassen. Ganz gewiß sind es in erster Linie nicht orogenetische, sondern epirogenetische Bewegungen, welche das Vordringen des Meeres über weite Landflächen bedingen. Das wird trotz der Verwirrung, die z. T. in der Literatur über die Begriffe Epirogenese und Orogenese herrscht, wohl kaum bestritten werden können, wenigstens nicht, wenn man diese Begriffe so faßt, wie es H. Stille[1]) tut, m. E. die einzig mögliche Form, beide

[1]) H. Stille, Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 71. Abh., S. 164, 1919.

Die in der Literatur herrschende Unklarheit betreffs dieser beiden Begriffe beruht vor allem darin, daß die Zeit der Bildung der Sedimentationsräume nicht scharf von der Zeit der Faltung unterschieden wird, und daß der Unterschied beider nicht als ein grundsätzlicher, sondern als ein gradueller aufgefaßt wird. Bei der Epirogenese fallen Bewegungsvorgang und Sedimentation zusammen, bei der Orogenese folgt der Bewegungsvorgang der Sedimentation. Folgen neue epirogenetische Bewegungen, so kommen sie in klaren tektonischen Diskordanzen zum Ausdruck. Fehlen orogenetische Bewegungen zwischen den epirogenetischen, so ergeben sich nur Erosionsdiskor-

sachlich scharf auseinander zu halten. Bei den großen Transgressionen des Mittelkambriums in Europa, des Oberkambriums in Nordamerika, des Obersilurs, des jüngeren Devons, des Zechsteins, der mittleren und obersten Trias, des oberen braunen Jura, der Oberkreide und des Oligozäns sinken weite Landflächen unter Wasser, teils gleichmäßig tiefer gleitend, teils gelegentlich in ihrer Bewegung langsamer werdend oder stockend, aber jedenfalls in breiter Fläche sich abwärts bewegend, ohne Faltung und im allgemeinen bruchlos[1]). In gleicher Weise sind auch mindestens die großen erdgeschichtlichen Regressionen außerhalb der großen Faltungsepochen epirogenetisch aufzufassen.

Natürlich können regional und episodisch auch orogenetische Bewegungen größere Bedeutung erlangen; man denke nur an den Einbruch des östlichen Mittelmeeres, wo also auch das betroffene Gebiet immerhin schon eine recht erhebliche Ausdehnung erreicht. Der regionalen Strandverschiebung größeren Ausmaßes entspricht dann eine allgemeinere geringen Betrages mit umgekehrtem Vorzeichen. Schon E. SUESS wies darauf hin, daß der Einbruch des griechisch-levantinischen Meeres, wenn man die KRÜMMELschen Werte zu Grunde legt, ein Fallen des Meeresspiegels auf der ganzen Erde um etwa 4 m zur Folge gehabt haben könnte[2]). Ebenso muß die regionale Aufwölbung von Falten am Meeresboden oder das Aufsteigen einer Wasser verdrängenden Scholle ein allgemeines Übergreifen des Meeres über seine Ränder bewirken, dem dann ein der Verteilung auf die Gesamtheit der Küsten entsprechendes geringeres Ausmaß zukommt. Örtliche bezw. regionale positive Strand-

---

danzen (Wolgastufe auf Fusulinenkalk im Moskauer Becken). O. WILCKENS (Grundzüge der tektonischen Geologie S. 3), der beide Vorgänge nur als graduell verschieden bezeichnet, betrachtet zwar die oberrheinischen Gebirge als orogenetische Aufwölbungen, die Einmuldung des Pariser Beckens aber als epirogenetisch. Derselben orogenetischen Bewegung wie der oberrheinische Trias-Sattel gehört aber auch der Jura im Osten und Westen an und schließlich auch die nordfranzösische und englische Kreide. Wir haben hier eine große Geosynklinale zwischen böhmischer Masse, französischem Zentralplateau und dem schottischen Massiv, die sich bis zum mittleren Jura, wenn auch gelegentlich im ganzen oder regional in der Bewegung stockend und oszillierend einsenkte, sich dann im oberen Jura stärker differenzierte, wobei regionale Trockenlegung durch orogenetische kimmerische Bewegungen erfolgte, und schließlich im Osten am Rande des Böhmischen Massivs verlandete, während die Sedimentierung im Westen weiterging, bis in der oberen Kreide auch dieses Ostgebiet wieder unter Wasser sank. Diese ganze epirogenetische Dauerbewegung umfaßt also ein viel ausgedehnteres Gebiet, als das, was man als Pariser Mulde bezeichnet, und ist viel älteren Ursprungs als die orogenetische Faltung, welche diese Mulde schuf.

In ähnlicher Weise ist für E. DACQUÉ (Grundlagen und Methoden der Paläogeographie S. 133) die mitteldeutsche Rahmenfaltung nur eine epirogenetische Bewegung. Es bleibt aber wohl zu unterscheiden zwischen dem nach Abschluß der mittelrotliegenden Faltung beginnenden epirogenetischen Senkungsvorgang und der späteren saxonischen orogenetischen Faltung (vgl. hierzu die Ausführungen STILLES a. a. O. S. 185). — Wenn TORNQUIST, der das ganz Verschiedenartige beider Vorgänge betont (Allgemeine Geologie S. 521), das Thüringer, das niedersächsische und das norddeutsche Becken als Kleingeosynklinalen unterscheidet, so ist damit wohl nur die Differenzierung bei dem epirogenetischen Senkungsvorgang vor der saxonischen Faltung gemeint, der ja besonders in der zeitweisen Trockenlegung des ganzen großen Gebietes im Osten während des Lias und der Unterkreide zum Ausdruck kommt.

[1]) S. unten.

[2]) E. SUESS, Antlitz der Erde II, S. 689.

verschiebnng bedingt also allgemeine negative, örtliche negative allgemeine positive, wobei die allgemeine stets nur einen geringen Betrag erreichen wird.

Auch die variszische Faltung hat sicher noch außerhalb der „alpinotypen" Zentralketten breite Flächen des Vorlandes herausgehoben und ist dementnicht ohne Einfluß auf die Bewegung der Küstenlinie gewesen, aber sie war es sicher nicht allein. Die Sedimente des west- und mitteldeutschen Unterkarbons zeigen ein deutliches Flacherwerden des Meeres und diese Bewegung war wenigstens größtenteils epirogenetisch. Das Gleiche gilt von den „germanotypen" flacheren Falten der saxonischen Faltung in Deutschland. Die Landbildung[1]) zwischen süd- und norddeutschem Meer im oberen Teile des Jura mag orogenetisch bedingt sein, die Trockenlegung des östlichen Deutschlands im Lias und der Unterkreide ist völlig, die vor bzw. am Beginn des Alttertiärs und dem des Jungtertiärs im wesentlichen epirogenetisch zu erklären.

Betrachten wir die Kreidetransgression in Deutschland und zwar in ihrem randlichen Teile in Sachsen, Böhmen und Schlesien, so ist hier ein Einsinken einer großen Landfläche in breiter Ausdehnung zu beobachten. Von einem Einbruch des Meeres in eine grabenartige Versenkung (Elbgraben) wie ihn Lepsius[2]) schildert, wo also ein orogenetisches Moment betont wird, kann nicht die Rede sein. Das vordringende Meer überflutete das heutige Erzgebirge wenigstens in seinem östlichen Teil und, wie ich annehmen muß, auch die Lauzitzer Platte. Das dürfte vor allem aus der steilen Stellung der Kreide im Osten der Lausitzer Platte in der Gegend von Görlitz hervorgehen. Die Gegend des heutigen Riesengebirges blieb als Insel stehen, ebenso blieb ein Landstreifen von der Überflutung verschont, den ich als „ostsudetische Landmasse" an anderer Stelle[3]) geschildert und näher begründet habe.

In der Umgebung dieser Landschwellen senkte sich der Boden in breiter Fläche und in sich bruchlos. Ob dabei am Rande Brüche auftraten, ist nicht zu entscheiden, doch ist die Neigung auf der Ostseite der Riesengebirgsinsel gegen den eingesunkenen Sedimentationsraum etwas größer als sonst bei rein epirogenetischen Bewegungen. Das ergibt sich aus der großen Mächtigkeit der Kreide in Schlesien, wo die im Westen denudierten jüngsten Kreideschichten noch erhalten sind. War diese Riesengebirgsinsel vorhanden, wie dies auf Grund der Abnahme des grobklastischen Charakters der Sedimente vom Riesengebirge aus nach Nordwesten und Westen, also des Auftretens von peripherischen tonigen und mehr zentralen sandigen Zonen angenommen werden muß, und blieb diese Insel bis ins Untersenon bestehen, wofür der Fund eines Rotliegend-Gerölles in der Görlitzer Gegend spricht, so muß ein Absenkung des Bodens von 700—800 m oder mehr gegen diese Riesengebirgsinsel stattgefunden haben. Vom heutigen Westrand der schlesischen Kreide aber, der als westlicher Bruchrand des Lähner Grabens noch nicht den alten Uferrand bezeichnet, beträgt die Entfernung bis zu der anzunehmenden Küste höchstens 10 bis 15 km. Das entspricht einer ursprünglichen Durchschnittsneigung des Untergrundes von 3—5° am Ende der Einsenkungsperiode, die aber immer noch mit der Annahme einer epirogenetischen Bewegung vereinbar wäre; denn es kommt ja in diesem Fall nur darauf an, daß die Neigung durch einen Senkungs-Sedimentationsvorgang hervorgerufen wird, nicht durch Gebirgsdruck, der

[1]) Pompeckj, Die zoogeographischen Beziehungen zwischen den Jurameeren Nordwest- und Süddeutschlands. Jahresber. d. niedersächs. geologischen Vereins 1909, S. 10.

[2]) Lepsius, Geologie von Deutschland II, S, 176,

[3]) Scupin, Über präcenomane junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit in der Umgebung des Erzgebirges und der Sudeten. Zeitschr. f. Naturwiss. Bd. 82, 1910, S. 321.

weitere Falten oder Brüche während der Senkung und damit innere Diskordanzen hervorrufen mußte, die hier fehlen.

Deshalb würden auch im vorliegenden Falle Flexuren oder sogar Absenkungen an Randspalten nichts gegen einen epirogenetischen Vorgang beweisen, da hier eine junge präcenomane Faltung festzustellen ist. Die Kreide liegt wie gezeigt (a. a. O.) im Bober-Katzbach-Gebiet übergreifend teils auf Unterem, teils Mittlerem, teils Oberen Buntsandstein, teils auf Muschelkalk und man wird daher hier wohl eine kimmerische Phase der saxonischen Faltung annehmen dürfen. Es wäre somit durchaus verständlich, wenn bei der epirogenetischen oberkretazischen Bewegung ein weiteres randliches Abgleiten an Spalten der kimmerischen Krustenbewegung erfolgte.

Es mögen daher auch bereits in der Unterkreide gewisse tektonisch bedingte Niveauunterschiede vorhanden gewesen sein, die sich dann in der Oberkreide weiter steigerten, wobei der Meeresgrund eine wechselnde Lage zu der Landmasse gehabt haben muß, in den bald bei stärkerer Vertiefung die feinklastischen Ablagerungen (Pläner) gegen das Zentrum vordrangen, bald sich vom Zentrum aus die grobklastischen sandigen Sedimente wieder über die Pläner vorschoben, wodurch ein Oszillieren vorgetäuscht wird, während in Wirklichkeit nur Perioden stärkerer relativer Senkung mit solchen stärkerer Aufschüttung abwechselten, welch letztere gerade wieder durch die stärkere Senkung und das dadurch bedingte stärkere Gefälle der Flüsse ausgelöst werden. Solche Perioden überwiegender Senkung sind das Obere Cenoman und die Obere Scaphitenzone, stärkerer Aufschüttung die Brongniartizone. Nach der Scaphitenzone, wo die Meerestiefe ihr Maximum erreicht, schreitet wohl die Senkung noch weiter vor, aber sie wird überkompensiert durch die Aufschüttung. Dieser von mir als Kampf zwischen Senkung und Aufschüttung geschilderte Vorgang ist nur möglich bei einer dauernden Verschiebung des Meeresgrundes gegen das Land, das die Sedimentmassen liefert.

Wie erfolgt nun der Rückzug des Meeres? Zum Teil kann er schon durch einfache Verlandung bezw. Zuschüttung des Beckens erklärt werden. Während in Böhmen im Osten im Emscher Sandsteine abgelagert werden (Chlomecker Schichten), treten im westlichen Böhmen noch tonige Bildungen auf, und zwar schreiten diese sandigen Ablagerungen von der Cuvieri-Zone ab ganz allmählich nach Westen vor. Aber diese Verlandung in Form von Zuschüttung des Beckens würde nicht genügt haben, um den völligen Rückzug zu erklären. Waren es nun orogenetische Bewegungen?

Man könnte bei den flach liegenden, nur bis zum Emscher heraufreichenden Ablagerungen Sachsens und Nordböhmens daran denken, daß sie an Spalten tektonisch gehoben und dadurch trockengelegt sind, wobei die ebenfalls überflutete Lausitzer Platte eine noch stärkere Aufwärtsbewegung erfahren hätte in der Art, wie es STILLE allgemein in einer schematischen Zeichnung andeutet[1]). Der sächsisch-böhmische Befund würde die Möglichkeit geben, diese Bewegung in das Untersenon zu verlegen. F. FRECH hat für Schlesien diese Möglichkeit auch in Erwägung gezogen, wenn er in einer Mitteilung an H. STILLE betreffs des Fehlens von Anhaltspunkten für eine frühsenone Gebirgsbildung in den Sudeten bemerkt: „. . . ., man müßte denn die endgültige Trockenlegung des Nordrandes der Sudeten und die gleich-

[1]) H. STILLE, Die saxonische Faltung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 65. Monatsber. 1913, S. 582, Textfigur rechts, nur daß in dieser Figur die am stärksten orogenetisch gehobenen Schollen noch nicht die epirogenetische Senkung kompensiert haben, während in der südostdeutschen Kreide eine epirogenetische Hebung die Senkung kompensierte und ein orogenetischer Vorgang die Schichten noch weiter hob, wobei am allerstärksten die Lausitzer Scholle emporgepreßt wurde.

zeitige Bildung von untersenonen Süßwasserbildungen mit *Cyrena cretacea* und Kohlen als eine derartige Andeutung auffassen“ [1]). Aber gerade die Kreideablagerungen in Schlesien zeigen, daß es nicht orogenetische Bewegungen waren, welche die Regression bedingten. Die hier im Gegensatz zu Sachsen auftretenden deutlichen Mulden und langgestreckten Verwerfungen [2]) sind unbedingt jünger als der Beginn der Verflachung des Meeresbeckens.

Orogenetische Vorgänge können frühestens im Obersenon eingesetzt haben. Dagegen war schon im Untersenon nur noch eine ganz flache Wasserbedeckung vorhanden und stellenweise mag das Land auch schon trocken gelegen haben. Sandige Ablagerungen wechseln in großer Mannigfaltigkeit mit weißen und bunten Tonen (Bunzlauer Tone), mit Kohlenflözen als umgelagerten Mooren [3]) und Toneisensteinen als umgelagerten Raseneisensteinen. Die Profile sind dabei ganz unregelmäßig. Cyrenen deuten auf brackisches Wasser und auch der stellenweise große Individuenreichtum einer kleinen *Cardium*-Art (*Cardium Ottoi* Dresch.) bei Armut an anderen Arten (die artenreiche Fauna liegt tiefer) weist auf unnormal, hier also schwach gesalzenes Wasser hin.

Eine sehr starke Verflachung war somit schon im Untersenon erfolgt, das ganz konkordant über dem Emscher liegt. Nirgends ist eine frühsenone Andeutung einer Faltenbildung zu sehen. Die völlige Trockenlegung ganz durch Einschlemmung zu erklären, erscheint mir aber auch kaum möglich, namentlich auch im Hinblick auf die weiten Flächen weiter nördlich, die dann später vom Diluvium bedeckt wurden. Man wird also ohne eine relative Hebung nicht auskommen, die aber keine orogenetische sein konnte, da sie bereits vor der obersenonen oder alttertiären Faltung erfolgte.

In gleicher Weise drängt sich die Frage nach den Ursachen auf, die die mitteldeutsche oligozäne Transgression zum Stillstand brachten und die Regression bewirkten. Hier kann gewiß nicht mehr von orogenetischen Vorgängen die Rede sein. Die Schichten kommen im allgemeinen aus der ungestörten Lagerung nur dort heraus, wo sie durch Eisdruck gepreßt sind (Schollen von Septarienton im Diluvium der Gegend von Halle). Sonst treten nur flache Wellen auf, die z. T. auch durch Auflösung von Salzlagern im Untergrunde bedingt sind. Die größte Vertiefung des vordringenden Meeres wird im oberen Mitteloligozän mit dem Septarienton erreicht. Die Küste läuft in dieser Zeit in NW-südöstlicher Richtung etwa in der Gegend von Halle durch. Dann beginnt der Rückzug und die flache Heraushebung des Landes.

Ebenso können nur epirogenetische Bewegungen den Rückzug der oberjurassischen Transgression aus Ostdeutschland und die Trockenlegung in der Unterkreide veranlaßt haben. Immerhin handelt es sich in den genannten Fällen um Bewegungen, die in orogenetisch beeinflußte Perioden (kimmerisch-saxonisch) fallen. Ganz außerhalb solcher aber liegt die Regression am Beginn des Keupers.

Müssen also auch die Regressionen im allgemeinen epirogenetisch erklärt werden, so bleibt doch die Frage offen, warum sich die positive Strandbewegung schließlich in eine negative umwandelt, warum also an derselben Stelle eine Umkehrung der Krusten-

---

[1]) H. Stille, Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. d. niedersächs. geolog. Vereins zu Hannover, 1910, S. 155, Fußnote.

[2]) Vgl. die tektonische Kartenskizze in Scupin, Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. Palaeontograph. Suppl.-Bd. VI, 1912/13. Der sog. Überquader, der auf der Beyrich-Rothschen Karte des niederschlesischen Gebirges über die älteren Schichten übergreift, ist bekanntlich zum Teil Tertiär.

[3]) H. Scupin, Die Entstehung der niederschlesischen Senonkohlen. Zeitschrift f. prakt. Geol., Juliheft 1910, S. 254.

bewegung erfolgt. Die zentripetale ist infolge der Schrumpfung der Erde an sich das Gegebene, und es wird ebenso verständlich, daß eine flache undatorische Einsenkung eine ebenfalls flache Wellung als Gegenstück in der weiteren Umgebung auslöst. Aber es wird schwer verständlich, daß eine epirogenetische zentripetale Bewegung sich im gleichen Gebiet in eine zentrifugale verwandelt, wenigstens dann, wenn man aus zeitlichen und tektonischen Gründen eine orogenetische Aufwärtsbewegung nicht annehmen kann.

Man kann die epirogenetischen, zur Transgression und Regression führenden Bewegungsvorgänge indes auf eine einheitliche Formel bringen, wie dies schon früher gelegentlich einmal bei Besprechung der Oligozäntransgression in Mitteldeutschland andeutungsweise versucht wurde[1]).

Nimmt man für ein Stück Erdoberfläche eine flache undatorische Bewegung um eine ruhende Achse an, bei der die Erdoberfläche auf der einen Seite derselben aufsteigt, auf der anderen sich senkt, so wird das Ergebnis verschieden sein, je nachdem diese Achse auf dem Lande oder unter der

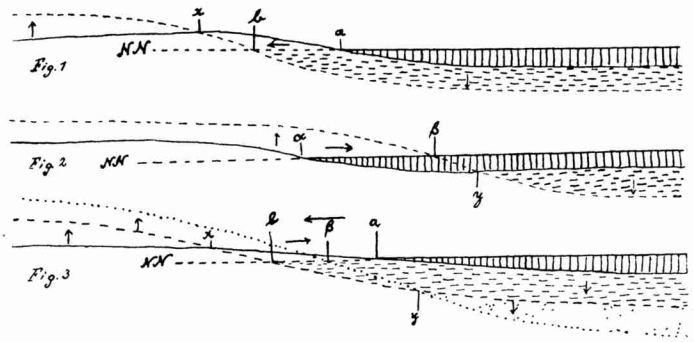

Fig. 1—3.

Meeresoberfläche liegt. Bezeichnet in Fig. 1 a die Küste und x die Drehungsachse im Bereich des Landes, so wird bei beginnender epirogenetischer Bewegung in der Richtung der Vertikalpfeile die Küste auf der Linie NN allmählich gegen b vorschreiten und wir bekommen eine Transgression. In Fig. 2 liegt die Drehungsachse unterhalb des Meeresspiegels bei y, die Küste bei α. Bei der gleichen undatorischen Bewegung wandert hier die Küste von α nach β und wir erhalten eine Regression. Könnten wir also eine allmähliche Verschiebung der Achse von x nach y annehmen, wie in Fig. 3 angedeutet, so wird das gleiche Stück xy einmal gesenkt und dann wieder gehoben, und ein einheitlicher Vorgang bewirkt zunächst eine Transgression von a nach b und dann eine Regression von b nach β und eventuell darüber hinaus, während die Stücke links von x und rechts von y ihre ursprüngliche Bewegungsrichtung beibehalten, dort nach oben, hier nach unten. Ein solches Wandern der Drehungsachse aber könnte vielleicht durch Verlegung des Schwerpunktes, vielleicht auch durch Ursachen gegeben sein, die sich hier noch nicht übersehen lassen. Beim Wandern von x muß die Küste b passiert werden. Hier kommt die Transgression zum Stillstand, von da an beginnt langsam die Regression. Da die Drehungsachse

[1]) H. Scupin, Die stratigraphische Stellung der subherzynen Braunkohlenformation. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1915, S. 335, Fußnote.

natürlich keine gerade Linie ist und noch weniger die Küste, zu der sie natürlich auch schief verlaufen kann, so wird der Stillstand der Transgression an verschiedenen Punkten auch zu etwas verschiedenen Zeiten erfolgen.

STILLE hat ähnliche Gedankengänge zum Ausdruck gebracht, um örtliche Oszillationen in einer Küstenzone zu erklären, ohne dabei ein abwechselndes Auf- und Absteigen des ganzen Landes annehmen zu müssen, indem er den Punkt relativer Ruhe zwischen der aufsteigenden Kontinentalschwelle und der absteigenden Geosynklinale, also die Drehungsachse obiger Ausführungen auf einer Horizontalen, die der Linie NN entspricht, landeinwärts und dann wieder meerwärts verlegt[1]). Dadurch entstehen ebenfalls positive und negative Strandverschiebungen. Er nennt das Evolutionsumkehrungen, die aber nur örtliche bezw. zonare Bedeutung haben, insofern als außerhalb dieser Zone die Bewegung gleichsinnig bleibt, in den Geosynklinalen absteigend, in den Festlandsschwellen aufsteigend (vergl. Fig. 4).

STILLE erklärt so z. B. den Ausfall des Korallenooliths am Nordrand der Rheinischen Masse und erinnert ebenso mit Recht an die Verzahnung mariner und terrestrischer Schichten, wobei man vor allem wohl an die marinen Einschaltungen im paralischen Oberkarbon des Donetzgebietes, Oberschlesiens, Westfalens usw. zu denken hätte, während der gleichfalls angezogene Wechsel

Fig. 4.

pflanzenführender Grauwacken und Fusulinenkalke in den karnischen Alpen allerdings ebenso gedeutet werden könnte, anderseits aber auch in der gleichen Weise wie der Wechsel zwischen Sandsteinen und Plänern in der sächsischen Kreide, also durch zeitweilige Stockung in der Senkung und Überwiegen der Aufschüttung erklärbar wäre.

Der Unterschied der STILLEschen Ausführungen gegenüber dem oben Dargelegten besteht in der Verschiebung der Drehungsachse in der Horizontalen, die auch wieder abwechselnd landeinwärts und meerwärts, also in entgegengesetztem Sinne wechselnd erfolgt. Diese Verschiebung der Drehungsachse kommt, wie aus der STILLEschen Figur deutlich zu entnehmen, dadurch zustande, daß bald die Amplitude der Geosynklinale, bald die der Kontinentalschwelle größer wird, wie ja ein völliges Gleichbleiben beider auch gar nicht zu erwarten ist. Ein Hin- und Hergleiten der Drehungsachse aber wird wohl nur für kleinere Räume angenommen werden können und so wird diesen Vorgängen auch nur die zonare Bedeutung zukommen, die ihnen STILLE selbst gibt.

Abweichend davon erfolgt das oben angenommene Abgleiten der Drehungsachse dauernd gleichsinnig, wenigstens im Rahmen einer Trans- und Regressionsperiode, und der Vorgang erscheint in seiner Auswirkung und Ausdehnung wohl nur durch die Grenzen des Schelfs eingeschränkt. Freilich erhebt sich, wenn die Richtung des Abgleitens dauernd gleichsinnig bleiben soll, wieder die Frage nach der Entstehung der nächsten Transgressionsperiode, denn die Regression war dadurch bedingt, daß die

[1]) STILLE, Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdrinde, S. 18, Fußnote.

Drehungsachse unter dem Meeresspiegel lag, während sie bei der Transgression oberhalb des Meeresspiegels auf dem Lande liegt.

Es ist indes gar nicht nötig, eine Rückwanderung der Drehungsachse nach oben anzunehmen. Wie im Geosynklinalbecken Senkung und Aufschüttung in dauerndem Widerstreit stehen, so in der aufsteigenden Festlandsschwelle Hebung und Abtragung, in dem die letztere je nach den an die Oberfläche kommenden Gesteinen bald stärker, bald schwächer ist. Das ergibt dauernde Verschiebungen des Gleichgewichts, und es könnten sich daher wohl neue Zentren der Undation, also Drehungsachsen in oben genanntem Sinne, bilden, während die abgleitenden am Schelfrande sich in ihrer Wirkung erschöpfen.

Der grundsätzliche Unterschied orogenetischer Bewegungen in tektonischer, räumlicher und zeitlicher Beziehung (Falten und Brüche, regionale Begrenzung, episodisches Auftreten) von den epirogenetischen (Wellen und innere Bruchlosigkeit, allgemeine und Dauerwirkung) legt auch den Gedanken an eine ursächliche Verschiedenheit beider Bewegungsvorgänge nahe. Wenn die dauernd wirkende Abkühlung auch eine dauernde Schrumpfung und damit die Auslösung epirogenetischer Vorgänge erwarten läßt, so könnte man geneigt sein, die episodischen orogenetischen Vorgänge auf Ursachen zurückzuführen, die man gewöhnlich als Geosynklinaltheorie zusammenfaßt.

Die verbreitetste Vorstellung ist ja die, daß durch die Anhäufung der Sedimente und den Druck derselben oder durch die Erwärmung infolge der Überlagerung die Ränder emporgepreßt werden. Die erstere ist aus statischen Rücksichten ganz unmöglich, denn sie setzt Überdruck in der Mitte voraus, aber auch die zweite führt zu Schwierigkeiten, denn auch hier könnte sich die Aufpressung seitlich nur dann äußern, wenn in der Mitte Überdruck oder größere Starrheit vorhanden wäre. Stille führte daher die Vorstellung von der Zusammenpressung zwischen den Festlandsmassiven, die als Backen eines Schraubstocks wirken, ein, indem er die andere Vorstellung mit dem Hinweis ablehnt, daß das Periodische der Faltung dann nicht zu erklären wäre. Aber auch bei der Stilleschen Auffassung, die vom rein mechanischen Standpunkte einwandsfrei ist, bleibt dieses Fragezeichen. Sie ist wieder Schrumpfungstheorie, angewandt auf die besonderen Verhältnisse der Geosynklinalen und der sie begrenzenden Festlandsmassive. Aber warum bringt die Zusammenpressung nur zeitweise Mulden und Sättel hervor? Man spricht von „Reifwerden der Geosynklinalen" und meint damit die Anhäufung der Sedimente im Sinne der alten oben abgelehnten Form der Geosynklinaltheorie.

Bei der Annahme eines beiderseitigen Druckes von den Rändern her (Schraubstocktheorie) kann diese Sedimentanhäufung keinerlei Rolle mehr spielen, und auch auf weniger mächtige Schichten, die sich in einer von neuem einsinkenden flachen Geosynklinale ablagern, könnte der Druck der Ränder nicht ohne Einfluß bleiben, sobald nur hinreichende Festigkeitsunterschiede vorhanden sind, und diese können jedenfalls da sein.

Trotzdem halte ich an der Schrumpfung im Sinne Stilles fest. Aber ich meine, daß Tornquist (Allgemeine Geologie) recht hat, wenn er nicht die Abkühlung der Erde für die unmittelbare Ursache der für die Gebirgsbildung anzunehmenden starken Schrumpfung ansieht. Tornquist schätzt die Abnahme des Erdradius infolge Gebirgsbildung auf etwa $^1/_{80}$ seiner einstigen Länge und berechnet, daß, wenn dieser Betrag allein und unmittelbar, d. h. rein physikalisch auf Abkühlung zurückginge, die Abnahme der Temperatur des Erdinneren auf etwa 1000° zu veranschlagen wäre, was sicher zu viel wäre. Er sucht die Ursachen der Schrumpfung daher in stofflichen Veränderungen des Magmas.

Magmatische Vorgänge nimmt auch F. KOSSMAT[1]) an, indem er bei der Abkühlung entsprechende Ungleichmäßigkeiten besonders im Bereich der Magmaschale neben den Wirkungen der Kontraktion und magmatischen Krustenvermehrung als Ursache für tangentiale Bewegungsimpulse auffaßt, bei denen die Bewegungen der Oberkruste von denen des plastischen Unterbaues beherrscht werden. Aber auch hier bleibt die Frage nach der zeitlichen Beschränkung derartiger Vorgänge noch offen, während die regionale Beschränkung durch das, was der „Schraubstocktheorie" STILLES und der Theorie KOSSMATS gemeinsam ist, passive Bewegung der Falten zwischen bewegten Krustenfeldern, eine befriedigende Erklärung findet. Nimmt man dagegen stoffliche Veränderungen bezw. chemisch-physikalische Vorgänge infolge der allmählichen Abkühlung an, so kann man sich beim Überschreiten bestimmter für die Magmenmischung bedeutsamer Temperaturen zeitlich begrenzte periodische Schrumpfungen vorstellen. Man denke nur an die Ausscheidungen in gemischten Schmelzen und die dadurch bedingten Änderungen des Aggregatzustandes von Bestandteilen der Mischung. Änderungen des Aggregatzustandes werden ja auch von KOSSMAT mit herangezogen. Im übrigen wird man wohl mit mannigfachen magmatischen Vorgängen rechnen dürfen, die sich im einzelnen nicht übersehen lassen.

Sind die letzten Erwägungen richtig, so wäre allerdings sowohl bei epirogenetischen wie orogenetischen Vorgängen die Abkühlung die Hauptursache der Bewegung. Bei epirogenetischen Bewegungen aber wirkt sie unmittelbar und andauernd, rein physikalisch-thermisch, bei orogenetischen dagegen mittelbar in Form chemisch-physikalischer Vorgänge.

[1]) F. KOSSMAT, Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. d. math.-phys. Kl. d. Sächsischen Akad. d. Wiss., Bd. XXXVIII, Nr. II, 1921.