

Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien

Von Herrn FRANZ ED. SUESS in Wien.

INHALT

	Seite
I. Die Anlage im Großen	178
Großtektonische Gliederung	178
Hauptumrisse des Geländes	180
II. Die Sandsteinzone und die Klippen	183
1. Tektonische Beziehungen	183
Begrenzung und Eingliederung	183
Baustil und Untergrund	185
Scherlinge und Anschluß an die böhmische Masse	185
Fazieszonen und Decken	187
Verhältnis zur Molasse und Alter des Deckenschubes	187
Die südliche Klippenzone	188
Verhältnis zu den Karpathen, beskidische und subbeskidische Decke, Waschbergzug	189
Die Inselberge	191
Die Verbindung mit dem Vorlande	192
Querstörungen	193
2. Die morphologische Selbständigkeit der Sandsteinzone	194
Stofflicher Aufbau und Verwitterung	194
Gekrieche und Schuttgerinne, Tobel	195
Großformen und Ausmaß der Abtragung	196
Morphologischer und tektonischer Anschluß an die Kalkalpen	198
III. Die Kalkalpen	199
Verhältnis zur Flyschzone	199
Hauptabschnitte der Sedimentation innerhalb und außerhalb der Alpen	200
Faziesgruppen und Transgressionen innerhalb und außerhalb der Alpen	201
Meerestiefen und Mächtigkeiten in der Trias	202
Transgressionen im Rhät und im Jura	204
Transgression der Oberkreide, Gosau	205
Nachgosauischer Hauptschub	205
Andauernde Orogenese	206
Der Deckenbau und seine Geschichte	207
Zur Geländegestalt	210
IV. Die eigentliche Morphogenese seit dem Jungtertiär	211
Sedimentfolge des Jungtertiärs	211
Mächtigkeit der Sedimente und Hochstand des Meeres im Miozän	212
Kalkalpine Hochflächen, Augensteine	213
Die alpinen Längstäler	214
Miozäne Braunkohlen	215
Meeresanstieg und Brandung im Torton	216

*) Hier werden die Gedanken ausführlicher dargelegt, die in der Eröffnungssitzung der Versammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wien am 17. September 1928 nur in kürzerer und allgemeiner Fassung wiedergegeben werden konnten.

Höhe der Aufschüttung im Sarmat	217
Tiefe des pontischen Beckens	217
Flußschotter	218
Postpontische Ausräumung, Brandungsplatten mit epigenetischen Tälern vor dem Altland	218
Donaudurchbruch in der Wachau und am Bisamberge	220
Pontische Brandungsstaffeln und postpontische Ausräumungsstaffeln	221
Der Eichkogel und die Ausräumungsebene des Wiener Beckens	222
Jüngste Bewegungen, Verstellungen der Brandungsplatten, Verwerfungen und flache Gewölbe im Wiener Becken	223
Frage der jungen Gesamtbewegung des Alpenkörpers	225
Löß und Talungleichseitigkeit	229
Schlußbemerkung	230

I. Die Anlage im großen.

Die Landschaft der Gegenwart ist ein letzter Rückstand, in dem Spuren alles einstigen geologischen Geschehens enthalten sind. Nichts aus der geologischen Vergangenheit bleibt völlig beziehungslos zur heutigen Geländeform. Ihre Enträtselung wird damit zur nie restlos zu bewältigenden Aufgabe. Was geboten werden kann, bleibt stets nur ein Umriss und eine Skizze. Es beschränkt sich auf die allgemeineren Vorgänge für die entlegenere geologische Vergangenheit, und reichere Einzelheiten anderer Art enthüllt der nahe und nächste zeitliche Vordergrund.

Der Versuch, das gegenwärtige Augenblicksbild eines Erdstriches verständnisvoll anzugliedern an den Strom der vergangenen Geschehnisse, begegnet schon darum nicht geringen Schwierigkeiten, weil er sich fast beständig auf noch strittige Grundfragen der Erdgeschichte zu beziehen hat, und es kann Geschlossenes und Einheitliches nur von einem Standpunkte aus durchgeführt werden, der aus persönlicher Erfahrung gewonnene Anschauungen und Gesichtspunkte verwertet; und es wird hier beabsichtigt, gerade die persönlichen Auffassungen, die mit denen vieler Fachgenossen nicht übereinstimmen, auf den Plan zu führen und an dem zu erläuternden Beispiele zu bekräftigen; wenn auch eine volle kritische Würdigung und erschöpfende Behandlung der hier vor allem in Betracht kommenden Fragen das vorgesteckte Ziel weit überschreiten würde.

Die Umgebung von Wien, in der Gebirge und Flachländer, Strukturen und Formationsreihen von so ungleichem Alter und so ungleicher Beschaffenheit mit kennzeichnender landschaftlicher Prägung so nahe zusammentreten, ist für Betrachtungen dieser Art besonders geeignet.

Großtektonische Gliederung.

Dem Geographen und dem Geologen ist es bekannt, daß kaum eine andere Großstadt ihre Lage so klar und bestimmt von der Natur vorgezeichnet erhielt, wie Wien. Die Lücke in dem alpin-karpathischen Bogen, die der große Strom benützt, ist zugleich der einzige offene Weg zwischen dem nordwestlichen und dem südöstlichen Europa, die Straße uralten Warenaustausches, die Straße der Völkerwanderung, die Bahn für das Vordringen der westlichen Kultur seit dem frühen Mittelalter und der unverrückbare Hauptweg des Verkehrs zwischen Ost und West bis in die Gegenwart. Nach den Bergen oberhalb Wiens war schon um das Jahr 1100 die Ostmark des Deutschen Reiches unter LEOPOLD DEM HEILIGEN dem BABENBERGER, gegen die Ungarn vorgeschoben worden. Zu-

gleich ist die Umgebung von Wien ein Randgebiet des Gebirges, und entlang des Gebirgsrandes hat der Verkehr von der Adria nordwärts und über Wien zur Ostsee seinen Weg zu nehmen, indem er die erste Linie kreuzt. Wir wissen auch, daß diese großen Züge der Landschaft, die hier deutlicher als anderwärts mitbestimmend waren für den Gang der Geschichte, der Ausdruck sind einer großzügigen geologischen Gliederung.

Den in die Gegend von St. Pölten nach Süden vorragenden, mit spättektonischen Grenzen abgebrochenen Block aus der inneren grauitdurchtränkten und versteiften Zone des alten Gebirges, umgürtet mit knappem Anschluß der jüngere, geschmeidigere Alpen- und Karpathenbogen. Er staut an dem südlichen Vorsprung bei St. Pölten und indem er ihn umgeht, vermag er östlich davon vorzutreten und umzuschwenken in die karpathische Richtung. Nahe der Stelle der stärksten Annäherung und nahe der gleichmäßigen und bruchlosen Umbiegung in die neue Richtung befindet sich die einzige Lücke in dem großen schöngeschwungenen Bogen zwischen Genua und dem Eisernen Tore. Es ist der Einbruch des Wiener Beckens. So wie die anderen Niederungen, ist auch diese ausgefüllt von einer reichgegliederten jungtertiären Schichtfolge.

Im Alpenkörper selbst wurde die Annäherung durch den Zusammenschub von Sedimenten aus ursprünglich weit auseinandergelegenen Bildungsräumen bewirkt. Wie die liegenden Falten eines großgemusterten Teppichs an der Falten-grenze verschiedene Farbstreifen mit scharfen Grenzen und streifigen Umrissen aneinanderbringen, so sind auch die Sedimente vieler Formationen im alpinen Raume zu scharfbegrenzten streifigen Zonen zusammengeschnitten.

Schon eine kurze Wanderung bietet Gelegenheit zur Wahrnehmung des Gegensatzes zwischen den sanften gerundeten Hügeln der Sandsteinzone, die mit dem Kahlenberge und dem Leopoldsberge hereinreicht in das Gebiet der Stadt Wien, und der Kalkzone, in der felsigeres Gelände häufiger hervortritt und die von den niedrigeren Kalkvor-alpen gegen Süden ansteigt zum Anninger bei Baden und zu den höheren Tafeltrümmern der Hohen Wand, der Raxalpe, und des Schneeberges. An sie schließt sich die dritte und südlichste, die Zentralzone der Alpen, die auch in ihren niedrigen Ausläufern gegen den Alpenrand, im Wechselgebiete (1738 m) und im Rosaliengebirge und in der Buckligen Welt, wenn auch in bescheideneren Abmessungen, die breit ausladende Gestaltung und ruhige Linienführung bewahrt, die der ganzen aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Zentralzone den ernsterhabenen Charakter verleiht.

Die Sandsteinzone oder Flyschzone besteht zwar ebenfalls aus einer Zusammenschuppung von Streifen ungleicher Faziesgruppen, sie befindet sich aber in ihrer Gesamtheit noch an der Stelle ihres ursprünglichen Bildungsraumes, ihre Decken sind parautochthon; sie gehören einer Zone an, die den werdenden Alpen, d. h. den von Süden vorrückenden Decken, in der ganzen Erstreckung von der Schweiz bis Wien vorgelagert war und die mit den gleichen Merkmalen in die Sandsteinzone der Karpathen fortsetzt.

Die Kalkalpine Zone wurde nach Ablagerung der Flyschsedimente vom Süden herangefördert.

Im Süden, im Gebiet des Schneeberges und der Raxalpe, erreichen die übereinander gestaffelten kalkalpinen Deckengruppen die bedeutendsten Höhen; dem Schneeberg (2061) ist im Süden noch die Hochfläche der Gahns (1352) als Vorstufe vorgelagert. Im ganzen bricht aber das Kalkgebirge hier recht steil und unvermittelt nieder zum paläozoischen und kristallinen Untergrunde.

Die Grenze zwischen den beiden Zonen ist der Abtragungsrand über dem ursprünglichen Träger der kalkalpinen Decken. Die zunächst anschließende Unterlage besteht aus älterem Gebirge, das jedoch zusammen mit den Kalkalpen zu einer größeren Deckeneinheit gehört und zugleich mit diesen nach Norden verfrachtet worden ist. Die mechanische Verarbeitung, die Verschuppung und Verschieferung der Gesteinskörper erreichen hier den höchsten Grad. Strenge Sorgfalt, geübter Blick, unterstützt von weitausgreifenden Vergleichen und Überlegungen werden hier von dem Geologen verlangt, wenn er hier seiner vornehmsten Aufgabe gerecht werden und zu einer Klärung des verwickelten Baues gelangen will; er wird vor allem die Unterscheidung der übereinandergeschobenen und oft arg zerdrückten Deckenglieder, ihre begriffliche Zerlegung und ihre Ordnung nach den ursprünglichen Bildungsbereichen anzustreben haben.

Aber wir richten unser Augenmerk hier vor allem auf die Linien der Landschaft. Der Wirrwarr im Untergrunde spiegelt sich wieder in der anmutigen Unruhe, die das Gelände der sogenannten Grauwackenzonen und des Semmering auszeichnet. Züge von Kalk ragen hellfarbig aus dem grünen Gelände, das aus klotzigeren Kuppen von Porphyren und Grauwacken und sanfteren bewaldeten Schieferbergen besteht; zu den abwechselungsreichen paläozoischen Gesteinszonen im Untergrund der Kalkalpen gesellen sich Schuppen von kristallinen Gesteinen, Glimmerschiefern, Graniten u. a., die aus tiefen Zonen der Erde mit emporgezogen worden sind in den großzügigen Deckenbau. Ihr vorwiegender Bereich sind das Wechselgebiet und die südlich anschließenden Gebiete der Zentralalpen.

Der letzte große Hauptschub, d. i. das Gleiten der ostalpinen Decken über einen tieferen Untergrund und der Vorschub der Kalkalpen auf die Sandsteinzone geschah nach der Kreideformation in der älteren Tertiärzeit, damit erscheint das Grundgerüst unserer Landschaft endgültig festgelegt. Insoweit die umfassenderen Bewegungen der Erdkruste daran beteiligt sind, scheint die Hauptanlage vollendet und nur wenig beeinflusst im Verhältnis zu den anderen auf der Erde allenthalben und unaufhörlich von außen her wirkenden, gestaltenden und umgestaltenden Kräfte.

Hauptumrisse des Geländes.

Dreierlei Geschehnisse sind es, an denen wir den Gang der Erdgeschichte messen. 1. Die langsame Verlagerung von Krustenteilen, die Kontinente gegeneinander verschiebt und Gebirge erstehen läßt; 2. Die großen Verlagerungen der Hydrosphäre, das Wandern und Wechseln der Meere über große Erdräume hin, wie sie in den Transgressionen und Regressionen, in dem weiten Übergreifen der Sedimente vergangener Formationen und in umfassenden Formationslücken der geologischen Vergangenheit verzeichnet sind.

Das 3. ist die unaufhörliche Zersetzung und Zermürbung, welche die Gesteine in der Berührung mit der Luft erfahren und die im Verein mit Wind und Regen und mit der Abschwemmung durch die rinnenden Wässer die beständige Zerstörung und Erniedrigung der Gebirge zur Folge hat. Sie erlahmt mit der Zeit oder wird wieder neu belebt mit dem Heben und Senken der Erosionsbasis an der die Flüsse das Gebirge verlassen. Die Vorgänge können ebenso durch das Steigen und Sinken von Krustenteilen wie durch das regionale Sinken und Steigen des Meeresspiegels bedingt sein.

Diese dreierlei Vorgänge sind es, deren Wirksamkeit wir in dem Gegenwartsbilde zu unterscheiden und gegeneinander abzuwägen haben, wenn wir die allmähliche Wandlung der früheren Umrisse in die heutigen, die Entstehung der Gegenwart aus der jüngsten Vergangenheit begreifen wollen.

Schon am Ende des paläozoischen Zeitalters war der Süden des variszischen Grundgebirges, die böhmische Masse, die mit ihren Ausläufern im Waldviertel und im Dunkelsteinerwalde bei St. Pölten, weit hineinreicht nach Niederösterreich, zu einem flachen Rumpfgebirge umgeformt worden.

Aber die Einförmigkeit der äußeren Gestaltung entspricht keineswegs dem inneren Gefüge der Masse. In ihrem Innern sind Gebirgsbewegungen allergrößten Stieles verzeichnet, sie enthält vor allem die wichtigste Scheide im gesamten Gebiet der variszischen Horste, d. i. die Trennungslinie zwischen dem moravischen und dem moldanubischen Grundgebirge; d. i. zweier Gebiete von gänzlich verschiedener Tektonik, verschiedener kristallinischer und sedimentärer Fazies, die zugleich auch sehr wohl unterschiedenen magmatischen Provinzen angehören (43) und aus großer Entfernung aneinandergeschoben worden sind.

Aber während in den jugendlich emporsteigenden Alpen durch die Zerstörung der Gesteine die einzelnen Zonen schärfer herausgearbeitet wurden, sind in dem alten Gebirgsrumpfe durch wiederholte Transgressionen und durch die Wirkung langandauernder Abtragung alle Gegensätze völlig ausgeglichen worden und der großzügige Überschiebungsbau bleibt äußerlich völlig unkenntlich unter den sanften Wellenflächen des Wald- und Ackerlandes, aber er enthüllt sich dem Weg für Weg und schrittweise mit dem Hammer prüfenden Geologen.

Bei Zöbing, wo das Kamptal das Grundgebirge verläßt, liegt an Brüchen abgesunken, ein Rest der Wüstenbildungen des Rotliegenden. Es sind Arkosen mit Geröllagen und eingestreuten Blöcken, der Grus trocken verwitterter Gesteine, vermengt mit den Aufschüttungen der rasch versiegenden Gießbäche, mit den kohligten Lagen und Brandschiefern vom Untergrund einstiger Oasen. Die Ablagerungen gleichen vollkommen den anderen noch erhaltenen Zeugen der einstmaligen über den ganzen variszischen Untergrund bis über das französische Zentralplateau ausgebreiteten Decke von Wüstenschutt. Die Gerölle entstammen ebenso wie die zu Grus und Staub verarbeiteten Gesteinsmassen, dem zunächst anstehenden Untergrunde. Schon damals hatte die festländische Abtragung den granitischen und katametamorphen Sockel des variszischen Baues erreicht. Ein früheres sedimentäres, und vermutlich auch vulkanisches Gebirge, war schon damals verschwunden und an seine Stelle war

schon damals der kristallinische Rumpf getreten, dessen Trümmer in den Horsten der Gegenwart erhalten geblieben sind. Die gesamte spätere Abtragung hat kaum mehr geleistet als die neuerliche Entfernung der Sedimente des Rotliegenden und vielleicht auch einer kretazischen und anderer vereinzelter Transgressionen. Alle spätere Landschaftsgestaltung hat im wesentlichen nur die oberflächlichen Skulpturen des uralten massigen Sockels beeinflußt.

So schnelle und gründliche Arbeit vollführt die Abtragung, sobald ihr allein das Feld überlassen wird. Ein stillstehendes Gebirge wird im ariden Klima bald unter seinem eigenen Schutt begraben und auch die Rumpffläche über den kaledonischen Falten in Schottland hat sich kaum verändert, seitdem der devonische Alte Rote Sandstein über sie ausgebreitet worden ist.

Somit war zur Zeit der beginnenden Alpenfaltung die Einebnung des variszischen Baues fast schon so weit vorgeschritten wie heute.

Aber auch der Aufstau der alpinen Gebirgsketten und das Emporsteigen der aufgeschütteten Sedimente aus dem Meere war von beständigem Zerfall begleitet, und trotz seiner ragenden Höhe ist der gegenwärtige vielgliederte Gebirgswall nur ein Rest und eine Ruine. Die Ergänzung der schräg ansteigenden Linie in die Luft gestattet eine ziemlich sichere Abschätzung der durch Abtragung entfernten Gesteinsmassen. Erstaunlich ist der Betrag, um den der Alpenkörper erniedrigt worden ist, und erstaunlich ist auch der Umstand, daß der Betrag der Erniedrigung in verschiedenen Teilen der Alpen sehr ungleich gewesen ist. Je höher die Faltenachse des Gebirges emporsteigt, um so mehr muß von den aufragenden Teilen verlorengegangen sein. НЕМ (1) schätzt den Verlust an wahrer tektonischer Höhe in den helvetischen Decken von Glarus auf 1—16 km. Im penninischen Deckengebiet auf 15—18 km, dort, wo im Splügener Gebiet die ostalpinen Decken hinabtauchen, auf 25—28 km und dort, wo im Tessin die Wurzeln der Decken steil zusammengepreßt sind, sogar auf 40 km. In unserem ostalpinen Gebiet ist der Abtrag gewiß geringer gewesen. In der Flyschzone und in den anschließenden Teilen der Kalkalpen mag er sich in ähnlichen Abmessungen bewegen wie in den Glarnerdecken der Schweiz. Auch in den Zentralalpen führt die Ergänzung der kalkalpinen Decken über die bloßliegenden Aufwölbungen der tieferen Deckensysteme kaum hinaus über einen Betrag von etwa 10 km. Der ganze Alpenkörper senkt sich eben allmählich gegen Osten und taucht hinab unter die Ungarische Ebene. Sicherlich hatten die Alpen niemals nur annähernd ihre tektonische Höhe erreicht; schon mit dem Auftauchen des Gebirges aus dem Meere mußte auch die Zerstörung einsetzen und beschleunigter Aufstieg verursachte beschleunigte Zerstörung.

Einen großartigen Ausdruck findet das Gleichmaß der Abtragung in der Einstellung der Gipfel auf eine annäherungsgleiche Höhe in verschiedenen Teilen der Alpen, in der „Gipfflur“, nach dem Ausdruck von A. ПЕНК. Von den Rändern zur mittleren Achse des Gebirges steigt die Gipfflur in breiten Staffeln empor, so daß sie als gedachte Fläche eine sehr breite und ruhige Wölbung darstellt. Sie ist nicht, wie man anzunehmen geneigt war, die Folge einer späteren tektonischen Aufwölbung des gesamten, eingeebneten Gebirgskörpers, sondern, wie insbesondere A. НЕМ gezeigt hat, vor allem ein Werk der Verwitterung, und zwar der

vereinigten Wirkung der verschiedenen Umstände, der mit zunehmender Höhe gesteigerten Frost- und Höhenverwitterung, des gleichmäßigen Rückschneidens der Täler der gleichförmigen Ausbildung des Talnetzes und anderer Umstände, welche das Zeitmaß der Erniedrigung der einzelnen Gipfel bedingen. Aber die breite Schwellung, welche diesen Teil der Erde zum Gebirge macht, ist eine Wirkung der Isostasie, d. i. des Auftriebes, der den Schwereunterschied zwischen dem tiefversenkten Faltenknäuel und seiner Umgebung auszugleichen bestrebt ist. Das Gebirge wächst der stets erneuerten Gipfelflur entgegen, die, wie HEIM sagt, „wahrscheinlich die bleibendste Erscheinung im Werdegange des Gebirges gewesen ist“.

Die Erdgeschichte erzählt uns, wie neben der in wechselndem Zeitmaße fortschreitenden Gebirgsbildung, unabhängig von ihr, die weiträumigen Meeresschwankungen einhergehen. Auch in den Sedimentmassen, welche die Gebirge selbst aufbauen, sind solche Schwankungen verzeichnet. Es ist klar, daß nur ein stattlicher Stock von Sedimenten beim Zusammenschub den Stoff zu einem großen Kettengebirge wie die Alpen liefern konnte. Es waren in diesem Falle Sedimente von der Gesamtstärke von einigen 1000 Metern. Das ist kein außerordentlicher Betrag, wenn man manche Mächtigkeiten außerhalb der Kettengebirge oder der sogenannten Geosynklinalen damit vergleicht (z. B. Saargebiet 6000 Meter des Oberkarbon). Die Hauptmasse der alpinen Sedimente ist marin, doch gibt es darunter auch landnahe und festländische Sedimente und wahrscheinlich auch Transgressionslücken.

Die Auswirkung der Schwankungen auf das umgebende Festland, d. i. irgendein Wechselspiel zwischen Meereshöhe und Morphologie, ist allerdings in den älteren Stufen nicht erkennbar: denn sie sind untergetaucht in dem Faltenknäuel.

Deutlicher ist von dem tieferen Faltenbau die große Transgression der oberen Kreide (Gosauformation) abgehoben, die zwar den älteren Falten und Decken diskordant überlagert, aber dennoch in den erneuerten Deckenschub aufgenommen und mitverfaltet worden ist. Im wesentlichen sind aber doch die mannigfaltigen Sedimente der Gosauformation von der nordwärts wandernden Decke frei getragen und nicht in den tieferen Deckenbau aufgenommen oder verschiefert worden.

Später mitgefaltete Sedimente haften nur an dem Außenrande des Bogens. Sie gehören noch zum Alttertiär.

Mit dem älteren Miozän ersterben die wahrnehmbaren Faltenbewegungen. Mit dem Jungtertiär beginnt die vom eigentlichen Alpenkörper bestimmte abgesonderte Formationsreihe und zugleich auch die deutlicher zu gliedernde morphologische Geschichte.

II. Die Sandsteinzone und die Klippen.

1. Tektonische Beziehungen.

Begrenzung und Eingliederung.

Die nördlichste der alpinen Zonen, die FLYSCH- oder SANDSTEINZONE, trennt sich als stratigraphisch-tektonische Einheit mit unzweideutiger Grenze am schärfsten vom Hauptkörper des Gebirges.

Sie ist zwar die schmalste, in ihrer Längenerstreckung aber die beharrlichste unter den alpinen Zonen; trotz der starken Einengung durch den Vorschub der höheren ostalpinen Einheiten im Süden des Chiemsees in Bayern und trotz der Lücke an der diluvialen Weitung des Salzachtales bei Salzburg. Im Westen bleibt sie innig verknüpft mit der helvetischen Zone und der Vorstoß an einer Querfläche östlich vom Bregenzer Walde bewirkt eine Verlagerung und keine Unterbrechung der Gesteinszonen. Am Ostende der Alpen, wo die Kalkzone an der Thermenlinie so unvermittelt abbricht, bildet sie noch die letzten Ausläufer jenseits der Donau in den Hügelreihen des Bisamberges und des Rohrwaldes bei Stockerau und bald erscheint sie wieder als karpathische Flyschzone östlich der Jura-klippen von Nikolsburg und in den Hügeln bei Austerlitz.

Ostwärts von dem letzten größeren helvetischen Vorschube am Grünten treten die kalkigen und schiefrigen Einschaltungen und Aufwölbungen helvetischer Fazies immer mehr zurück und weichen der weit vorherrschenden sandigen Fazies der eigentlichen Flyschzone. Noch bis über die Isar hinaus herrscht in der unteren Abteilung der Flyschzone die Kieselkalkgruppe, und die höhere, die Sandsteingruppe, gehört hier hauptsächlich zum Alttertiär. Stellenweise gibt es einen Übergang mit Wechsellagerungen aus der Kieselkalkgruppe in die Sandsteingruppe und stellenweise eine strengere Scheide zwischen beiden, verursacht durch vorübergehende Trockenlegung und Unterbrechung der Sedimentation; nicht selten sind feinkrekziöse Lagen oder rote Letten zwischen die beiden Schichtglieder eingeschaltet.

In schmäleren Zügen tauchen steilgestellte und enggefaltete helvetische Gesteine noch in Bayern zu beiden Seiten der Isar und noch jenseits des Schliersees aus der Flyschdecke hervor. Der Flysch ist auf nach Süden geneigter Schubbahn darüber hinweggeschoben worden und liegt nun mit breiter angelegtem und flacherem, selbständigem Faltenbau auf dem durch Faltung und spätere Abtragung höchst uneben gestaltetem Kreidegelände. (BODEN 14, S. 23.) Die ältere Faltung der Kreide wird von der Flyschfaltung nicht beeinflusst.

Spuren der helvetischen Kreide finden sich bekanntlich knapp am Saume des Gebirges noch in der Gegend von Mattsee und in den Couches rouges ähnlichen Nierentaler Schichten mit *Belemnitella mucronata* in der Nähe von Salzburg.

Weiter im Osten wird die mächtige Schichtfolge der Kreide und des Tertiärs allein beherrscht von der keineswegs gleichförmigen, in ihrer Gesamtheit aber sehr kennzeichnenden Faziesfolge, die unter dem Namen des alpinen Flysch zusammengefaßt wird. Der enggebankte Wechsel von tonigen und glimmerigen Sandsteinen, Glaukonitsandsteinen und Schiefeln, tonigen und mergeligen Lagen, kalkigen Mergeln und auch gelegentlichen Kalkbänken, welche vor allem in großer Mannigfaltigkeit die Flyschzone zusammensetzen, enthält die Ablagerungen sehr verschiedener Tiefen aus dem langen Zeitraume vom Neokom bis in das Oligozän. Fast jede Bank bedeutet einen örtlichen Fazieswechsel. Kalkreiche Sedimente sind die Inoceramenmergel der Oberkreide; außer diesen finden sich Kalke und kalkreiche Sedimente nur in beschränkter Ausdehnung. Was den Ablagerungen aus so ungleichen Meerestiefen ein gemeinsames

Gepräge verleiht, und was sie zur scharf gekennzeichneten petrographisch-tektonischen Einheit verbindet, ist ihre gemeinsame Abstammung von einem kristallinischen Grundgebirge.

Woher stammen die Aufbaustoffe der Flyschsedimente. Welcher Art war die Unterlage der Flyschzone zur Zeit ihrer Bildung und ist sie die gleiche geblieben bis zur Gegenwart? In welcher Beziehung steht sie zu den ihr zugesellten Klippen mit kalkigen Gesteinen? Welche Formationen sind in ihr vertreten und wie verteilen sie sich auf die verschiedenen Fazieszonen? Welches Ausmaß von tektonischer Verschiebung ist in den Fazieszonen ausgeprägt? Wie verhält sich die Flyschzone in bezug auf Lagerung und Stoffgemeinschaft zum Vorlande und zu den kristallinen Zonen der Alpen? Inwieweit erläutern die Beziehungen zu den Karpathen und zu denen im Westen, in Bayern und im Allgäu, den Bau unserer Flyschzone? Diese Fragen, die das Verständnis der Flyschzone zu vermitteln haben, sind miteinander untrennbar verknüpft und somit steht auch jede von ihnen in Beziehung zum Verständnis der heutigen Geländeformen.

Baustil und Untergrund.

Der Baustil der Flyschzone ist durchaus verschieden von dem der Kalkalpen; wohl ist auch sie im gleichen Sinne gefaltet, oder eigentlich durch den Antrieb der kalkalpinen Decken vorgeschoben und zu Falten und Schuppen gestaut worden. Die Flyschzone haftet im großen ganzen am nahen Untergrunde und wurde über diesem zu steilen Falten mit Verschuppungen zusammengepreßt. Schon ein auf wenigen Spaziergängen gewonnener Überblick offenbart den Gegensatz zu den großenteils in Form flach gelagerter Decken und fern vom Ablagerungs-orte und übereinander gestapelter Platten und verworrener Faltenbündel der kalkalpinen Gesteinskörper. Wenn eigentliche Decken in der Flyschzone vorhanden sind, so wurden sie nicht so weit gegeneinander verschoben, wie die Decken der Austriden, wohl aber nachträglich in hohem Grade verfault und versteilt.

Scherlinge und Anschluß an die böhmische Masse.

Die Auffassung der großtektonischen Stellung der Zone wird geleitet von der Kenntnis der Abstammung der Sedimente, für die außer der Beschaffenheit der Sedimente selbst, die eingeschalteten größeren Trümmer, die vom Untergrunde stammenden „Scherlinge“, wichtigen Aufschluß geben. Unsere Kenntnis von diesen Erscheinungen ist in neuerer Zeit besonders durch GÖTZINGERS (15, 17, 19) Studien gefördert worden.

Eine mir von Herrn GÖTZINGER gewährte vorläufige Durchsicht seiner Aufsammlungen bestätigt mir die Angabe, daß die Trümmer dem Kristallin der böhmischen Masse entstammen. Ich fand darunter kaum ein Stück, dessen Herkunft aus den Alpen als gesichert oder nur wahrscheinlich anzunehmen wäre, einzelne, so z. B. ein zu grobschuppigem Glimmerschiefer der Mesostufe verschieferter Granit, könnten aus beiden Gebieten herkommen; in dem erwähnten Falle besitzt aber auch noch die Herkunft aus der moldanubischen Glimmerschieferzone die größere Wahrscheinlichkeit.

Die größte Verbreitung unter den Trümmern haben granitische und dioritische Gesteine, die denen der moravischen Batholithen und der Brüner Intrusivmasse gleichen oder verwandt erscheinen. Gesteine aus dem Eozän in der Nachbarschaft der Juraklippen, Glimmerdiorite und aplitische Granite von der Paunzen u. a. gehören hierher. Auch Typen der moldanubischen Batholithen fehlen nicht. Hierher gehört ein großer, auffallend frischer Block von der Außenzone bei Neulengbach und ein Stück einer dioritartigen Schlieren von Laab bei Neulengbach. Sehr vereinzelt finden sich kristallinische Schiefer des Moldanubikums, so liegen Stücke von Amphibolit neben den Graniten in den Blockmergeln von Königstetten.

Die weit vorwaltende Abstammung der Flyschsedimente von der böhmischen Masse ist nicht zu bezweifeln, sie wurden aber nicht vom heutigen im Norden gelegenen Gebirge hergebracht. Die eingestreuten Blöcke lehren, daß die Strukturen des böhmischen Grundgebirges, das moravische und das moldanubische Grundgebirge, mit noch aufzuklärenden Umrissen unter die Flyschzone fortsetzen; ebenso wie das Grundgebirge der oberrheinischen Horste unter den Helvetiden der Schweiz, das im Aarmassiv wieder zutage tritt.

Die Scherlinge sind an steilen Schubflächen emporgeschleift worden. Das zeigt recht deutlich die von GÖTZINGER beobachtete Reihe von Scherlingen, die geradlinig inmitten des Doppeltales der Wien von Weßlingau über die Paunzen und Wolfsgraben zum Ehrenkreuz verläuft. Obwohl ganz innerhalb der Glaukonitsande und Schiefer gelegen, folgt sie einer tektonischen Linie und bestätigt GÖTZINGERS Meinung, daß diese Schichtgruppe, (die Laaber Schiefer GÖTZINGERS) durch Verschuppung und Verfaltung sehr verbreitert erscheint und daß ihre wahre Mächtigkeit schwer abzuschätzen sei.

Aber auch die Klippen von hornsteinführendem Jurakalk und Neokom befinden sich in derselben tektonischen Stellung wie die Granitscherlinge. Unzweifelhafte Gesteine der Trias sind aus den Klippen innerhalb der eigentlichen Flyschzone dieser Gegenden bisher nicht bekannt geworden. In den Zeiten des Kommens und Gehens der Flyschmeere mögen auf dem überfluteten Grundgebirge noch größere Lappen von den hornsteinführenden Jurakalken ausgebreitet gewesen sein, wie sie heute noch in den klippenartigen Kuppen von Fellabrunn, in den Leiser Bergen, in den Hügeln bei Nikolsburg und bis in die Gegend von Brünn den Graniten des Tayabatholithen und der Brüner Intrusivmasse auflagern, die allerdings ihre Steilumrisse erst später durch die miozäne Meeresbrandung erworben haben. Man kennt aus dem Flysch Trümmerlagen von Hornsteinkalken, die als Aufbereitungszonen im brandenden Flyschmeere zu deuten sind und die größeren Jura- und Neokomklippen am Schöpfl sind nach GÖTZINGERS Angabe an der Überschiebungsfläche zwischen der Schöpfldecke und der Greifensteiner Decke heraufgebracht worden (18, S. 52).

Mit GÖTZINGER und VERTERS (20) darf man annehmen, daß der Flysch auf unebenem Untergrunde abgelagert worden ist. Nicht nur der gehäufte Wechsel von Sedimenten aus verschiedenen Meerestiefen, von Gerölllagen, Sandsteinen, Arkosen, Glaukonitgesteinen, Lagen mit Pflanzenhäcksel usw., auch die großen Lücken in der Formationsreihe bezeugen,

daß das Meer außer an den im Einzelaufschlusse wahrnehmbaren unzähligen kleinen Schwankungen, wie nicht anders zu erwarten ist, auch an den allgemeineren Transgressionen und Regressionen des langen Zeitabschnittes teilgenommen hat. Aufragungen des Grundgebirges und insbesondere die Juraklappen im Flyschmeer sind bei der Verschuppung zu Scherlingen verarbeitet worden.

Fazieszonen und Decken.

Die zonenweise Anordnung der Fazies gleichen Alters ist die Grundlage der von FRIEDL (21) aufgestellten Deckengliederung. Den Außenraum bei Wien begleitet ein schmaler Streifen von kalkigem Sandstein des Neokom mit Granitbrocken und Arkosen (regeneriertem Granit). GÖTZINGER verfolgte diese Stufe bis in die Gegend von Neulengbach, wo sie Aptychenkalken ähnliche Einschaltungen mit Hornstein enthält. Zusammen mit einem schmalen Bande von Oberkreide, Sandstein mit Orbitoiden und einem breiteren Bande von Nummuliten führenden Greifensteiner Standstein des oberen Eozän bildet er die Greifensteiner Decke. An sie schließt mit der schärfsten und beharrlichsten Grenze innerhalb dieser Zone die Wiener Wald-Decke. Sie besteht aus Glaukonitsandsteinen und Schiefen des Eozän (Laaber Schiefer GÖTZINGERS) und den sehr kennzeichnenden, dünnschiefrig kalkigen Inoceramenmergeln der Oberkreide. FRIEDL hat bereits hervorgehoben, daß auch diese Grenze keine Fernüberschiebung bedeutet; denn auch hier gibt es Übergänge, Einschaltungen von sandigen Seichtwasserbildungen in den Mergelhorizonten und umgekehrt (s. auch VETTERS 25).

Weniger gesichert als die beiden ersten scheint die dritte der von FRIEDL aufgestellten Decken, die Klippendecke, die als höchste in einer unterbrochenen Zone vom Nußberge an der Donau bis Hadersdorf und Weidlingau den beiden anderen Decken auflagern soll. Grobsandige und konglomeratische Seichtwasserkreide gilt als kennzeichnend für diese Decke. Aber auch ihre Fazies ist nicht beständig und auch in ihr wechseln nach GÖTZINGERS Angabe (bei der Sofienalpe u. a. a. O.) typische Inoceramenschichten mit den als Seichtwasserbildungen geltenden Fucoidenmergeln, Kalksandsteinen, groben Sandsteinen mit Pflanzenhäckseln usw. Wie GÖTZINGER hervorhebt, spricht manches dafür, daß diese Gesteinsreihe in normaler Lagerung als Aufwölbung unter der Hauptmasse der Inoceramenschichten und dem Eozän hervortritt.

Verhältnis zur Molasse und Alter des Deckenschubes.

Das Verhältnis der Flyschzone zur Molasse am Außenrande bestätigt die allgemeine Erfahrung, daß die Bewegung bis in das mittlere Miozän andauert hat. Bei Starzing und Hagenau NO von Neulengbach wurde die wahrscheinlich unteroligozäne Braunkohle durch den Aufschub des Flysch in hohem Grade verfaltet und verschuppt (VETTERS 24). Weiter im Osten überlagert der neokome Flysch die dem Burdigal angehörenden Melker Sande und auch noch den Schlier der helvetischen Stufe. Die Melker Sande enthalten keine Flyschtrümmer, dagegen große gerollte Blöcke von Granit. Der Vorschub der Flyschdecken hatte im Burdigal das Gebiet des heutigen Randes noch nicht erreicht. Das Meer der Melker Sande bespülte einen Granitrücken, der es von dem damaligen

Flyschgebirge trennte. Es ist der „Comagenische Rücken“ nach VETTERS und GÖTZINGER (Comagenae = Tulln) wohl eine von mehreren Unebenheiten, über die sich der Flysch ausbreitet, und die an der miozänen Meeresküste deutlichere Spuren zurückgelassen hat.

Reichliche kalkaline Gerölle enthält bereits das Buchbergkonglomerat, das schwerer angreifbare Rückgrad eines markanten Höhenzuges, des Buchberges bei Neulengbach. Nach neuerer Auffassung besteht es aus den Ablagerungen eines Deltakegels der vom Alpenrande her in das Schliermeer geschüttet worden ist. Demnach war im Mittelmiozän der Vorschub der Flyschzone bereits vollzogen. (GÖTZINGER und VETTERS 20.)

Das Band miozäner Hügel, dem die Melker Sande, der Schlier und das Buchbergkonglomerat angehören, erstreckt sich nordostwärts nur bis Königstetten und wird hier an einer Querstörung abgeschnitten. Von hier an noch weiter gegen NO bis zum Donaudurchbruch zwischen dem Leopoldsberge und dem Bisamberge grenzt zunächst der Neokomflysch unmittelbar an die Alluvien des Tullner Feldes. Eine nächste Querstörung bei St. Andrä und dann schräges Ausstreichen bringen zunächst Orbitoidenkreide und dann Greifensteiner Sandstein an den Rand der Ebene. Die leicht geschwungene Grenzkurve entspricht hier nicht dem eigentlichen ursprünglichen Überschiebungsrande. Der Streifen von Tertiärbildungen und ein Teil des auflagernden Flysch ist hier der seitlichen Erosion des Donastrumes zum Opfer gefallen. Beim Ausbau seiner Alluvialebene hat er nach dem Ausdrucke GÖTZINGERS den Flyschsaum „randlich abgesäbelt“ (16).

Die südliche Klippenzone.

Knapp am Beckenrande bei Ober-St. Veit in den südlichen Bezirken von Wien und zugleich unweit von der südlichen Flyschgrenze, hatte bereits die vormiozäne Erosion einige Klippen von größerem stratigraphischen Umfange aus der sandigen Hülle herausgeschält. Die aus der miozänen Bedeckung neuerlich befreiten Hügel verschließen sich mit der zunehmenden Ausbreitung des Villengürtels der Hauptstadt immer mehr der genaueren Erforschung. Sie finden ihre Fortsetzung in einigen kleineren Vorkommnissen im Gebiete des Lainzer Tiergartens.

Als tiefstes Schichtglied wird Hauptdolomit angegeben, den ein mächtiges Rhät in ufernäher, schwäbischer Fazies überlagert. Besonders kennzeichnend ist die Ausbildung fast des ganzen Lias in der vorwiegend sandigen Fazies der Grestener Schichten mit Pflanzenresten. Fleckenmergel des oberen Lias erinnern an die der Kalkalpen. Die ammonitenreichen Stufen des Dogger (Bayeux und Bath) zeigen dagegen Beziehungen an zum auferalpinen Jura. Das Tithon kann auch hier nicht anders vertreten sein als in der die Gegensätze zwischen alpinen und auferalpinen Gebieten ausgleichenden Fazies der hellen, zum Teil Aptychen führenden Kalke und Hornsteinkalke.

Die gleiche, wohlgegliederte und fossilreiche Schichtfolge findet sich — noch bereichert durch bestimmte Fazies des Jura und des Lias — in den vereinzelt Klippen am Kalkalpenrande bei Waidhofen, bei Gresten und Hinterholz und im Pechgraben bei Weyer. Sie gehört in das Gebiet der Rhät-Liastransgression, welche die Ränder der Horste des Vorlandes

kennzeichnet. Im Westen, bei Weyer, liegen die Grestener Schichten unmittelbar auf dem Grundgebirge und zwar, wie mir nach Handstücken bekannt ist, auf unverkennbaren Perlgneisen des Moldanubikums der böhmischen Masse. Die auflagernde „Klippenhülle“ oder der „Klippenfisch“ besteht aus grauen, zum Teil groben Sandsteinen, Kalksandsteinen, Mergeln und gefärbten Schiefertönen der Oberkreide und des Eozän; sie besagen, daß die Klippen im Gegensatz zu den südlich anschließenden kalkalpinen Decken, zur Oberkreidezeit bereits dem Bereich der Flyschzone angehört haben. Das Ablagerungsgebiet dieser Klippen war ohne Zweifel nördlich der penninischen Zone gelegen. Sie wurzeln wahrscheinlich in geringer Entfernung, und zwar unter der Frankenfesler Decke. Eine gewisse Analogie mit den Scherlingen im Innern der Flyschzone ist nicht zu verkennen. Die volle Begründung dieser Erkenntnis verdanken wir dem sorgfältigen Studium von F. TRAUTH (26).

Verhältnis zu den Karpathen, beskidische und subbeskidische Decke, Waschbergzug.

Die Verbreiterung des im Karpathenraume nach Norden vorströmenden Gebirgsbogens kommt vor allem der Flyschzone zugute. Noch viel größer war die ursprüngliche flächenhafte Ausbreitung der Faziesgebiete, die nun durch eine weit ausgreifende Überschiebung in zwei Deckengruppen, die beskidische und die subbeskidische, getrennt erscheinen.

Die Wiener Flyschzone ist der beskidischen, der höheren von beiden Decken, anzugliedern. Eines der bezeichnendsten Glieder dieser Decke, der Magura-Sandstein, entspricht nach UHLIG dem Greifensteiner Sandstein. Gesteine vom Charakter der Inoceramenmergel finden sich in großer Verbreitung bis nach Galizien (FRIEDL 23), und die Klippen von St. Veit bei Wien verknüpft innigere Verwandtschaft der Fazies mit den penninischen Klippen der inneren Zone als mit den beskidischen Klippen der Karpathen (UHLIG 27).

Die Ausläufer der subbeskidischen Decken erreichen nach der großen Unterbrechung durch das Jungtertiär und die Alluvien des Marchtales die Höhenzüge des Waschberges bei Stockerau nördlich der Donau. Besonders kennzeichnend ist die Vertretung des Oligozän durch die Auspitzer Mergel mit Menilitischiefen. In ihrer Unterlage erscheint Tithonkalk der Stramberger Entwicklung und Mergel mit *Belemnitella mucronata*; dazu kommt noch die in neuerer Zeit von KÜHN nachgewiesene Vertretung des Danien (37).

Seit langem bekannt und wiederholt besprochen sind die großen Granitblöcke im Oligozän des Waschberges. Sie gehören einem Typus an, der dem Thaya-Batholithen und der Brünner Intrusivmasse gemeinsam ist. Zusammen mit anderen, kleineren Trümmern moravischer und moldanubischer Gesteine zeigen sie die Verbindung des sichtbaren Grundgebirges an, mit dem unter der nördlichen (beskidischen) Flyschzone verborgenen Sockel.

Wohin gerät nun die subbeskidische Decke in dem Querschnitt bei St. Pölten und noch weiter im Westen? Die Annahme ist naheliegend, daß sie an der engsten Stelle zwischen den Alpen und dem starren Vorlande völlig unter die beskidische Decke hinabgedrückt worden sei. FRIEDL, der diese Auffassung vor allem vertreten hat (23), läßt den sichtbaren Anteil

der subbeskidischen Decke an einem westnordwestlichen Querbruch bei Leitersdorf und Klein-Wilfersdorf jenseits des Waschberges endigen. Weiter im Westen soll sie durch die beskidische Decke überwältigt worden sein (22). Sie konnte aber doch nur auf eine sehr verschmälerte Außenzone beschränkt bleiben; dafür sprechen die an steilen Flächen mitgeschleiften Scherlinge des Untergrundes und die Granitgerölle in dem der Flyschgrenze angelagerten Miozän. Die Steilschuppung des beskidischen Flysch gehört zu den jüngsten Bewegungen und hätte wohl subbeskidischen Flysch mitnehmen müssen, wenn er hier in der Tiefe vorhanden wäre.

Ohne Zweifel steigen die Hauptüberschiebungsflächen des Flyschgebietes aus dem granitischen Untergrunde empor. Auch hierin erweist sich die durchgreifende Verschiedenheit des Baustiles von dem der Kalkalpen, die als Ganzes eine in sich gegliederte Deckenfolge darstellen und deren innere Struktur offenbar in keinem Zusammenhange steht mit der des Untergrundes. An den Deckengrenzen innerhalb der Kalkalpen finden sich keine den Flysch-Scherlingen vergleichbare Gesteinstrümmen. Kristallinische Schollen liegen in den grisoniden Decken, wo das Grundgebirge selbst an der Deckenbildung beteiligt ist.

Den kristallinischen Untergrund bedeckt hier eine weniger mächtige und weniger geschlossene Hülle und seine Verknüpfung mit der Tektonik der Flyschzone, und zwar ihres beskidischen Anteiles, stellt sich deutlicher dar.

Mit GÖTZINGER kann man hier mehrere Arten von kristallinischen Einlagerungen im Alttertiär unterscheiden; nämlich: eigentliche Aufragungen des Untergrundes, Gerölle gemischter Herkunft und ferner klein verarbeiteten Schutt und Grus von kristallinischen Gesteinen, besonders im mitteleozänen Nummulitenkalk des Waschberges (30).

Zur ersten Gruppe gehört die von GÖTZINGER und SCHIENER (32) vom Hollingstein im N beschriebene Amphibolithscholle, dem eine größere Mannigfaltigkeit von zu Linsen zerquetschten kristallinischen Gesteinen, Granit, Biotitgneis, Marmor, Augitgneis u. a. zugestellt ist. Sie ist als Scherling oder Subfetzen aufzufassen, der von SE her auf oligozänen Blockmergel und eozäne Nummulitenschichten aufgeschoben wurde (GÖTZINGER).

Lagen mit sehr verschiedenartigen Geröllen enthält vor allem der oligozäne Blockmergel; darin ist sowohl das moldanubische wie das moravische Kristallin der böhmischen Masse vertreten; dazu kommen noch Jurakalke der Klippen und sudetische Gesteine, die vielleicht den verborgenen Außenrand der moravischen Zone bis hierher begleiten. Es fehlen aber, wie im Flysch überhaupt, Gesteine von sicher alpiner Herkunft. Zu den ortständigen, von der Brandung geformten Blöcken scheinen die erwähnten Granite vom Waschberge zu gehören.

Mit besonderer Klarheit ist hier wahrzunehmen, daß auch an dem äußeren Rande der Flyschzone und im subbeskidischen ebenso wie im beskidischen Gebiete die Scherflächen tief hinabreichen in das Grundgebirge der unterlagernden böhmischen Masse. Bei der Aufschuppung wurde das Trümmerwerk der Brandungszone, d. i. die Unterlage der transgredierenden Stufen des Flysch, mit emporgetragen. Auch in den Klippen kommen nirgends Spuren einer subbeskidischen Unterlage zum Vorschein. Man muß annehmen, daß das Gebiet der subbeskidischen Fazies

hier bald sein Ende erreicht, wenn es auch vielleicht noch über das Gebiet der sichtbaren Aufschlüsse hinaus, unter Granitschuppen verborgen, eine Strecke weit fortstreichen mag.

Wo die böhmische Masse noch im gegenwärtigen Kartenbilde am nächsten an den Alpenbogen herantritt, war ihr in den Zeiten der Alpenbildung noch ein seichter Sockel angeschlossen, der zwar, wie es scheint, allmählich zertrümmert und hinabgetaucht wurde, der sich aber dennoch während der wiederholten Transgressionen der kretazischen und alttertiären Meere als relative Schwelle bewährt hat. (S. auch KOCKEL 34, S. 113.) Erst zuletzt wurde er mit seiner Sedimentdecke dem Alpenbogen einverleibt.

Die Lücken in der Schichtfolge über diesem Sockel, d. i. die des Flysch mit Einschluß der Klippen, sind im ganzen dieselben wie auf den Horsträndern und Horstschwellen von Mitteleuropa. Über dem Rhät folgt dunkler Lias und schön gegliederter Dogger und hierauf hellkalkiges Tithon mit gleichartigem Neokom. Sehr bezeichnend ist die große Lücke an Stelle der Unterkreide. So wie im ganzen alpinen Gebiete fehlt auch hier das unterste Eozän. Oligozän war vielleicht — so wie heute noch in den Karpathen — einstmals auch hier ein Bestandteil nicht der subbeskidischen, sondern auch der beskidischen Decke.

Eine vollständige fossilreiche Schichtfolge der Unterkreide erscheint wieder weiter im Osten, auf schlesischem Gebiete, als ein Gegenstück zur Unterkreide der helvetischen Zone. Die Schwelle trennt die beiden sehr verschiedenen Faziesgebiete. Es ist unwesentlich für die Gestalt der ehemaligen Meeresbezirke und nur durch den späteren mechanischen Ausbau bedingt, wenn hier die Unterkreide einer höheren, der beskidischen und nicht einer äußeren, der helvetischen entsprechenden Decke einverleibt worden ist (UHLIG 27).

Die Verarmung der Schichtserie in der Anschlußzone der Alpen gegen die böhmische Masse ist bedingt durch die Aufnahme der Sedimente über dieser vorgeschobenen Schwelle in den Alpenbogen. Hier wenigstens ist kein Anlaß vorhanden, die Flyschzone als die Ausfüllung einer Vortiefe und somit gleichsam als einen organischen Bestandteil des orogenetischen Bogens zu betrachten.

Die Inselberge.

In der Strecke von der Thaya bei Nikolsburg bis Niederfellabrunn bei Stockerau nahe der Donau, jenseits des äußeren Randes der Flyschzone oder, wie auch angegeben wird, befreit von einer darüber hingeschobenen Flyschdecke, sind die sogenannten niederösterreichisch-mährischen Inselberge aneinandergereiht. Die Pollauer Berge bei Nikolsburg, die Klippe von Staatz, die Klippe von Falkenstein, die Leiser Berge bei Mistelbach erheben sich steil und auffallend aus der Ebene; weithin sichtbar, als ein kennzeichnender Bestandteil des Bildes, wie es sich dem Blicke nach Norden von den Höhen am Donauufer darbietet. Sie bestehen aus hellen Jurakalken. Die Dicerantenkalke bei Ernstbrunn gleichen dem fränkischen Tithon; wegen des Auftretens von *Phylloceras* und *Lytoceras* und anderen Merkmalen, sah UHLIG hier einen Übergang zwischen der alpinen und der außeralpinen Faziesgebiete. Es sind die von der miozänen Brandung aufgesparten Reste einer einstmals

zusammenhängenden Tafel, die über den Ostrand des Grundgebirges ausgebreitet war. Da sie noch gestört und in Falten gelegt worden sind, darf man schließen, daß sie der Anshub der Flyschzone noch erreicht hatte. UHLIG unterschied sie als „autochthone Klippen“.

Auch diese Klippen sind, wie insbesondere PETRASCHECK gezeigt hat (83), stark gestört, durch Brüche zerstückelt, im Staatzer Berge tektonisch vergriest, in den Leiser Bergen stellenweise von tektonischen Brekzien durchsetzt und, wie es scheint, stellenweise auch mit Schiefer-tonen verfalltet. Auch sie sind eigentlich vom Untergrunde losgelöste Scherlinge, die allerdings auf eine nur geringe Entfernung verschoben worden sind. Auch die zunächst anlagernden Tertiärschichten sind von diesen Bewegungen noch mitgenommen worden. Die Klippenreihe Nikolsburg, Falkenstein und Leiser Berge wird von einer Zone begleitet, an der Schlier- und Grunderschichten steil aufgerichtet sind. Wenn diese Klippen, wie vermutet wird, einst noch von der Flyschhülle umgeben waren, so müssen sie doch bereits im Helvet von dieser Hülle befreit und den Angriffen des offenen Meeres ausgesetzt gewesen sein; denn noch haften an ihren Hängen die Reste von Schottern und Sanden der Oncophora-Stufe, von denen sie einstmals rings umgeben waren. Gerade die Ablagerungen dieser Stufe enthalten in den massenhaft eingestreuten Geröllen von dunklem Hornstein die Zeugenschaft für die einstige weite Ausbreitung des Klippenjura nach Norden bis in die Gegend von Brünn und für dessen Abräumung durch die Meeresbrandung.

So ist die Reihe der Inselberge in tektonischer wie in stratigraphischer Hinsicht von den Klippen im Inneren der Flyschzone nicht streng zu scheiden.

Die Faziesbeziehungen, die Verwandtschaft mit dem Kelheimer Jura u. a., kennzeichnen diese Vorkommnisse als Reste einer früheren Verbindung zwischen dem bayerisch-fränkischen Jura auf der einen und dem Jura von Krakau auf der anderen Seite. Die Tithonklippe von Stramberg bei Neutitschein und die unter Granit angebohrten Juraspuren im westlichen Oberösterreich (PETRASCHECK 35, KRUMBECK 36) verringern auf beiden Seiten die großen Lücken.

Die Gerölle von Jurahornstein in den Schotterbänken der Oncophora-Sande reichen im Osten bis an die große Bruchlinie der Boskowitzter Furche. Diese Linie dürfte zur Miozänzeit die westliche Grenze der vormiozänen Juralappen gewesen sein.

Die Verbindung mit dem Vorlande.

Übereinstimmend mit DEL NEGRO (37) u. a. kann man den Flysch im Norden der niederösterreichischen Klippenzone als autochthone Grisoniden bezeichnen. Nach der verbreiteten Auffassung ist die Unterlage der Flyschzone unter den Kalkalpen hindurch mit dem Grundgebirge des Semmering zu verbinden. Der helvetische Ablagerungsraum muß, ebenso wie der der Penniden, schon weiter im Westen am südwärts vortretenden Ausläufern der böhmischen Masse sein Ende gefunden haben.

Es wird heute kaum mehr bezweifelt, daß die Granite der Tatra und mit ihnen die der anderen karpatischen Kerngebirge — darunter auch die der Kleinen Karpathen und die in der Semmeringzone gelegenen Granite von Wolfberg bei Deutsch-Altenburg — dem autochthonen Untergrunde

angehören. Diese Massengesteine stehen nach ihrem Gesamtcharakter und offenbar auch nach den Merkmalen ihrer Gauverwandtschaft in näherer Beziehung zur Brünner Intrusivmasse und den ihr gleichenden moravischen Batholithen, als zu den moldanubischen Graniten. Die große alte Scheide zwischen zweierlei verschiedenartigen magmatischen Zonen, d. i. die Überschiebung, an der die moravischen Batholithen und ihre devonische Decke von der großen moldanubischen Überschiebung überwältigt worden sind — der bedeutsamste Zug der vorpermischen Tektonik Mitteleuropas — wird vom alpin-karpathischen Bogen gequert. Quer über die beiden nach NNO gestreckten Aufwölbungen der moravischen Fenster verlaufen die durch den Vorschub der Dinariden erzwungenen Streichungsrichtungen im ostalpinen Deckensystem¹⁾.

Weit hinein in den alpinen Faltenbau, bis in das Semmeringgebiet, reicht der autochthone oder parautochthon verfaltete Anteil des Vorlandes. Die besonders starke und tief reichende Zertrümmerung der äußeren alpinen Zone, der Flyschzone, verrät sich in der regionalen Erscheinung der von unten herauf beförderten Scherlinge; sie endet nicht unvermittelt und nicht an einer scharfen Linie gegen das ungestörte Vorland, sondern erlischt allmählig bei abnehmender Förderungsweite der einzelnen Schuppen; zugleich verliert die Sedimentdecke an Vollständigkeit, Mächtigkeit und Zusammenhang. Die äußeren Klippen enthalten die letzten Auswirkungen des alpinen Schubes; sie sind sehr abgeschwächt, dafür aber sind sie seichter gelegen und sind deutlicher wahrzunehmen unter der spärlichen, kaum gefalteten Bedeckung.

Querstörungen.

Ein im Umriß weniger hervortretendes, aber die Mechanik des Geschehens in besonderer Weise erläuterndes Ornament des Faltenbaues sind die quer zur Faltungsrichtung verlaufenden Unregelmäßigkeiten. KÖLBL hat versucht sie zu gliedern und auf die zu unterscheidenden Arten von Querstörungen hingewiesen (86).. Sehr breite und flache Querwölbungen haben eine ganz andere Bedeutung als die auf schmalen Linien das Streichen quer durchsetzenden Abbiegungen und klüftigen Blätter. Zur ersten Art rechnet KÖLBL eine breite Wellung, die den Schwarm von Klippen mit der Klippenhülle (Seichtwasserkreide) an einer Querlinie zwischen Kalksburg und Purkersdorf endigen läßt. Erst jenseits der klippenfreien Zone von 10—15 km Breite erscheinen die ersten Klippen wieder am Nordabhang des Schöpfl. Von der zukünftigen Entscheidung der Frage, ob die Klippen mit der umgebenden Seicht-

¹⁾ Daß sich die Karpathen ebenso unabhängig verhalten zu den Sudeten, d. i. zum äußeren Randboden des moravischen Baues, hat kürzlich PETRASCHECK an Bohrerergebnissen vom Flyschrande bei Ostrau, Karwin und Krakau mit besonderer Klarheit erwiesen. Trotz der großen Mächtigkeiten bilden die beskidischen und die subbeskidischen Schichtfolgen nur parautochthone Abscherungsdecken. Basis-konglomerate wurden an einigen Stellen erbohrt und die senonen Basker Schichten gehören noch dem Untergrunde der Flyschzone an. Die nachweisbare Überschiebungsbreite beträgt wohl 20—32 km, aber die Höhenzüge der Sudeten, von Krakau und von Wielun bleiben unter den Flyschkarpathen als Bodenwellen erhalten. Deckentektonik und Tektonik des autochthonen Untergrundes in den Nordkarpathen. Diese Ztschr., Bd. 80, 1928, Monatsber. S. 316.

wasserkreide Deckenreste sind oder Aufwölbungen einer Liegendserie, wird es abhängen, ob die klippenfreie Zone östlich vom Schöpfl, der Meinung KÖLBLs entsprechend, als breiter Sattel zu gelten hat, über dem die klippenreiche Zone herausgehoben und abgetragen worden ist; ob man ferner hier jüngere Querwölbungen des Faltenbaues zu erkennen hat oder eine Anpassung der Falten an die Unebenheiten des voralpinen Untergrundes; zwar nicht in vergleichbaren Abmessungen, aber nach ähnlichem Plan, wie die westalpinen Deckenkulminationen über den herzynischen Massiven und in ihrem Rücken.

Schon GÖTZINGER und VETTERS deuteten solche und andere Querstörungen als „superimplanische“ Anpassungen an die Unregelmäßigkeiten des Untergrundes.

Die Querstörungen der zweiten Art, die Klüfte und Blätter, mögen zum großen Teil durch Zerrung während des Vorschubes der Falten entstanden sein. Sie werden sich in verständlicher Weise in den Bauplan des Gebirges eingliedern, wenn sich die Angabe FRIEDLS (22) bestätigt, daß stets ihr östlicher Flügel weiter vorgeschoben ist als der westliche, dann sind sie dem Gebirgsbau mehr oder weniger harmonisch eingeordnet, ähnlich wie die transversalen Querverschiebungen im Faltenjura (HEIM 87, S. 615), und wie diese entstanden durch die longitudinale Streckung des immer weiter nach Norden ausgreifenden Gebirgsbogens.

2. Morphologische Eigenart der Sandsteinzone.

Stofflicher Aufbau und Verwitterung.

Die gemeinsame Abstammung von einem kristallinischen Grundgebirge ist es, die den Ablagerungen sehr ungleichen Alters und aus sehr ungleichen Meerestiefen und ungleichartiger Meeresräume, welche die Flyschzone zusammensetzen, das Gepräge einer sedimentpetrographischen und deshalb auch landschaftlichen Einheit verleiht. Der verhältnismäßig grobe Schutt des nahen, zumeist granitischen Untergrundes wurde abwechselnd mit feinem Tonschlamm übereinandergeschichtet. Geröllagen auf der einen, und feinsten Kalkschlamm ruhiger Tiefen und Buchten auf der anderen Seite, sind einzelne von den vielerlei Abwandlungen in Korngröße, stofflicher Zusammensetzung und Bindemittel, die in der Flyschfazies der weiteren Fassung enthalten sind.

In den dem Sedimente zugeführten Mineraltrümmerchen ist die Zersetzung etwa durch Trübung und teilweise Kaolinisierung der Feldspate, Bleichung der Glimmer u. a. erst eingeleitet worden; die völlige Auslaugung bis auf den tonigen Rückstand wurde in das Sediment selbst übertragen. Durch die Kleinertrümmerung und durch die lockere Schüttung wurde der Stoff gleichsam vorgeordnet für die letzte Aufbereitung. Sauerstoff und Kohlendioxyd vermögen in der leicht durchwässerbaren Masse ihr Werk rasch und gründlich durchzuführen.

Recht deutlich zeigt sich in manchen Sandsteinen die von Klüften oder Blockrändern in den grauen Gesteinskörper vordringende Rötung, wie durch den diffundierenden Sauerstoff Eisen- und Manganoxydule in Oxydverbindungen übergeführt werden. Die hydrophilen Kolloide des tonigen Rückstandes quellen rasch im Regen, vollgesogen und mit Feuchtigkeit gesättigt, versperren sie dem Wasser den weiteren Zutritt. Sie

bilden einen zähen schmierigen Mantel über dem Felsgerüst. Die Durchstreuung dieses Mantels mit Gesteinstrümmern ist besonders reichlich, wo Wechsellagerung von Sandstein und Schiefer den stückigen Zerfall begünstigt. Die Gleitfähigkeit der tonigen Verwitterungshülle leitet die Abtragung der Hügel in besondere Bahnen und wird zum Bildner der die Flyschgebiete kennzeichnenden Geländeformen. Wie dieses gestaltende Grundmotiv in den gefälligen Abwandlungen des Landschaftsbildes beherrschend zur Geltung kommt, lehrt vor allem die von GÖTZINGER dargebotene Analyse (138).

Gekrieche und Schuttgerinne, Tobel.

In Hohlwegen, in Steinbrüchen und wo sonst der Grund unter der Pflanzendecke zum Vorschein kommt, verrät sich das langsame Gleiten und Abwandern des Schuttes, das sogenannte „Gekrieche“, in allerlei Anzeichen von Druck, von Stauchungen und Einsackungen und in dem „Hackenwerfen“, d. i. dem Niederpressen und Umbiegen steil zur Oberfläche ausstreichender Schichtköpfe im Sinne der Gehängeneigung. Oft zeigt sehr ausgeprägte Pseudoschichtung im Gehängeschutt, wie die wohl unterscheidbaren Trümmer einzelner Gesteinslagen entlang gesonderter Flächen innerhalb des Schuttes verschleppt werden. Neben der häufigen, gründlichen Durchwässerung steigern die Dehnungen durch Frost und die Kleinverschiebungen durch Tiere und durch Pflanzenwuchs die Beweglichkeit der Massen. Das Waldbild der auch weniger steilen Abhänge scheint fast stets etwas beunruhigt durch die leichten, ungeordneten Neigungen der Baumstämme, und sehr häufig sind die schlanken Buchenstämme leicht gebogen; über dem Flußstück, das durch frühere Gleitungen aus der Lage gebracht worden war, reckt sich der Stamm gerade empor. Dem ganzen Bilde entnimmt man, daß es dem Wurzelgeflechte des Waldgrundes nur unvollkommen gelingt, die zäh und beharrlich abwärts drängende Schutthülle zurückzuhalten.

Gar oft, und insbesondere bei tiefgründiger Durchwässerung zur Zeit der Schneeschmelze, steigert sich das Gleiten zur beschleunigten Massenbewegung, zum Abrutschen von größeren Teilen des Gehänges. Solche Rutschungen sind häufiger auf den inniger durchwässerten und weniger durch Pflanzenwuchs gefesselten Wiesenflächen. Da oder dort findet man sie fast alljährlich und besonders häufig in nassen Jahren. In Tonen und Mergeln sind sie zahlreicher und ausgiebiger als in Sandsteinen. Manchmal werden sie veranlaßt durch Unterwaschung oder durch künstlichen Anschnitt; in anderen Fällen ist eine unmittelbare Veranlassung nicht wahrnehmbar. Da die Rutschungen in kurzer Zeit, oft nur in wenigen Tagen, größere Massen in Bewegung setzten als der gewöhnliche Abtrag in einem Zeitraume von Jahrhunderten, kann ihr Anteil an der Geländeformung nicht gering sein. Auch wo sie durch das Pflanzenkleid längst vernarbt sind, bleibt ihre Spur noch kenntlich an der welligen Unruhe der Bodenfläche.

Der wasserdurchtränkte Schutt speist auch die meisten und meist nur kleinen und schwankenden Quellen des Flyschgebietes. Oft werden sie durch Rutschungen geöffnet oder verlagert. Die spärlichen Schichtquellen verbinden sich oft mit Schuttquellen oder werden von dem über der Quellmulde nachgleitenden Schutt überwältigt.

Die Abtragung durch Gekrieche erstreckt sich von den Gehängen bis auf die gerundeten Rücken und Gipfel und beherrscht auch die breit abgeflachten Sättel und Wasserscheiden. Die Wirkung der furchenbildenden Erosion durch dauernde Gerinne wird auf den Höhen unterdrückt durch die ausgleichende Flächenwirkung der Denudation. Die Erosion kommt aber um so deutlicher zur Geltung an den geneigteren Abhängen und formt hier die ziemlich steilen V-förmig eingeschnittenen Tobel. Mit einem Gehängeknick am oberen Rande des Tobels berühren sich die Wirkungsbereiche der Erosion und der Denudation.

An das Gekrieche schließt sich das „Schuttgerinne“ an den Abhängen des Tobels. O. LEHMANN hat seine maßgebende Rolle bei der Tobelbildung erkannt und bis in die Einzelheiten verfolgt (39).

Die Neigungen und Verbiegungen, an denen die Baumstämme hangabwärts niederzusinken scheinen, zeigen, daß auch die Abhänge der Tobel zeitweise von gleitendem Schutt überzogen sind. Das eigentliche Gerinne im Talgrunde ist aber eine steilwandige, scharf eingerissene Gießbachfurche von höchstens 1½ m Tiefe. Sie führt gewöhnlich nur wenig oder gar kein sichtbares Wasser. Die Talgestalt ist demnach hier nicht das Werk von Dauergerinnen, sondern von zeitweiligen Gießbächen, wie sie der Boden erzeugt, der rasch vollgesogen, kein Einsickern mehr gestattet. Bekanntlich wird die Form eines Talquerschnittes durch die Menge und Geschwindigkeit, durch das Verhältnis von Last und Kraft, der Hochwässer bestimmt. Die Gewalt der Gießbäche ist groß genug, um den von den Abhängen nachrückenden Schuttmantel aus dem Talgrunde fortzuräumen. Der Tiefenschurf hat in den Tobeln mit stärkerer Schüttung oft auch den Fels und die Schichtköpfe bloßgelegt.

Auf den mit Schutt und Lehm gepanzerten Höhen wird der Angriff des rinnenden Wassers zerteilt und gleichsam sanft abgewiesen. Der wenig wasserhaltige Grund speist nur magere Dauergerinne. Dafür werden die Kräfte des rinnenden Wassers auf die engen Tallinien für kürzere Zeiten um so wirksamer zusammengefaßt. Das Schuttgerinne, das bald rascher und bald langsamer und oft nach längerem Stillstande dem Talgrunde zuströmt, wird dort nicht dauernd angehäuft. Die zeitweiligen Hochwässer haben die vollständige Ausräumung des langsamen Zustromes zu besorgen.

Das Wechselspiel von talwärtsgleitendem Schutt und ausräumendem Hochwasser beherrscht auch die größeren Täler des Wiener Waldes. Daher sind die Gründe und Talauen keine eigentlichen Schotterflächen. Sie sind weniger eben als die Talauen der Kalkalpen und gehen mit unbestimmteren Grenzen als diese über in die seitlichen Abhänge; und nicht selten erreicht auch in den Tälern von Bächen und Flüssen der Tiefenschurf den felsigen Untergrund. Die großartigen Talsperren am Wienflusse oberhalb Hütteldorf, die dazu dienen, mögliche Hochwasser vom Stadtgebiete abzuhalten, sind verkleinert abgebildet in den Wildbachverbauungen an Tobeln geringerer Bäche vor ihrem Eintritt in die Ortschaften.

Großformen und Ausmaß der Abtragung.

Der Flysch ist in bezug auf die Erosionswirkung ein „weiches“, nachgiebiges Gestein. Daher ist die Flyschlandschaft „rasch gealtert“. Der mit

Schuttgerinne bekleidete Tobel wird gleichsam schon „alt geboren“ (LEHMANN). Das Talnetz ist viel verästelt und zur maximalen Dichte ausge-reift. Es ist eine durch die Hochwasserschüttung bedingte Eigentümlichkeit, daß auch im Flußbett der ausgeglichenen Täler mit gleichsohligem Seitenmündungen Felsausbisse nicht selten sind. Die freien oder durch Gehängeschutt erzwungenen Mäander bewirken da und dort wechsel-ständige Unterschneidungen der Talflanken. Im allgemeinen ist ein Drängen der Wasserläufe gegen S und gegen O nicht zu verkennen und die in großen Teilen von Mitteleuropa wahrnehmbare Beeinflussung der Tal-querschnitte durch die vorherrschenden westlichen und nordwestlichen Winde ist auch im Flyschgebiete zu bemerken; allerdings weniger auf-fällig; denn die Beweglichkeit der Hänge verwischt die Gegensätze.

Das Vorherrschen steiler Schichtstellungen, die aufbrechenden Kerne der Schichtgewölbe und überhaupt alle gedachten Ergänzungen des Faltenbaues nach oben in den freien Raum besagen, daß die heutige Oberfläche tief unter den einstigen Umrissen der hochgeschoppten Schicht-massen gelegen ist. Schon seit langer Zeit muß die Abtragung vorherr-schend geworden sein in der Gestaltung der Landoberfläche. Im Gegensatz zu den abwechslungsreichen Kalkalpen sind hier die Unterschiede im Stoff und im Gefüge der Gesteine zu gering, als daß sie auf die Gelände-gestalt in nur annähernd ähnlichem Grade belebend wirken könnten. Immerhin begünstigt z. B. der Greifensteiner Sandstein ein stärkeres Hervortreten der Kämme (GÖTZINGER).

Die breiten und flachen Rücken mögen durch ausglättende Abtragung aus steileren und schmälere Graten hervorgegangen sein. Aus den Neigungen der Tobelflanken und der Lage ihrer Trefflinien über den gegenwärtigen Kämmen in der Luft schließt GÖTZINGER auf eine Mindest-höhe der einstigen Gratberge von 1000 bis 1500 m zur Miozänzeit. Die tektonische Ergänzung ergibt noch bedeutendere Höhen, und diese Erkenntnis ist wichtig für die Auslegung der jungtertiären Talge-schichte und angeschlossene Folgerungen über frühere Hebungen der Flyschzone.

Wie HASSINGER zuerst gezeigt hat, erscheinen miozäne Brandungs-platten erst unter einer Höhe von 520 m S. H., und von hier abwärts wird die Oberfläche durch die epigenetische Talbildung in abgestumpfte Riedel zerteilt.

Auch am Außenrand der Flyschzone unterscheidet GÖTZINGER (19) Terrassensysteme, und zwar in der Gegend Neulengbach bei Haag und im Anzbachtale in 493—95, 450 und 370 m S. H., nebst den höher gelegenen verschieden deutbaren Einebnungen im Innern des Gebirges.

Löß erscheint nur an den äußeren Rändern des Flyschgebietes. Aus den inneren kleineren Tälern mag er durch die besondere Wirkung der Hochwässer und das lebhafte Gleiten der Gehänge entfernt oder ver-arbeitet worden sein.

Eine dem Wientale parallele Einsenkung, das sogenannte „Doppeltal der Wien“ (PAUL), verläuft von Engelskreuz südlich von Preßbaum über die Paunzen nach Weidlingau; sie folgt dem Zuge der bunten Schiefer und Sandsteine des Eozäns. Durch eine Reihe von Granitblöcken, d. i. von eingelagerten Scherlingen des Untergrundes, wird auch hier eine tektonische Linie angezeigt.

Morphologischer und tektonischer Anschluß an die Kalkalpen.

Um so bemerkenswerter ist es, daß die tektonische Hauptgrenze, die Grenze zwischen Flysch und Kalkalpen, keinen Einfluß ausübt auf die Richtungen der Talzüge. Mödlingbach, Schwechat und Triesting queren die bedeutsame Grenze ohne eine merkliche Ablenkung zu erleiden; und unabhängig von ihr verlaufen auch alle nordwärts entwässerten Täler der Flyschzone. Warum gibt es kein Längental am Nordsaum der Kalkalpen? Kein Gegenstück zu den Längstälern, die so durchgehend und großzügig die Kalkzone abtrennen von der Zentralzone. Für diesen Gegensatz wird die ungleiche Art, in der die großen Gesteinszonen aneinandergesetzt sind, verantwortlich zu machen sein.

Mit ihrem Südrand lagert die große kalkalpine Platte auf der Grauwackenzone und auf dem kristallinischen Untergrund. Noch zu Beginn des Miozän war sie viel weiter nach Süden über das zentralalpine Gebiet ausgebreitet. Die Entwässerung geschah damals durch Folgeflüsse, die noch angepaßt an den großtektonischen Umriß des Gebirges von dem zentralalpinen Hauptkamme gegen die Kalkalpen abströmten und auf die noch zu erwähnenden Augensteinschotter zurückgelassen haben (s. unten S. 213). Es stand ein großer Zeitraum zur Verfügung zur Entwicklung der Nachfolgeflüsse, die den Erosionsrand der kalkalpinen Tafel entlang gezogen wurden, und für deren weitere Eintiefung in die unterlagernde Grauwackenzone, die nun vor allem die Kette der Längstalfurche beherbergt.

Der Nordrand der Kalkalpen, d. i. ihre Grenze gegen die Flyschzone, liegt im O wenigstens noch im Höhenbereiche der epigenetischen Täler. Die Hügel erreichen dort nicht 500 m S. H. und das Jungtertiär bei Dornbach und bei Siegenfeld im Gebiete der Gaadener Bucht steigt bis über 400 m. Die Entwicklung des jüngeren Talnetzes war hier mit der Abräumung einer tertiären Decke eingeleitet worden. Hier wäre wohl die den Wasserläufen zur Umstellung der antezedenten Richtungen an die Gesteinsgrenzen zur Verfügung stehende Zeit verhältnismäßig kurz gewesen. Aber auch die höher gelegenen und von der neogenen Überflutung unberührt gebliebenen Grenzstrecken im Gebiet der Pielach und noch weiter im Westen verhalten sich nicht anders.

Wohl finden sich in der Gegend von Kaltenleutgeben und anderwärts Quellen an der Grenze zwischen dem Flysch und der von Spitz (41) dem Lias zugeteilten Kieselkalkzone. Wenn die Wasseraustritte bei flacher Auflagerung des einen über dem anderen Schichtgliede, des Kalkes über dem Flysch oder umgekehrt, in Form von einfachen Schichtquellen oder von Überfallsquellen zustande kommen, so würde die Entstehung von Quellmulden und von Nachfolgetälern zu erwarten sein. Ihr Fehlen ist wahrscheinlich bedingt durch das steile Einfallen der Grenze zwischen den beiden Gesteinsgruppen von so ungleichartiger Durchlässigkeit, und die Quellen am Flyschrande in der Umgebung von Kaltenleutgeben werden als Stau- oder Barrierquellen an der steilen Grenze zu deuten sein. Auch die Verteilung der Schichtglieder und deren Gegeneinanderstellung im großen stützen die Annahme, daß hier der kalkalpine Block als Ganzes mit steiler Stirnwand gegen die Flyschzone vorgedrungen ist, sie vor sich hergeschoben und zu steil südfallenden Schichtpaketen zusammen-

geschoppt hat. Einzelne Trümmer der jurassischen und kristallinen Untlage wurden dabei mitgenommen und bilden nun die Scherlinge und Klippenblöcke der Flyschzone. Dagegen ist der untere Teil der Frankensfelder Decke, zusammen mit den Wurzeln der Klippen, in unsichtbare Tiefe hinabgedrückt worden. Damit gelangt man zu nahe dem Anschluß an die auch von AMPFERER wiederholt vertretene Auffassung über die Beziehung zwischen Kalkzone und der Sandsteinzone (88, S. 127 ff.)

Im Süden streicht die karpalpine Tafel frei aus über die Grauwackenzone. Die flache Auflagerung war der Anlaß zur einseitig nach Norden fortschreitenden Unterspülung, und der so auffällige Steilabfall der Kalkalpinen Landschaft zur Längstalzone ist keine tektonische Grenze im höheren Sinne. Die wahre tektonische Grenze im Norden verrät sich dagegen nicht in den größeren Umrissen des Geländes. Die steile trennende Fläche bietet hier keine Möglichkeit einer Unterwaschung, weder nach der einen noch nach der anderen Seite.

Kalkalpen.

Verhältnis zur Flyschzone.

Der unvermittelte Wandel im Landschaftsbild entgeht keinem Beobachter, der die Grenze zwischen Flysch und Kalkalpen überschreitet. Wahre Felsen gehören hier zu seinen verbreiteten Bestandteilen, mit lichten Grau durchbrechen und überragen sie häufig das dunkle Grün der Wälder und unmittelbarer, mit steilerem Ansatz grenzen hier die Gehänge an die ebenen Talauen.

Der Bildungsraum der kalkalpinen Sedimente war durch die längste Zeit tiefer eingesenkt und weiter abgerückt vom Festlande, so daß in dem größeren Teile der Formationsreihe die terrigene Komponente fast vollkommen ausgeblieben ist. Das Schichtpaket reicht von der untersten Trias bis in die obere Kreide, und umfaßt somit eine im ganzen ältere Formationsreihe als die Flyschzone. Die jüngsten Schichtgruppen der einen und die ältesten der anderen Zone sind gleichen Alters; sie gehören zur Kreideformation; aber es gibt kein Ineinandergreifen und keinen eigentlichen Übergang zwischen den beiden, sondern nur eine unbestimmte Annäherung der Fazies in den näher aneinandergerückten Vorkommnissen. Der Gegensatz zwischen der Inoceramen-Oberkreide der Flyschzone und der rudisten- und korallenreichen Gosau der Kalkalpen weist schon darauf hin, daß die Kalkalpen aus einem entfernteren Bildungsraume an die mit sandigen Ablagerungen erfüllte Senke herangeschoben worden sind. Eine lückenhafte Vermittlung zwischen beiden Faziesbezirken ist in den zu gesonderten Klötzen zerdrückten Einschaltungen der sogenannten Klippenzone enthalten.

Die rot gefärbten Tonstreifen, die in größerer Ausdehnung an die Grenze von Kreide und Tertiär gebunden sind, wurden als Einschwemmungen von Terra rossa gedeutet und hieraus geschlossen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung die Kalkalpen schon recht nahe an die Flyschzone herangerückt gewesen seien. Diese Annahme ist wenig gerechtfertigt, da, wie kürzlich STREMMER noch genauer dargelegt hat, grüne und rote Einschaltungen von Eisenverbindungen, mit oder ohne nachträglicher Entfärbung nach der einen oder anderen Richtung, insbesondere in tonigen

Sedimenten zu den häufigen ursprünglichen Niederschlägen aus dem Meerwasser gehören (40).

Da — vielleicht mit Ausnahme der oberen Jurastufen des Neokom und des Cenoman — keine Stufe mit unveränderter lithologischer oder faunistischer Fazies über beide Zonen ausgedehnt ist, kann der Gegensatz zwischen beiden nicht durch eine örtliche Trennung, etwa durch eine Barre, bedingt sein, sondern nur durch die räumliche Entfernung der ursprünglichen Ablagerungsgebiete. Ein örtliches Hindernis hätte nicht dem mannigfachen Wechsel der Geschehnisse, während der langen Zeiträume, andauernd standhalten können. Es ist anzunehmen, daß im anderen Falle wiederholte Vereinigung der nahe benachbarten Faziesgebiete hätte eintreten müssen.

Dem widerspricht nicht der Umstand, daß die weiträumigen Transgressionen ebenso innerhalb wie außerhalb der Alpen wahrzunehmen sind. Der gesamte breite Bildungsraum der verschiedenen alpinen Faziesgebiete umfaßt nur einen kleinen Teil ihrer vollen Ausbreitung. Sie greifen von außen her über das Gebiet des zukünftigen und des werdenden Gebirges. Gerade durch ihre Wiederkehr innerhalb der alpinen Sedimentfolge sind sie als beherrschende Vorgänge gekennzeichnet, die unabhängig bleiben vom eigentlichen orogenetischen Geschehen.

Hauptabschnitte der Sedimentation innerhalb und außerhalb der Alpen.

Zur Zeit der älteren Formationen hat tiefgreifende festländische Verwitterung dreimal ihre Schuttmassen über große Teile des europäischen Festlandes ausgebreitet. Vom Norden her erstreckten sich die Ablagerungen des Old Red über den Norden und Nordosten des Kontinents. Die festländischen Ablagerungen des Rotliegenden entsenden ihre Ausläufer als Grödener Sandstein bis in die Südalpen. Die große Transgression im oberen Perm vertritt im Süden in den Dinariden der Bellerophonkalk, so wie der Zechstein in Mittel- und Nordeuropa, und auch die große Eindampfungsphase dieser Zeit, die zu den Abscheidungen von Gips und Salz in weit entlegenen Gebieten, bis in das östliche Rußland auf der einen, und bis in die Vereinigten Staaten geführt hat, bleibt auch in den Südalpen nicht unbemerkt.

Die letzte der großen europäischen Eindampfungszeiten fällt in die Triasformation. Zu ihr gehört der festländische Schutt des Buntsandsteins. Muschelkalk und Keuper enthalten noch Lager von Salz und Gips. Dann verschwinden die chemischen Sedimente aus dem ganzen großen Raume zwischen den Atlasländern und dem nördlichen Ural bis in das Tertiär. Die landferne Aufschichtung der kalkigen Hartteile von Organismen aus nicht übersättigter Salzlösung kennzeichnet die mächtigeren Abteilungen der mesozoischen Formationen über der Trias. Die wiederkehrenden ausgedehnten Überflutungen brachten rein marine und landferne Ablagerungen. Es herrschen hellfarbige Kalke, besonders in der weitausgreifenden Transgression der oberen Jurastufen. Die langen Zeiten der Trockenlegung haben keine oder nur spärliche Ablagerungen hinterlassen; denn der festländische Verwitterungsschutt konnte durch die rinnenden Gewässer des humiden Klimagebietes abgeräumt werden. Besonders auffällig

ist der Gegensatz zwischen den vorskynthischen und den jüngeren Sedimenten in der auf die Haupttransgressionen beschränkten Auslese der Ablagerungen im Gebiete der russischen Tafel.

Die große Wandlung in den äußeren physikalischen Zuständen bedingt die geänderte physikalische Beschaffenheit der vorherrschenden Sedimente und beeinflusst die mechanische Auswirkung des orogenetischen Geschehens in weiten Gebieten. Damit sondert sich in weit voneinander entfernten Gebieten eine triadische oder vortriadische von einer jüngeren Tektonik. Im Küstenatlas, ebenso wie im Tellatlas und überhaupt in dem ganzen Gebiete von Kleinafrika bilden die lagunären oft salz- und gipsführenden Ablagerungen der Untertrias eine Ablösungsfläche, an der die Schuppen und Gleitmassen des höheren Mesozoikums verschoben worden sind (JOLAND 3). Zur gleichen klimatischen Phase gehören in den Alpen die Werfener Schiefer und das salzführende Haselgebirge der skythischen Stufe, an der vor allem die Loslösung der Kalkalpen vom Untergrund und ihre Zergliederung in Teildecken vollzogen worden ist. Der große Schub der oberostalpinen Deckenmassen hat zwar an seiner Basis noch Teile der paläozoischen Unterlage, marines Silur und Devon der oberen Grauwackendecken, mitgenommen, aber im großen ganzen ist auch hier vor allem die geschlossene mesozoische Schichttafel von ihrer Unterlage abgehoben worden. Es ist bekannt, daß auch die Falten des Juragebirges im autochthonen Vorlande der Alpen ihre Entstehung der Abscherung der Schichtentafel über den Salztonen des Muschelkalkes verdanken.

Faziesgruppen und Transgressionen innerhalb der außerhalb der Alpen.

Eine kritische Studie von CORNELIUS (2) aus neuerer Zeit prüft die Frage, inwieweit ein Gleichschritt der Meeresschwankungen im inneralpinen und im außeralpinen Raum zu erkennen sei. Die voralpine Tektonik im alpinen Raum bleibt durchaus unabhängig und ohne Beziehung zur alpinen Orogenese im Mesozoikum. Die Bloßlegung und tiefgreifende Abtragung, die im Oberkarbon und Perm das ganze Gebiet der variszisch-armorikanischen Faltungen und Intrusionen in Mitteleuropa betroffen hat, ist ebenso in dem Gebiet der dem Vorland angeschlossenen Penniden, wie in den weiter aus dem Süden stammenden Dinariden, durch die Transgression des Verrucano angezeigt. Auch der Vulkanismus des alpinen Perm mit den reichlichen porphyrischen Ergüssen ist eine Wiederholung der gleichzeitigen Geschehnisse im außeralpinen Gebiet. Es gibt überhaupt keine Individualisierung der Alpen in vormesozoischer Zeit. Sie beginnt in der Triasformation mit kaum merkbaren Anfängen, und später erst formt der andauernde Zusammenschub mit kräftigem Einsatz die in Staffelung aneinandergereihten Rücken und Gräben und damit die Bedingungen für die dem Faltengebirge eigene Gliederung der sedimentären Fazies in langgestreckten Zonen. Sie gilt aber nicht in gleicher Weise für alle Schichtglieder und für alle Teile des heutigen Gebirges.

Das Gebiet der karnischen Alpen mit dem altpermischen Grödener Sandstein und dem Bellerophonkalk, so sehr verschieden von dem deut-

schen Zechstein, weist auf die voralpine Scheidung des Dinaridenblockes von dem eigentlichen alpinen Raum.

Zu Beginn der Triasformation mag der dinarische Block schon weiter nach Norden und der heutigen Lage näher gerückt gewesen sein. Aber die germanische Entwicklung mit der sandigen Fazies des Buntsandsteins hat ihre selbständige vom späteren Orogen unabhängige Verbreitung; sie greift über die ganze Breite des alpinen Gebietes, einschließlich der oberostalpinen Decken und der Dinariden. Wohl gibt es auch in diesem Gebiet Unterschiede der Fazies, aber ihre Grenzen fügen sich nicht an die tektonischen Linien innerhalb der Alpen. Buntsandstein liegt noch in den Lombardischen Alpen und die marine Entwicklung gehört dem Osten an. Aber in keinem Teile fehlt die terrigene Einschwemmung.

Ziemlich einheitlich wurden die germanischen und die alpinen Gebiete vom Muschelkalkmeere überschwemmt. Der Übergang in das helvetische Gebiet begleitet eine Verarmung der Schichtfolge. Bis zum Aarmassiv ist der Muschelkalk nur in der Fazies des Rötidolomites vertreten. Dieser Horizont entspricht dem Trigonodus-Dolomit der oberen Mitteltrias Deutschlands und die Transgression der Rötstufe fehlt in den Westalpen. Im Süden des Aarmassivs scheinen gewisse Rauchwacken der Anhydritgruppe des unteren Muschelkalkes zu entsprechen.

Meerestiefen und Mächtigkeiten in der Trias.

Die Unvollständigkeit der Schichtfolge und das Fehlen einer bathyalen Trias besagen, daß die penninische Zone zur Triaszeit gewiß keine Geosynklinale, sondern ein über die Umgebung erhöhter Grund gewesen ist. Erst der Quartenschiefer, der dem bunten Keuper entspricht, und das spärliche Rhät in der Fazies des Vorlandes bezeugen die Vereinigung beider Gebiete unter dem hier und dort gleichzeitig ansteigenden Meeresspiegel (CORNELIUS 2).

Mit den ostalpinen Deckengruppen wurden die organogenen Sedimente eines im allgemeinen landferneren Gebietes mit reichem Fazieswechsel herangeführt und dem Gebirgsbau einverleibt. Die alpine Untertrias ist nach ihrer Fauna und Fazies und mit ihrer nicht allzu großen Mächtigkeit nicht sehr verschieden von dem außeralpinen Muschelkalk. Erst in der Obertrias, in der norischen Zeit, wurde der reine Kalkschutt landferner Flachseesedimente bankweise übereinandergeschichtet. So langsam geschah der Anstieg des Meeres oder die Senkung der ausgedehnten Bodenfläche, daß der Aufbau der Schichtmassen mit ihr im allgemeinen Schritt halten konnte. Die häufigen Emersionsflächen mit Terra rossa in Mulden und Höhlungen zeigen, daß der Meeresanstieg nicht andauernd gleichmäßig geblieben ist. Schon seit langem erkennt man in der Bankung der Dachsteinkalke die Wirkung zahlloser kleiner Schwankungen des Meeresspiegels während einer vorherrschenden positiven Strandverschiebung; und ähnliche kleinrhythmische Bewegungen mit zickzack verlaufender Wasserstandslinie scheinen sich auch in den Brandungsstaffeln und Senkungsspuren der heutigen Küsten abzubilden. (Suess, Anlitz der Erde, II. S. 336.)

Die Hallstädter Kalke, und überhaupt die alpinen roten Kalke aus der Schichtreihe vom Lias bis zur karnischen Stufe, sind, wie die Darlegungen von LÜCKS (4—6) neuerdings bestätigen, Bildungen des seichten

Wassers und eine zu den Kalkriffen gehörige Begleitfazies. In den Lagunen und den Lagunenzone zwischen den zeitweise entblößten Riffen wurde der rote Verwitterungsrückstand aus der Umgebung zugeweht und zugeschwemmt und mit dem Foramaniferenschlamm vermenget. Die massenhaft zusammengeflößten Ammonitenschalen, oft ohne jegliche Spur einer Auflösung neben anderen Mollusken, gelegentlich auch Brachiopoden und Korallen, können nur in Untiefen gesammelt worden sein. Mit der Zufuhr des roten Schlackes wurde die Bildung der Kalkalgenriffe zeitweise unterbrochen. Die roten Lagen im Dachsteinkalke werden von LEUCUS als verkümmerte Hallstädter Fazies bezeichnet.

Der Unterschied zwischen der roten Adneter Fazies des alpinen Lias und dem schwarzen Lias in Schwaben mag nach der Ansicht von LEUCUS weniger durch die ungleiche Meerestiefe verursacht sein, als durch die stärkere Durchlüftung der offenen alpinen Meeresbezirke, in denen die Bitumina des reichlichen organischen Rückstandes der Oxydation zugeführt wurden und eine Reduktion der farbigen Oxyde ausgeblieben ist.

Auch die tonigen Einschaltungen der karnischen Stufe, die als bezeichnender Leithorizont die Kalkmassen der oberen und der unteren Trias voneinander scheiden, verdanken ihre Entstehung einem vom alpinen Bildungsraume und von der Entstehung des Alpenbaues unabhängigen Vorgang. Die Stufe enthält eine Reihe von umfangreichen Meeresschwankungen, und während eines lange andauernden Tiefstandes gelangten die vom fernen Festlande herangeschwemmten Tone der Raibler Schichten und die Lunzer Sandsteine mit ihren Kohlenflötzen zur Ablagerung. Sie fallen wahrscheinlich annähernd zusammen mit den durch die Lettenkohle gekennzeichneten Verlandungen im außeralpinen Gebiet.

Gerade diejenige Gesteinsreihe, die vor allem als kennzeichnend gilt für die Kalkalpen, das mächtige und abwechslungsreiche Schichtpaket der kalkalpinen Trias, ist nicht aus einer Geosynklinale hervorgegangen und ist seiner Entstehung nach unabhängig von dem späteren Orogen. Der Absatz ist wahrscheinlich zumeist auf langsam sinkendem Untergrunde bei gleichzeitig unter kleinen Schwankungen ansteigendem Meeresspiegel vor sich gegangen. Die Oberfläche der wachsenden Aufschüttung folgte in geringer Tiefe dem ansteigenden Meeresspiegel, so daß die zahlreichen Schwankungen örtliche oder verbreitete Trockenlegung und damit die Bankung der Kalke bewirken konnten. Man kann hieraus ersehen, daß die Mächtigkeit der Sedimente vor allem bestimmt wurde durch die Tiefe des Beckens.

Die Gesamtmächtigkeit der alpinen Trias wird auf höchstens 2000 m geschätzt; diese Ziffer ist nicht sehr eindrucksvoll, wenn man sie mit der Flächenausdehnung der Meeresbezirke dieser Fazies vergleicht und sie wird weit übertroffen von den Ausfüllungen recht verschiedenartiger Ablagerungsgebiete. Hierauf ist schon wiederholt, gelegentlich mancher Kritik der Geosynkinalentheorie hingewiesen worden.

Wohl scheinen die orogenetischen Vortiefen in bezug auf die Mächtigkeit der Sedimente die erste Stelle einzunehmen. So vor allem das Heimatgebiet der Theorie der Geosynklinale, der Appalacheische Trog mit einer Füllung von etwa 10 000 m paläozoischer Sedimente. Ihr können etwa die jungtertiären Fars in der Vortiefe des iranischen Bogens in Mesopotamien an die Seite gestellt werden. Aber die Füllungen mancher postorogener

Sedimente stehen hinter ihnen kaum zurück. So erreichen die Schichtfolgen levantinischer und pontischer Süßwasserbildungen im kroatisch-ungarischen Becken nach neueren Bohrungen eine Mächtigkeit von mehr als 2000 m und die Mächtigkeit der gesamten neogenen Schichtreihe mag dort 4000—5000 m betragen (81). Ja, selbst postorogene Gräben, die den Faltenbau autonom durchschneiden, und mit dessen Entstehung kaum mehr verbunden sind, können niedersinkend noch mächtigere Sedimentmassen aufnehmen. Das Oberkarbon und Rotliegend des Saargebietes füllt eine postorogenetische Grabensenke von 6000 m Tiefe. Die noch sichtbare Mächtigkeit der devonischen Konglomerate und Sandsteine, die im westlichen Norwegen bei Hornelen dem tief abgetragenen kaledonischen Kristallin auflagern, bemißt C. F. KOLDERUP auf 20 000—25 000 m. Es sind die Überreste einer einst noch mächtigeren zusammenhängenden Decke 7, 7a).

Transgression im Rhät und Jura.

Mit den Mergeln und mergeligen Kalken des Rät wird die alpine Tiefe, wie es scheint, vollkommen ausgefüllt, und zugleich mit dem Ausgleich der Unebenheiten schwindet der Gegensatz zur Fazies des außeralpinen Gebietes. Es wird sich wohl nicht leicht entscheiden lassen, ob hier nicht etwa eine allmähliche Verlagerung der Fazies vom Norden her gegen die Alpen stattgefunden hat, wie ähnliches z. B. an manchen Fazieswanderungen in Nordamerika nachgewiesen worden ist; hierher gehört z. B. das Vorrücken der Lorrainschiefer über die Uticabeds des Obersilur in den westlichen Appalachen (8).

Der lange andauernden Transgression, die auf den Vorländern unter zahllosen Schwankungen die reich gegliederte Folge der Jura- und Kreidestufen zurückgelassen hat, entspricht auch eine Vertiefung des Meeres im Gebiete der heutigen Alpen. Der Meeresgrund war zeitweise dem Sedimentationsbereiche vollkommen entrückt und die Schichtfolge beginnt besonders im Dogger lückenhaft zu werden. Zu diesem Vorgang gesellt sich bereits die beginnende Gebirgsausbildung; wie die örtlichen Diskordanzen mancher Schichtglieder zeigen, die an einzelnen Stufen des Lias im Hagengebirge nach LEUCHS (9), an denen des Dogger und des Malm im Salzkammergut von SPENGLER (10) und anderwärts bekannt geworden sind. Dem weltweiten Hochstand des Meeres folgt wieder ein umfassender Ausgleich der Fazies in den Alpen und ihrem Vorlande. Die gleichmäßige Überschüttung des Grundes mit feinem landfernen Kalkschlamm reicht wieder bis nahe an den Meeresspiegel. Zeitweiser Rückzug fällt in den obersten Jura und in die außeralpine Purbeckstufe.

Die starke Tafel der ostalpinen Sedimente scheint auf südwärts geneigten in den kristallinen Untergrund einschneidenden Flächen schräg emporgeschoben worden sein; denn es wurden bei dem großen Schube über die penninischen Granitkerne nicht nur die ältere gefaltete paläozoische Unterlage, sondern auch noch eine mächtige, altmetamorphe und hochkristallinische Scholle mit eingeschalteten granitischen Körpern samt ihrem Sedimentmantel mitgenommen. Die individuelle tektonische Zergliederung und Verfaltung der großen Platte spielt eine geringe Rolle gegenüber dieser Gesamtbewegung, die in dem Schwinden der Meeresbedeckung vom Neokom aufwärts zum Ausdruck kommt und damit am

bestimmtesten ihre stratigraphische Geschichte absondert von der des auf dem autochthonen Untergrunde verharrenden Mantels penninischer und helvetischer Sedimente.

Transgression der Oberkreide, Gosau.

In das werdende Gebirge hat der große allgemeine Meeresanstieg zur Zeit der oberen Kreide ein neues, sehr kennzeichnendes Glied eingefügt. Nicht nur die umfangreiche Diskordanz auf dem älteren, gefalteten Mesozoikum macht die Transgression — oder besser Ingression — der Gosauformation zu einem der augenfälligsten Züge im ostalpinen Bau, der schon der frühen Wahrnehmung nicht entgehen konnte; schon die ursprüngliche Beschaffenheit der Gesteine, verbunden mit einem außerordentlichen Reichtum an wohl erhaltenen Fossilien hebt sie augenfällig ab von den älteren dichter gefügten Formationen; denn trotzdem die Gosaubildungen die große Deckenwanderung mitgemacht haben, sind sie doch stets nahe der Oberfläche verblieben und verhältnismäßig lose in den andauernd fortströmenden Faltenbau eingefügt worden. Da sie überdies von keiner späteren Transgression überholt worden ist, blieb hier die ganze, bunte Mannigfaltigkeit der gegen die Küsten ausdünnenden Sedimente erhalten, die sonst leicht einer vordringenden Brandungswelle zum Opfer fällt.

In den Brekzien und Konglomeraten der Steilufer, in den Mergeln und Sanden, den Rudistenkalken und Orbitoidenschichten, in den Süßwasserschichten mit Kohlenflözen sind die wechselnden Zustände der bald mehr bald weniger eingetauchten Talbuchten und Ästuarienküsten abgebildet.

Noch auffallender als bei den früheren Meeresschwankungen zeigt sich hier in wie hohem Maße der Schichtenbau des Gebirges durch allgemeine, weit über seinen Umfang hinausgreifende Vorgänge bestimmt wird. Der Eingriff der Gosautransgression von außen her, der mit dem Faltungsvorgange nichts zu tun hat, bewirkt weit über seinen Umfang hinausgreifende Vorgänge. Der Eingriff der Gosautransgression von außen her, der mit dem Faltungsvorgange nichts zu tun hat, bewirkt die anscheinende Trennung des einheitlichen Vorganges in zwei Phasen; eine vorgosauische und eine nachgosauische Gebirgsbildung würden ohne das Dazwischentreten der Gosautransgression nicht voneinander zu trennen sein.

Nachgosauischer Hauptschub.

Aus der altbekannten Großtektonik der Nordalpen können zwei Umstände hervorgehoben werden, die allein schon zeigen, daß die Hauptwanderung der kalkalpinen Decken und ihr Anschub gegen die Flyschzone in nachgosauischer Zeit erfolgt ist. Der eine ist der auffällige Gegensatz zwischen der Gosau und den Flyschbildungen gleichen Alters. Er wird nicht aufgehoben durch das Vorkommen flyschähnlicher Sandsteine und Mergel in der mergeligen Gosau der Hinterbrühl und von Gießhübel. Da kein Rudist in das Flyschmeer vorgedrungen ist, muß der dichtbevölkerte Lebensbezirk dieser Mollusken viel weiter abgerückt vom Flyschgebiete gewesen sein als heute. Der zweite Umstand ist das Fehlen von echten kalkalpinen Geröllen in der ganzen Schichtreihe des

Flysch. Vereinzelt oder im zusammenhängenden Lagern auftretende Kalkgerölle gehören zumeist zum Jura der Fazies der Klippen und des Vorlandes und entstammen der Unterlage der Flyschzone²⁾. Das Flyschmeer konnte nicht nahe an die Stirne der kalkalpinen Decken herangereicht haben. Was aus den allgemeinen Zügen erhellt, wird gefestigt durch die örtliche Tektonik in der ganzen Ausdehnung der ostalpinen Decken bis in den Prättigau.

Andauernde Orogenese.

Es ist leicht verständlich, daß die größte Diskordanz in den östlichen Kalkalpen der größten Lücke in der Schichtfolge angeschlossen ist. In dem langen Zeitraume vom Neokom bis zum Cenoman oder Turon konnte umfassenderes geologisches Geschehen Platz finden. Wohl darf man annehmen, daß der alpine Schub nach dem Neokom eine Verstärkung und Beschleunigung erfahren hat. Er bewirkte die Heraushebung der älteren Schichtfolge und ihre lange anhaltende Trockenlegung; sie ist gewiß nicht allein durch ein Sinken des Strandee verursacht worden.

Gerade darum ist kein Grund vorhanden, die vorgosauische Orogenese auf einen Zeitraum von kurzer Dauer einzuschränken. Die Anzeichen für das Fortschreiten des alpinen Schubes sind über den ganzen Zeitraum vom Lias bis in das Jungtertiär ausgedehnt. Diskordanzen werden auch aus älteren und jüngeren Schichtgruppen gelegentlich gemeldet, aber innerhalb der enger geschlossenen Schichtfolge erreichen sie nicht den gleichen Umfang. Nach SPENGLERS Angaben reicht in den niederösterreichischen Kalkalpen bei Weyer, vielleicht infolge submariner Ablation, Tithon und Neokom bis auf den Hauptdolomit (10).

Wenn die cenomane Transgression nicht überall mit der gleichen Winkeldiskordanz angetroffen wird, so spricht das nicht gegen die Einheitlichkeit der Orogenese im ganzen Gebiete. Der gesamte Vorgang umfaßt örtliche Faltungen und weitausgreifende, flache Überschiebungen und wenn eine neue Transgression die Alpen in ihrer Gestalt überwältigte, so würde sie unter den frischgeformten Brandungsplatten die gleichen Schichtglieder an verschiedenen Stellen mit sehr ungleicher Winkeldiskordanz bedecken. Es wird überhaupt schwer sein, eine ausgesprochene tektonische Winkeldiskordanz innerhalb einer stratigraphisch geschlossenen Schichtfolge anzutreffen. Die faltende Bewegung scheint so außerordentlich langsam vor sich zu gehen, daß sie durch die gleichmäßig fortschreitende Sedimentation verschleiert wird. Die häufigen, kürzeren Unterbrechungen, die mit örtlichen Sedimentationsdiskordanzen verbunden sind, behindern die Wahrnehmung der langsamen aber stetigen tektonischen Umstellung. Aufmerksame Beobachtung wird zeigen, daß mit fast jedem sprunghaften Fazieswechsel innerhalb des Orogens eine Unterbrechung des Absatzes und eine, wenn auch nur geringe, Diskordanz verbunden ist.

Man darf kaum zweifeln, daß neue größere Diskordanzen im Alpenbau erscheinen würden, wenn man dieses oder jenes Glied aus der Schicht-

²⁾ Vereinzelt Angaben über das Vorkommen kalkalpiner Gerölle im Flysch bezweifle ich nach Prüfung der mir zugänglichen Proben; z. T. sind es Kalke aus Bänken im Flysch, die wegen eines splittigen Gefüges Dolomiten äußerlich ähnlich sind, und z. T. sind es Jurakalke, die dem Untergrunde der Flyschzone entstammen.

folge herausnehmen könnte. Es würde, z. B. bei Ausschaltung des Rhät der Lias kaum noch an einer Stelle mit den norischen Kalken vollkommen parallel verbunden bleiben, und durch Entfernung der einen Übergang vermittelnden, kleineren Verschiebungen, würden sich eine vor- und eine nachliassische Faltungsphase voneinander abheben.

Trotz zeitweiser Steigerungen und Unterbrechungen ist im großen ganzen die Orogenese, d. i. in diesem Falle die Deckenwanderung der Alpen, der stetigere Vorgang neben dem großräumigen Kommen und Gehen der Meere, das trotz eingreifenden Wechselspiels unzähliger, durch verschiedenartige Vorgänge bewirkter, kleinerer Schwankungen in der Schichtfolge des Gebirges deutlich kennbar bleibt. Wenn nicht Aufstau- und Niederpressung während der Orogenese die Sedimentfolge einzelner gestreckter Zonen größtenteils dem beherrschenden Vorgange entzöge, so würde die Formationsreihe des Gebirges dieselben Lücken aufweisen, wie das über die kontinentalen Tafeln verbreitete System der Sedimente.

Das Ausmaß einer örtlichen Winkeldiskordanz gibt nur unvollkommenen Aufschluß über den Umfang des orogenetischen Geschehens während der Sedimentationspause. Nur durch die örtliche Einordnung in die vielfach abgewandelte Gesamtbewegung kann es richtig verstanden werden.

Deckenbau und sein Geschichte.

Der Blick vom Gipfel des Anninger (674), nahe dem Bruchrande des Wiener Beckens, gegen SW, gegen das Innere des Gebirges, umfaßt die ganze Breite der Kalkalpen von den höher aufragenden Breitklötzen der Rax und des Schneeberges bis zu den in die Flyschzone verlaufenden Hügelreihen bei Alland. Was sich dem Auge darbietet, der ziemlich unvermittelte Übergang von den breiteren und geschlosseneren Formen des verstärkten Anteiles im Süden zu den unruhigeren Wellen der niedrigeren Voralpen, fügt sich unschwer der Vorstellung, daß die ganze Masse der Kalkalpen eine nordwärts abströmende und ausdünnende Decke oder Deckenfolge darstellt. Sie verhüllt den Untergrund und die wichtige Frage nach dem Zusammenhange zwischen dem Flyschgebiet und den Deckfalten des Semmering bleibt vorläufig der Gegenstand noch nicht völlig gesicherter Überlegungen.

Aus dem verdickten südlichen Abschnitt der kalkalpinen Sedimenthaut ist die Platte der hochalpinen Decken hervorgegangen, deren Rest in den Kalkklötzen des Schneeberges und der Rax erhalten geblieben sind. Sie wurde auf die Schichtfolge des nördlichen Abschnittes aufgeschoben, wo geringere allgemeine Tiefe und geringere Entfernung vom Festlande häufiger Gelegenheit bot zur Unterbrechung des Absatzes und zum Fazieswechsel und demgemäß eine zwar weniger mächtige, aber ungleichförmigere und daher schmiegsamere Schichtfolge zurückgeblieben ist.

Die Überschiebungsgrenze zwischen beiden ist die „Hernsteiner Linie“; sie verläuft von Hernstein am Nordfuße der Hohen Wand über Puchberg nach Mariezell. Das nördliche Gebiet ist zu drei Deckfalten zusammengeschoppt, so daß an die Stelle der ursprünglichen, allmählichen Faziesübergänge eine scharfe, abgestufte Staffelung der Faziesgebiete

getreten ist. Nach **KOBERS** Unterscheidung sind von N nach S die **Frankefclser**, die **Lunzer** und die **Ötscher Decke** aneinander gereiht (11, 12).

Die schwächere Schichtfolge der beiden nördlichen Ketten, der „**Randkette**“ **KOBERS**, ist zu schmälereu Bändern zusammengepreßt und zerschuppt, mit einer an die vorliegenden Klippen erinnernden Tektonik. In der ersten Decke ist die Trias nur durch den Hauptdolomit sichtbar vertreten. Wahrscheinlich sind die unteren Stufen dieser Formation an einer steilen Anschlagfläche gegen die Flyschzone tiefer hinabgetaucht. Auf dem Hauptdolomit liegen Mergel und Schiefer des bunten Keuper mit Anklängen an die Kleinen Karpathen und Rhät in der karpathischen Entwicklung. In der zweiten Decke treten dazu Muschelkalk (Gutensteiner und Reiflinger Kalk), und der Lunzer Sandstein mit den begleitenden Schiefereu. Die nächste, die breiter angelegte und in mehrere Schollen zerteilte Ötscherdecke, ruht bereits auf mächtigen Werfener Schiefereu, die an der Brühl-Altenmarkter Linie zusammen mit Muschelkalk auf die Gosauhülle der vorlagernden Lunzer Decke aufgeschoben ist. Die vollkommene Schichtreihe mit Muschelkalk, Lunzer Sandstein mit dem begleitenden Schieferhorizont und vor allem der noch stärker anschwellende Hauptdolomit mit auflagerndem, mächtigem Dachsteinkalk und mannigfachem Rhät stützt die Ausbildung der breiteren und flacheren Deckenwölbungen, die selbst wenig nachgiebig in eine Reihe großer Schollen zerdrückt werden mußte.

Ein überstürzter Liegendschenkel der weiter her geförderten Decken erscheint am Fuße des Anninger und weiter im Inneren enthüllt ihn das von **KOBER** beschriebene Fenster von Sattelbach im Schwechattale, wo die verkehrte Folge von Dachsteinkalk über Jura und Neokom unter einem Kerne von Muschelkalk zum Vorschein kommt. Auch in den Umrissen der Mandling-Züge, westlich von der Scholle des Hohen Lindkogels bei Baden, offenbart sich eine steife Zerschuppung dieser Decke.

In den südlicheren, küstenfernen Meeresräumen folgte die Sedimentation dem Wasserspiegel in den großen Hauptphasen des Anstieges mit mächtiger und gleichförmiger anschwellenden Ablagerungen, und aus diesem Stoffe erstanden die großplattiger und höher übereinander gestapelten Decken des Schneeberges und der Rax, die dem unteren Teile der hochalpinen Deckengruppen **KOBERS** zuzurechnen sind. Der mächtigere Werfener Schiefer trägt Gutensteiner Kalk, Ramsaudolomit, Halobien-schiefer der karnischen Stufe, Hallstädter Kalk und Gosau; darüber über neuerlichem Werfener Schiefer die Hauptmasse der Kalke von Rax und Schneeberg, die nach neueren Forschungen (PIA, 97) wahrscheinlich zur unteren Trias gehören. Die nördliche Deckengrenze wird abermals durch Unterwaschung der Kalke an einem auftauchenden Streifen von Werfener Schiefer landschaftlich hervorgehoben; er folgt einer Linie, die von Hertenstein entlang dem Nordabhange der Hohen Wand nach Puchberg zieht. Wie die Ötscherdecke unter die hochalpinen Decken südwärts untertaucht, offenbaren mit voller Deutlichkeit die Fenster des Hengst und im Sirningtale südlich von Puchberg, in denen, wie **KOBER** gezeigt hat, voralpinen Dachsteinkalk mit breiter Aufwölbung sichtbar ist.

Die Staffelung der Faziesfolge ist in der zwar lückenhaften, aber mannigfaltigeren Stratigraphie der Juraformation besonders deutlich aus-

gedrückt. Gerade die ersten beiden Decken sind durch die Ausbildung der Jurastufen recht auffällig voneinander unterschieden. Zur Frankenfelsler Decke gehören Flecken- und Cardinienmergel, und an die Grestener Schichten der Klippen erinnernde Sandsteine des Lias. In der benachbarten Lunzer Decke vertreten diese Stufe, neben Fleckenmergeln, auch noch rote ammonitenreiche Adneter Kalke und crinoidenreiche Hierlatzkalke. Im Bereiche des Höllensteinzuges bei Wien vertreten den Dogger in der Frankenfelsler Decke schwarze Schiefer, in der Lunzer Decke treten an ihre Stelle bunte Klauskalke.

An ihrem steilen Südhänge gelangen diese Kalkmassen nicht in unmittelbare Berührung mit der unterlagernden Grauwackenzone. An ihrem Fuße sind Rauchwacken aus Trümmern von Kalk und Dolomit in die Werfener Schiefer eingeschaltet, in denen man mit Kober die zerdrückte Spur der von den hochalpinen Decken überwältigten und nach Norden vorgetriebenen voralpinen Decken erblicken darf.

Recht auffällig gesellen sich zu den Aptychenmergeln des oberen Jura in der Lunzer Decke die fossilreichen Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* der Kimmeridgestufe bei Gießhübel. Ähnlich wie im Rhät verbindet im obersten Jura wieder gemeinsame Fazies, und zwar vorwiegend Aptychen führender Mergel, die einzelnen Decken und auch die vorliegende Klippenzone. Weiter im Westen zeigt sich allerdings, daß — wie auch anderwärts in alpinen Deckensystemen — die Hauptdecken-scheide nicht genau mit den Faziesgrenzen zusammenfällt.

In den nördlichen Decken bleiben die untersten Glieder der Trias unsichtbar; in den südlichen Decken gehen die höheren Abteilungen der Schichtfolge allmählig verloren. In der Ötscherdecke liegen im W. noch Reste von Hierlatzkalke auf Rhät oder auf Hauptdolomit oder auch höhere Jurastufen unmittelbar auf Trias. In den hochalpinen Decken ist Jura nicht mehr vorhanden. Diese wechselseitige Unvollständigkeit der Formationsreihen im Norden und im Süden beruht jedoch auf ungleichen Ursachen. Im Norden sind die unteren Stufen der Triasformation in die unsichtbare Tiefe hinabgedrückt; im Süden, in den höheren Decken, ist die Juraformation, wahrscheinlich schon in vorgosauischer Zeit, der Erosion zum Opfer gefallen.

Die Gosautransgression fügt auch eine Zeitmarke in den Vorgang der Deckenbildung. SPENGLER hat dies gezeigt (10). Nach verbreiteter Annahme entstammt der gesamte Deckenwulst, der die Kalkalpen aufbaut, einer nördlich vom Drauzuge gelegenen Wurzelzone. Innerhalb dieses langgestreckten Gebirgskörpers sind die Decken in ungleichem Ausmaße gegeneinander verschoben und stellenweise auch nicht völlig voneinander losgelöst worden. Die Lunzer Decke erweist sich als die älteste Stammdecke, von der sich später Zweigdecken abgelöst haben. Im Westen entspricht ihr die Allgäudecke. Überhaupt bewahren die älteren vorgosauischen Decken (zu denen auch die juvavischen Decken gehören), auf größere Entfernung ihr Streichen und ihren Zusammenhang und sind auch von ihren Unterlagen — der Lechthaler und Lunzer Decke — nicht vollkommen abgetrennt worden.

Schon lange vor der Gosauzeit war die Heraushebung der Decken im vollen Gange; so war z. B. die Ötscherdecke schon im Lias zeitweise bloßgelegt worden. Die Gosautransgression traf aber bereits ein tief-

durchtaltet Bergland, so daß sie stellenweise auf das unterste Schichtglied, auf den Werfener Schiefer, übergreifen konnte, und so gelangen durch die fortdauernde Bewegung an der Brühl-Altenmarkter Linie die Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalke der aufgeschobenen Ötscher Decke auf die breite Gosauhülle der überschobenen Lunzer Decke.

Die Rückfaltung des Triasklotzes der Hohen Wand über die südlich angelagerte, reich gegliederte Gosau des Beckens der Neuen Welt bei Wiener Neustadt gehört in die lange Reihe jüngerer Bewegungen, die wahrscheinlich der Ausdruck sind einer andauernden Zusammenpressung des tieferen Untergrundes.

Zur Geländegestalt.

Zweierlei Umstände verhindern es, daß in den Kalkalpen eine ähnliche, durchgreifende Eigengesetzlichkeit der Formen zur Geltung kommen kann wie in der Flyschzone. Der eine ergibt sich aus der größeren Mannigfaltigkeit der aufgebauten Gesteine, in denen der lückenhafte Bericht über ein geologisches Geschehen von unvergleichlich größerem Zeitumfange mit viel abwechslungsreicherem Inhalte enthalten ist. Der langsamere und häufig unterbrochene Absatz in den zumeist landfernen Meeren bedingt es, daß die Mächtigkeit der Flyschsedimente von der kalkalpinen Schichtreihe nicht in einem dem Zeitverhältnis entsprechenden Ausmaße übertroffen wird. Der zweite Umstand besteht in der Fähigkeit des Kalksteins, die ererbten Formen besser zu bewahren; da er keinen beweglichen Verwitterungsschutt an seiner Oberfläche bestehen läßt, die Wässer der Oberfläche verschluckt und damit die Entwicklung von wirksamen Dauergerinnen verhindert. So kommt es, daß die felsigen Abhänge meist oft ohne Schuttverkleidung bis an die Talsohle herabreichen.

In dem ungleichartig zusammengefügt Gebirge vermag auch die junge Abtragung die Hauptzüge der Großtektonik zur Geltung zu bringen. Schon dem Blicke von der Südbahnstrecke her verrät sich die reichere Gliederung der Randbecken auf engerem Raume durch die unruhigere Umrißlinie der Berge. Die Kerne vom Hauptdolomit bilden steiler geböschte Kuppen. Dichter Wald überzieht sie, ebenso wie auch die anschließenden höheren Rücken des Anninger, der schon der breiter angelegten Ötscherdecke angehört. Die tiefer abgeräumten Aufbrüche von Werfener Schiefer in den Zonen von der Brühl nach Alland und nach Windischgarsten, von Gutenstein und von Puschberg an der Hohen Wand nach Mariazell, teilen das Gebirge in Gruppen von ungleichem Umfange, deren Ränder nur teilweise mit den Deckengrenzen zusammenfallen.

Erst in den baumlosen Hochflächen im Gebiete der hochalpinen Decken treten die Kleinformen der Karstverwitterung zu Tage und an dem Fuße der Kalkklötze der Rax und des Schneeberges entspringen die Karstquellen, auf deren Ergiebigkeit die erste Anlage der Wasserversorgung von Wien gegründet war.

Ältere Landflächen haben hier zäheren Bestand als in der Sandsteinzone und langsamer vollzieht sich ihre Auflösung durch die bis in die Gegenwart fortschreitende Talbildung; mit größerer Deutlichkeit läßt sich ihre Geschichte zurückverfolgen bis in die mittlere Tertiärzeit und da sie von den Schwankungen der nahen Wasserflächen im folgenden Zeitraume

wesentlich beeinflusst wird, soll sie im Zusammenhange mit diesen besprochen werden.

IV. Morphogenese.

Sedimentfolge des Jungtertiärs.

Mit dem äußersten Flyschrande hat der alpine Schub noch einen Saum von altmiozänen Sedimenten überwältigt. Die tangentielle Bewegung scheint von nun an erloschen; der Gebirgsbau erscheint als großes Ganzes fast unbewegt, während wiederholt vordringende Gewässer ihn mit einem mächtigen Sockel von jungen Sedimenten umgeben. Erst diese zeitliche Nähe gestattet eine bestimmtere Unterscheidung einzelner Phasen des Werdens der Geländegestalt und ihrer Abhängigkeit von den Schwankungen des nahen Wasserspiegels. Wieder sind es allgemeine Vorgänge, weltweite Transgressionen und Regressionen, die bestimmend werden für den Gesamtumriß. Ähnliche Abschnitte aus älterer Zeit sind untergegangen in den fortschreitenden tektonischen Verschiebungen.

In dieser jüngeren Zeit geschah ferner noch die Ausbildung eines der entscheidendsten Züge unserer Landschaft; nämlich die Einsenkung des inneralpinen Wiener Beckens; der großen Unterbrechung zwischen den Alpen und den Karpathen. Seine östliche geradlinige Bruchgrenze ist die Thermenlinie, an der die warmen Quellen von Meidling, Mödling, Baden, Vöslau, Fischau und Winzendorf hervortreten.

In den mächtigen Sedimentmassen, welche die Niederungen vor dem Alpenrande und das eingebrochene Becken ausfüllen, sind zunächst die Wandlungen und wiederholt weit ausgreifenden Schwankungen einer lange andauernden Meeresbedeckung der burdigalischen, der helvetischen und der tortonischen Stufe aufgezeichnet. Sie werden abgelöst von den Absätzen eines halbausgesüßten Binnenmeeres, das während der oberen Miozänzeit ungeheure Flächen von Wien ostwärts bis an das Kaspische Meer und bis an den Aralsee in Innerasien bedeckt hat. Über diesen Ablagerungen der sarmatischen Stufe folgen neuerdings mächtige sandige und tonige Sedimente, die ausschließlich Fossilien des süßen Wassers enthalten. Sie entstammen einer Kette von großen Süßwasserseen, die mit schwankender Ausdehnung während der sogenannten pontischen Zeit über das inneralpine Wiener Becken und über die außer-alpine Niederung und vor allem über das weite pannonische Becken ausgebreitet waren. Auch diese Ablagerungen erreichen ihr westliches Ende in der Niederung zwischen den Karpathen und der böhmischen Masse und mit schwächeren Unterabteilungen reichen sie in die jüngste Abteilung des mittleren Pliozän. Was nun folgt, der ganze Zeitraum, der das jüngste Jungtertiär und das Diluvium umfaßt, ist im Gebiete von Wien nur durch eine verhältnismäßig dünne Lage von Flußschottern vertreten.

Den reichen Inhalt dieser mächtigen Sedimentfolge bilden sehr mannigfaltige Ablagerungen verschiedener Tiefen, Schotter, Konglomerate und Algenkalke der Brandungsküsten, Sande flacher Ufer und mächtige, eiförmige Tegelmassen, welche die großen Tiefen ausgefüllt haben. Dazu kommen noch die den Randsümpfen und Küstenwäldern entstammenden Kohlen, die in den einzelnen Stufen bald spärlicher bald reichlicher vertreten sind aber in keiner vollkommen fehlen.

Aber eines ist hier besonders wichtig für das Verständnis der größeren Zusammenhänge und muß hier besonders festgehalten werden, d. i. die Unterscheidung von zwei Hauptstufen der marinen Bildungen, durch sie wird zugleich auch das morphologische Geschehen in zwei Hauptabschnitte zerteilt. Die ältere Abteilung des marinen Miozän, das Burdigal oder die Stufe von Bordeaux ist auf die außeralpine Zone beschränkt, d. i. auf das Gebiet jenseits der Verbindungslinie der alpinen und der karpathischen Flyschzone. Erst die jüngeren Abteilungen des Helvet und das Torton mit den kennzeichnenden Algenkalken und dem Badener Tegel und mancherlei Sanden und Konglomeraten erfüllen die Tiefen und Ränder des inneralpinen oder eigentlichen Wiener Beckens.

Mächtigkeit der Sedimente und Hochstand des Meeres im Miozän.

Jeder Übergang in eine neue Stufe, jeder Wechsel in der Ausbildung der Sedimente war von einer Veränderung des Wasserstandes begleitet. Eine der bedeutsamsten Schwankungen fällt in den Abschnitt zwischen das brakische sarmatische Binnenmeer und die pontische Seenlandschaft.

Einige Nachricht über den Zustand der Nachbarlandschaft zur Zeit des miozänen Meeresanstieges ist in den Sedimenten selbst enthalten. Am Ostrande der Alpen besteht ein großer Teil der das Becken bis auf 1000 oder 2000 m füllenden Sedimente aus Geröllschutt alpiner Herkunft. Ein Blick genügt um zu sehen, daß solche Massen nur durch die Zerstörung eines großen Gebirgskörpers geliefert werden konnten, und daß zur Miozänzeit die Alpen keineswegs vollkommen eingeebnet sein konnten, wie man aus anderen Erscheinungen schließen zu dürfen glaubte.

Ich kann hier nicht eingehen auf die verschiedenen Geröllhorizonte, die am ostalpinen Gehänge bis nach Südsteiermark unterschieden worden sind. Nur darauf sei hingewiesen, daß der ungesonderte, oft grobe und wenig gerollte Blockschutt gewiß zum großen Teile der Meeresbrandung entstammt und keinen weiten Transport durch fließendes Wasser mitgemacht hat. Das ansteigende Meer ist noch in höherem Maße im Stande die Schuttlieferung zu vermehren und zu erneuern als das emporsteigende Gebirge. Vor uns liegt das beredte Zeugnis für den großen Verlust, den die Alpen an Masse und Höhe während der Miozänzeit erlitten haben.

Die mächtigen Ablagerungen des vielleicht auf 1000 m oder noch tiefer abgesunkenen Beckens haben am Alpenrande ebenso wie in weiten Gebieten von Mitteleuropa ein älteres vormiozänes Relief zugeschüttet. Der Höchststand des miozänen Meeres war an den Rändern der böhmischen Masse etwa in 520 m S. H. gelegen und die Spuren der einstigen Brandung umlaufen, wie HASSINGER (44) gezeigt hat, den ganzen Saum des alten Gebirges, bis über die Mährische Pforte bei Weißkirchen und über die benachbarten Ausläufer der Karpathen und bis an den Rand der Schlesischen Ebene. Ebenso besteht kein Zweifel, daß damals auch der Fuß der Alpen bis zu einer annähernd entsprechenden Höhe unter das Meer getaucht war, wenn auch, wenigstens in unseren Gegenden der

einstige Meeressaum nicht in gleicher Höhe und Deutlichkeit erhalten geblieben ist.

Was uns die Umgebung von Wien erkennen läßt, ist ein kleiner Teil einer Erscheinung von überkontinentaler Ausdehnung. Die Marken des Wasserspiegels an den Ufern des Kanals zwischen den Alpen und der böhmischen Masse und in der Bucht von Wien sind zugleich die Pegelmarken, welche die Schwankungen des Wasserstandes in weiten ozeanischen Räumen verzeichnen. Ablagerungen und Brandungsspuren zeigen, daß das miozäne Meer über ganz Norddeutschland, über die Räume zwischen den mitteldeutschen Gebirgen, über Nord- und Südfrankreich und Spanien und weit nach Vorderasien verbreitet war. Ja, auch von den atlantischen Inseln kennt man die deutlichen Spuren des marinen Hochstandes aus dieser Zeit und noch jenseits des atlantischen Ozeans, an der nordamerikanischen Küste, südlich von New York, erscheinen verwandte Bildungen mit ähnlichem Rhythmus der Schwankungen. Ich verzeichne hier nur Tatsachen und ich muß es mir versagen auf die Erwägungen über die möglichen Ursachen dieser Erscheinungen einzugehen (46).

Alle Versuche, die Gestaltung des Landes allein aus örtlichen Verlagerungen zu erklären, ohne Rücksicht auf die Auswirkungen erdumfassender Vorgänge, müssen unzulänglich bleiben.

Kalkalpine Hochflächen, Augensteine.

Treten wir nun ein in das Gebirge, das gerade hier mit anmutiger Lebendigkeit durch die rinnenden Gewässer in vielgestaltige Hügel und tief einschneidende Täler zerteilt wird.

Die höchsten Aufragungen unseres Gebietes sind anders geformt als die noch höheren Gipfelberge im Innern der Alpen und auch anders als die weiter im Westen noch höher ansteigenden Berge der kalkalpinen Zone. Sie haben keine Ähnlichkeit mit den gletscherumrahmten Felsentürmen des noch um tausend Meter höher aufragenden Dachsteines. Auf der Raxalpe und auf dem Schneeberge bewegt man sich in freier luftiger Höhe. Die anziehenden Schauer der steilen Abstürze gehören zur Umrahmung der Klötze. Rax und Schneeberg und auch die niedrigere Gahns werden als Plateaus bezeichnet und sind eigentlich bereits wellige Kuppenlandschaften (Karstlandschaften). Sie sind als Reste von älteren ausgedehnteren Landflächen anzusehen. Eine ältere, weit vorgeschrittene Abtragung, die den Schichtenbau durchschneidet, wurde durch die Vergletscherung zur Eiszeit nur in geringem Grade umgestaltet. Die Ausbildung des heutigen Talnetzes betreibt von unten her immer weiter vordringend die zunehmende Einengung und die allmähliche Aufarbeitung dieser sanft geböschten Flächen.

Die schroffen Wände an den Rändern der Hochflächen stehen in keiner Beziehung zu den sanften Muldungen auf den Höhen, sie durchschneiden sie in beliebigen Richtungen. Die Oberfläche ist Karstlandschaft, wie in anderen großen Kalkgebieten. Sie verschluckt das Wasser durch Spalten und Dolinen. Daher gibt es hier keine oberflächlichen Gerinne. Die Wasser treten in reichen Quellen an der wasserdichten Unterlage hervor und daher rührt der steile randliche Absturz.

Mit der Frage nach der Entstehung dieser Formen ist eine merkwürdige Gruppe von Vorkommnissen verknüpft, die schon früh, wenn auch spärlich bekannt, als merkwürdige Rätsel die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen haben, heute aber durch zahlreiche Forscher weiter verfolgt, als weit verbreitetes, fast allgemeines Merkmal der kalkalpinen Hochflächen erkannt worden sind. Es sind die sogenannten „Augensteine“, d. s. einzeln verstreute oder in Lagen oder auf Klüften gesammelte Gerölle; sie bestehen zum größten Teile aus Quarz und aus kristallinen Gesteinen, die der Grauwackenzone und dem Altkristallin der Zentralalpen entstammen. Es fehlen dagegen die Gesteine der Schieferhülle und die Gerölle des Tauernfensters. Die neueren Forschungen und die Zusammenfassungen von WINKLER (56) über den Gegenstand besagen folgendes: Die Augensteine sind zumeist sekundär verlagerte Reste von einstmals ausgedehnten Schotterfeldern, in Höhen bis über 2000 m (Gajdstein im Dachsteingebiet 2300 m), die durch rinnende Wässer von Zentralalpen her über die Kalkalpen gebreitet worden sind. Nach den Forschungen von GÖTZINGER (57), MACHATSCHEK (58), SÖLCH und and. stammen sie somit aus einer Zeit, in der die Tafel der Kalkalpen noch in größerem Zusammenhange erhalten und nicht durch die heutigen Steilabstürze und Längstäler von den Zentralalpen getrennt waren, die penninischen Gesteine des Tauernfensters waren damals noch vom Kristallin der ostalpinen Decken ganz oder größtenteils verhüllt.

Die gegenwärtige Oberfläche ist nicht die Fläche der ursprünglichen Schotterstreuung. Sie hat ebenfalls durch Abtrag einen Teil ihrer ursprünglichen Höhe eingebüßt. Die Schotter liegen fast stets auf sekundärer Lagerstelle, in Klüften, Dolinen oder auf bloßgelegten, ehemaligen Höhlenläufen: Nur an wenigen Stellen befinden sie sich noch an ihrer vermutlichen ersten Lagerstätte. Am Stöderzinken bei Gröbraing im Ennstale liegt in 1700 m das höchste Tertiärvorkommen der Ostalpen in Verbindung mit Augensteinen. Bei Hieflau im Ermstale liegt unter dem Almkogel in 1243 m über Bauxit und kohlenführenden Tonen ein mächtigeres Schotterpaket aus hauptsächlich kristallinen Gesteinen, das gegen O zu in ein ausgedehntes Augensteinfeld übergeht (WINKLER, 56).

Wie WINKLER gezeigt hat, sind die Augensteine sicherlich älter als Mittelmiozän; wahrscheinlich stehen sie in zeitlicher Beziehung mit dem im Unterinntale in den Kalkalpen eingeklemmten Tertiär, das von SCHLOSSER der aquitanischen Stufe, also dem tiefsten Miozän zugeteilt wird

Die alpinen Längstäler.

Zur Zeit, als die Augensteinschotter über kalkalpines Gebiet ausgestreut wurden, gab es noch nicht die Reihe der Längstäler, — Enns, Salzach, Inn —, die zu einer fortlaufenden Tiefenlinie vereinigt, Kalk- und Zentralalpen voneinander scheiden. Die Kalktafel hat sich damals weiter nach Süden erstreckt und ebenso die unter ihr fortlaufende Grauwackenzone, der die Hauptmasse der Augensteinschotter entstammt. Man wird sich die allmähliche Abräumung des Kalktafel ähnlich vorstellen können, wie sie sich am Rande der schwäbischen Alb, allerdings unter viel einfacheren Verhältnissen und in sehr verminderten Abmessungen vollzieht. Die Kalktafel der Alb steigt gegenwärtig von der Donau her an bis zur Seehöhe von mehr als 1000 m. Einst war sie noch höher

und über den ganzen Schwarzwald hin ausgedehnt. Die ältesten Flüsse folgten auch hier der Neigung der Tafel und streuten Gerölle des auf den Höhen bloßgelegten Grundgebirges darüber hin.

Die gegenwärtigen vom Schwarzwalde herkommenden Flüsse durchbrechen den ausgezackten Rand der Kalktafel und vereinigen sich im steilwandigen Durchbruchstale der Donau. Ähnlich gestaltet, doch großartiger angelegt, mochte zur älteren Miozänzeit der Rand der Kalkalpen gegen die Zentralalpen gewesen sein. Zahlreiche Folgeflüsse mögen ihn gequert haben. An der dem Schwarzwalde zugewendeten Grenze der schwäbischen Juratafel wird die Entwicklung regelrechter dem Tafelrande angeschlossener Unterfolge (subsequenter) Flüsse gestört, da auch der häufige Wechsel von Schichten ungleichen Widerstandes im Lias und im Dogger mitbestimmend wird für die Richtung der Wasserläufe und die Folgeflüsse zerrissen werden durch die von beiden Seiten, vom rheinischen Flußsystem und von dem der Donau vom Norden und vom Süden her, eingreifende Anzapfung.

Nach ähnlichem Plane, aber in unvergleichlich großartigerem Maßstabe, mag die Wegräumung der mächtigen kalkalpinen Tafel von der paläozoischen und kristallinischen Unterlage während der aquitanischen Zeit vollzogen worden sein. Die mit der sinkenden Erosionsbasis im späteren Tertiär immer tiefer in das Innere des Gebirges hinabsinkende Entwässerung, von der das weitverbreitete Höhlennetz Zeugnis gibt, mag an der Ausbildung der großen Durchbruchstäler der Flüsse Enns, Salach, Salzach und Inn beteiligt gewesen sein. Dafür sprechen auch die steilen und engen, schluchtähnlichen Talquerschnitte der Enns im Gesäuse und der Salzach bei den Salzachhöfen. Wie verwickelt sich der Vorgang im einzelnen gestalten kann, lehren die Ausführungen von SPENGLER über die Durchbrüche des Trauntales und des Gosautales (89).

Die Anzapfung von Norden her und damit die Teilung der ursprünglich einheitlichen Enns—Salzach-Furche geschah, wie MACHATSCHEK (58) zeigte, im Pliozän. Seinen Darlegungen kann man auch entnehmen, welche wechsellvollen Schicksale die große Längstalfurche seit ihrer ersten Anlage im Untermiozän durchgemacht hat, und wie sie unter wiederholten staffelförmigen Hebungen oder Senkungen der Erosionsbasis immer mehr in den Bereich der Grauwackenzone verschoben und zugleich immer tiefer eingesenkt worden ist. Auch hierin wird man die Auswirkungen regionalgeologischen Geschehens zu erblicken haben.

Miozäne Braunkohlen.

Mit der Wegräumung der kalkalpinen Decke bis an den Steilrand nach der Augensteinzeit war Raum geschaffen worden für die Seenbildungen auf zentralalpinem Untergrunde und die Ablagerung der jungtertiären Kohlen. Diese Kohlen sind sicherlich jünger als die untermiozänen Schotter, deren Reste in den Unebenheiten der randlich unterwaschenen Kalktafel der Zerstörung entgangen sind. Hierher gehören die Vorkommnisse von Schauerleiten bei Pitten, von Krumbach am Wechselstock, von Steinach-Irdning und Wörtschach, bei Radstadt und bei Wagrein an der Wasserscheide zwischen Enns und Salzach, ferner die Kette der Tertiärbecken der Mur-Mürzfurche. Die Ablagerungen sind fast durchweg steilgestellt und zwischen kristallinischen Gesteinen eingeklemmt; sie er-

weisen damit die Fortdauer der Gebirgsbildung im Körper der Zentralalpen.

Recht deutlich erhellt den Gang der Ereignisse die von SPENGLER (59) gegebene Beschreibung des Aflenzer Beckens. Man wird jedoch nicht annehmen dürfen, daß die kohlenführenden Schiefertone und Konglomerate dieses Beckens ursprünglich in der gleichen Höhe mit den Schottern der Kalkhochfläche abgelagert und erst später abgesunken wären. Sie liegen auf Gesteinen der Grauwackenzone und sind offenbar vor dem Fuße der hochragenden kalkalpinen Randstaffel abgesetzt worden. Die Grundkonglomerate bei Döriach enthalten in den tieferen Lagen hauptsächlich Werfener Schiefer; in den höheren Lagen herrschen große Blöcke von Triaskalk. Die vordringenden Brandungswellen des Süßwassersees haben zuerst den Werfener Schiefer der Talmulde angegriffen und dann die Wände von Triaskalk unterspült. Die Säugetierreste von Göriach (*Mastodon tapiroides* u. a.) unterstützen die Einreihung dieser Schichten in die helvetische Stufe.

Meeresanstieg und Brandung im Torton.

Die Seenflächen waren das Vorspiel der kommenden Meerestransgression. Nur an den Rändern des Gebirges wurden sie von dem ansteigenden miozänen Meere völlig überwältigt. Enorme Mengen von Brandungsschutt sind als Sinnersdorfer Konglomerat am Südrande der Buckligen Welt und im steirischen Becken bei Friedberg und im Landseer Becken ausgebreitet. Auwaldschotter heißen sie in den östlichen Ausläufern des Rosaliengebirges.

Wie ich mich auf Spaziergängen in Begleitung von Herrn WALDMANN überzeugen konnte, entspricht die Mengung bei Siegraben im Rosaliengebirge der ganzen Serie der kalkalpinen und Grauwackengesteine, darunter Semmering-Quarzite, Gloggnitzer Forellenstein, helle Triaskalke, Hallstädter und Adneter Kalke, lichte Jurakalke u. a. Die großblockigen ungeordneten Massen, die weithin den Osthang des Rosaliengebirges begleiten, können keine lange Förderung in Flußläufen mitgemacht haben. Es scheint mir viel wahrscheinlicher, daß hier noch losgelöste südliche Reste der kalkalpinen Decken und von Grauwackengesteinen der Meeresbrandung zum Opfer gefallen sind, und daß sie im mehrfach ausholendem und nachlassendem Angriffe der Wellen gesammelt und im Küstenschutt angehäuft worden sind. Blöcke von Kopfgröße und Rucksackgröße besitzen mäßig unregelmäßige, wenig abgerundete und etwas geglättete Formen. Aber auch die Hauptmasse von faustgroßen und kleineren Trümmern zeigt kugelig gerundete Gestalten. Stücke mit der Geschiebeform von Flußschottern sind sehr in der Minderzahl oder fehlen vollkommen. Die nach Größe und Stoff sehr mannigfaltige Mengung der Stücke ist kennzeichnend für wandernden Brandungsschutt.

Die Grobschotter sind gewiß nicht Ablagerungen eines einheitlichen Flußdeltas und es ist auch schwer zu denken, daß eine Kette von Gießbächen den Hang mit einem so gleichmäßigen und lückenlosen Geröllmantel hätte überziehen können. Ein Teil der Grobschotter wurde noch tektonisch eingeklemmt, ein Teil geht in freier Anlagerung allmählich über in die auflagernden Sedimente des tieferen Meeres. An mehreren Stellen greifen die Schotter diskordant über die Süßwassertone. Man kann

daraus ersehen, daß allein schon dieser Abschnitt des Jungmiozän eine wechselreiche Folge von Ereignissen umfaßt.

Die Fossilien in dem mit Schotter durchschichteten Grobsande von Forchtenau und Mattersburg gestatten keinen Zweifel über die Zugehörigkeit dieser Schichtreihen zur jüngeren Abteilung des Miozän zur helvetischen oder tortonischen Stufe. Mit dem Anstieg des Wasserspiegels verschwindet der Schutt und weicht bei Walbersdorf, Marz und Rohrbach der Schlierfazies eines tieferen aber nicht allzu landfernen Meeres.

Es ist die Zeit, in der sich das Wiener Becken füllt mit den gleichförmigen tonigen Sedimenten des Badener Tegels und in der das kalkalpine Gehänge und ihm gegenüber das Leithagebirge von den hellen Strandkalken, Algenkalken und Konglomeraten der Leithakalkbildungen umsäumt werden. Der Tegel ist wenigstens 500 m mächtig; unweit vom Rande bei Liesing ist in einer Bohrung von 410 m Tiefe seine Unterlage noch nicht erreicht worden.

Höhe der Aufschüttung im Sarmat.

Eine länger andauernde Unterbrechung des Absatzes trennt scharf die brakischen Bildungen des sarmatischen Sees von den marinen Sedimenten. Neue beträchtliche Lagen von Sanden und Tegeln werden den alten zugefügt. Die im Wiener Stadtgebiet unweit des Beckenrandes erbohrten Mächtigkeiten bleiben unter 200 m. Über die ebene Fläche dieser Anschüttungen, namentlich gegen Süden über den Rand des Rossalengebirges bis an den Fuß des Leithagebirges und bis in die Nähe von Ödenburg haben die Flüsse ihre Schotter ausgebreitet. Es sind echte Flußschotter, die nicht den Grobschottern des Mittelmiozän gleichen, und für die das Überwiegen von kalkalpinen Trümmern und die Beimengung von flyschartigen Geröllen und Trümmern von miozänem Sandstein bezeichnend ist. Nach WINKLERS Angabe wurzelte der breite Schotterfächer im Triestingtale und gehörte einer Urtriesting an. Die höchsten Punkte, die das Sarmatikum heute erreicht (Marzer Kogel, 386 m) stellen gewiß nicht das Maximum der Aufschüttung dar. Es wird nicht leicht abzuschätzen sein, um wieviel die Landschaft schon vor der pontischen Zeit und späterhin erniedrigt worden ist. Es läßt sich schwer sagen, welche Umrisse die Oberflächengestalt des Landes besessen hat, zu einer Zeit, als der Ort des gegenwärtigen Wien tief unter der Erde vergraben war. Auch das benachbarte Gebirge muß seither einen Großteil seiner einstigen Höhe eingebüßt haben, wir können kaum erraten, welchen Bahnen die Entwässerung auf der damaligen durchaus höher gelegenen Oberfläche gefolgt haben mochte. Die Flyschgerölle deuten auf eine Entwässerung aus der Flyschzone quer durch die Kalkalpen, wie sie heute in kleinerem Maßstabe von der Schwechat bei Baden wiederholt wird.

Tiefe des pontischen Beckens.

Eine noch viel ausgiebigere Trockenlegung trennt die Absätze des pontischen Sees von denen des sarmatischen Binnenmeeres. Die ungleichförmige Auflagerung der pontischen Schichten ist an vielen Stellen wahrzunehmen und die Ausräumung der sarmatischen Schichten

hat in dem Gebiete zwischen dem Gebirgsabhange bei Wien und den Hügeln südlich von Wiener Neustadt Platz geschaffen für die neuerliche mächtige Füllung mit Sanden und Tegeln. Bei Potschach unweit von Gloggnitz reichen diese Sedimente bis auf 600 m Meereshöhe. Im Innern des Beckens haben Bohrungen Mächtigkeiten von mehr als 600 m durchsunken. Die Bohrungen auf Kohlenwasserstoffe im ungarisch-kroatischen Becken haben gelehrt, daß in den flachen Falten pannonische Schichten mit einer Mächtigkeit von mehr als 1000 m, stellenweise auch 2000 m, enthalten sind und daß man dort mit einer Gesamtmächtigkeit des Neogens von 4000—5000 m zu rechnen hat. (PAVAI VAJNA, 81.) Überdies aber muß die allgemeine Erosionsbasis zeitweise tiefer gelegen haben als heute. In der ersten Hälfte des Pliozän war ja auch der gesamte Spiegel des Mittelmeeres bedeutend abgesenkt. Überflutete Uferwälder und in Buchten gesammeltes Schwemmholz haben in Zeiten von Spiegelschwankungen, hier, so wie in den meisten Randbuchten der pannonischen Seenbildungen in Ungarn, den Stoff geliefert für die häufigen Lignitflöze. Das bedeutsamste ist das von Zillingsdorf und Neufeld südöstlich von Wien mit etwa 10 m Mächtigkeit. Es sinkt allmählich nordwestwärts gegen die Mitte des Beckens und liegt bei Lanzendorf schon in 150 m Tiefe (PETRASCHECK, 75).

Flußschotter.

Noch während der jüngeren Tertiärzeit verschwinden die zusammenhängenden Wasserflächen völlig aus dem Gebiete des Wiener Beckens und den Abschluß der wiederholt unterbrochenen Aufschüttung bilden Flußschotter. Der vieldeutige Name „Belvedere-Schotter“ wird nun nach dem Vorschlage von SCHAFFER durch den Namen „Laaerbergschotter“ (nach dem Laaer Berge bei Wien) ersetzt, wo diese Schotter in einer Seehöhe von 260 m gelegen sind. Trotz der Nähe der Kalkalpen enthalten diese Schotter verhältnismäßig wenige Gerölle kalkalpiner Herkunft, und nur eine wenig größere Menge von Flyschtrümmern. Die weitaus überwiegende Menge aber, nach SCHAFFER 96%, sind Gerölle von lichtem Quarz, die ebenso, wie eine Anzahl von kristallinen Gesteinen dem böhmischen Grundgebirge entstammen (66, S. 103). Vom Rande der böhmischen Masse und von weiter her wurden diese durch Gerinne vertragen, die nichts zu tun haben mit dem gegenwärtigen Laufe der Donau. Man darf annehmen, daß sie den Schottermassen entnommen worden sind, deren Reste noch gegenwärtig weithin bis in die Gegenden nördlich und westlich von Brünn und bis auf Höhen von 500 m und mehr über die Rumpfflächen des böhmischen Grundgebirges ausgestreut sind. Auch gegenwärtig besteht das örtliche, unverfrachtete Trümmerwerk vieler Gneise und Schiefer dieser Gegenden aus massenhaften Quarzstücken, zumeist Trümmern von Gängen und Adern, die durch Verwitterung an Ort und Stelle aus dem Muttergestein befreit worden sind.

Postpontische Ausräumung, Brandungsplatten mit epigenetischen Tälern vor dem Altland.

Die Bildung der Flußschotter leitet hinüber in die Zeit der andauernden Ausräumung. Dieser Vorgang, begleitet von der tiefer einschneiden-

den Erosion im härteren Gestein, beherrscht von nun an die Gestaltung der Landschaft. Der Abtragung und Ausräumung verdankt die Landschaft viele der feineren Züge der Skulptur, die im zeitlichen Nahbilde hervortreten. Eine großzügige Abstufung der Abhänge ist in verschiedenen Abschnitten des Geländes ungleich deutlich wahrzunehmen, doch entgeht sie in keinem dem aufmerksamen Blick.

Diese Abstufungen sind nicht durchaus von derselben Entstehung und von gleichem Alter. Sie gruppieren sich anders an den Rändern des alten Vorlandes der böhmischen Masse als an den Abhängen des inneralpinen Wiener Beckens.

Den östlichen Rand der böhmischen Masse umsäumen die erwähnten schotterüberstreuten Rumpfflächen. Mit wechselnden Breiten reichen sie bis auf Höhen um einiges über 500 m. Darüber erhebt sich mit deutlicher Abstufung ein gebirgiges Altland, das im Jauerling und im Ostrong nördlich der Donau bis auf 900 und 1000 m ansteigt. Nach HASSINGERS Erklärung gewahrt man hier die höchste von einer Reihe ehemaliger Brandungsplatten des miozänen Meeres. Diese kennzeichnende Stufe umsäumt den ganzen Rand der böhmischen Masse bis über die March—Oder-Wasserscheide bei Weißkirchen hinaus, einschließlich der östlichen Vorberge der Karpathen und erreicht selbst die Abhänge gegen die große schlesische Ebene.

Diese Fläche ist eine große Hochwasserstandsmarke des miozänen Meeres. Dem Sinken des Meeresspiegels folgte zunächst die Abräumung der lockeren Sedimente bis auf das harte Felsgerüst. Die über dem entblößten Meeresboden dahinpendelnden Flüsse wurden, sobald sie den harten Fels erreicht hatten, in diesem festgehalten. Die Abräumung der das Grundgebirge umlagernden Sedimente mußte auf die im härteren Gestein festgehaltenen Flußläufe ebenso wirken, wie eine beschleunigte Senkung der Erosionsbasis, welche die Flüsse mit steilerem Gefälle rückschneidend einzuholen trachten mußten.

So entstanden die engen Felsentäler der Krems und des Kamp und weiter im Norden außerhalb unseres Gebirges die noch großartigern Talengen der Thaya, der Oslawa und der Schwarzawa. Daneben wurden ältere, breitere Talanlagen aus vormiozäner Zeit neuerdings wieder bloßgelegt; sie fallen nur ausnahmsweise zusammen mit den gegenwärtigen Talzügen.

Beiläufig in der Höhe von 500 m trifft man auch allenthalben auf den Übergang von den engeren, jüngeren, sogenannten epigenetischen Talfruchen in die breiter angelegten, vormiozänen Talböden. Das gleiche scheint für die Täler der deutschen Mittelgebirge ganz allgemein zu gelten und ich möchte an die Kollegen aus dem Deutschen Reiche die Bitte richten, darauf zu achten, in welchem Grade der Beständigkeit die Erscheinung einer Talweitung in Höhen über 500 m dort wiederkehrt.

In großen eindrucksvollen Zügen offenbart sich der Gegensatz zwischen dem Altlande und dem vom miozänen Meere abgehobelten Saume der böhmischen Masse bei einem Vergleich zwischen den Landschaftsbildern des Bayerischen Waldes und des niederösterreichischen Waldviertels; dort die breiten offenen Täler überragt von runden Kuppen mit annähernder Gipfelgleichheit, hier wahre Rumpfflächen mit sanften Bodenwellen und ziemlich scharf ab-

gekanteten Engtälern, deren Gerinne in den epigenetischen Zwangsmäandern, zwischen dem grünen Gleithang und dem oft felsigen Prallhang hin und her pendelnd, ihr Bett nur mehr langsam vertiefen.

Donaudurchbruch in der Wachau und am Bisamberge.

Noch fehlt uns eine in allen Umständen befriedigend geklärte Entstehungsgeschichte des vielgepriesenen Durchbruchtales der Wachau, das die Donau in der Strecke vom Felsen unter dem Stifte Melk bis zur Stadt Krems im Grundgebirge festhält. Es scheint aber, daß die von A. PENCK (61) im Jahre 1903 gegebene Erklärung im wesentlichen Recht behalten wird. Während der Tertiärzeit war das Gebiet der gegenwärtigen Niederungen im Alpenvorlande bis auf etwa 500 m Seehöhe durch Sedimente aufgefüllt worden. Vielleicht war damals, so wie später im Diluvium, von den Alpen her verschwemmter Schutt daran beteiligt, die Donau nach Norden bis an den Rand des Massives zu drängen, so daß sie gezwungen wurde, ihr Bett auf den langen Strecken, zwischen Ansbach und Passau, bei Linz und zwischen Grein und Ybbs in das Grundgebirge einzutiefen. Eine sicher epigenetische Talstrecke dieser Art ist auch der obere Teil des Wachautales, der zwischen Melk und Spitz nördliche und nordöstliche Richtung einhält. Das ergibt sich schon aus den Geländeformen und aus der Gestaltung der Seitentäler. Hochmoore umgeben die breite Kuppe des Jauerling (959) im Norden der Donau bis auf eine Höhe von 550 m. Hier, in dem Gebiete, das von der miozänen Transgression nicht erreicht worden war, bewegen sich die Bäche in den breiten Talmulden des vollen Altlandes. Ebenso verhält sich das höhere Gelände am anderen Ufer um den Mühlberg (622) im Dunkelsteiner Walde. Aber wie in den ganzen östlichen Randgebieten der böhmischen Masse werden die Bäche auch hier in etwa 500 m an einer deutlichen Staffel in ein Engtal hinabgezogen und mit besonders steilem Abfalle streben sie von hier an zur Tiefe, um den kräftigeren Tiefenschurf des Haupttales einzuholen. Bemerkenswert ist auch die verkehrte Epigenesis des Pielachtales und der benachbarten Täler, die aus der tertiären Niederung kommend, erst in der Lochau und dann unmittelbar vor der Mündung in den Hauptfluß unterhalb Melk das Grundgebirge durchqueren. Auch diese Talformen können nur aus der Verbindung mit der Epigenesis des Hauptflusses verstanden werden (HÖDL 64, 65).

Bei Spitz aber, 30 m über Strome, und in der Nähe von Stein, nahe dem Ausgange des Wachautales, sind tertiäre Sande und Tegel nachgewiesen worden (BAYER 84, SCHAFFER 62). Zugleich öffnet sich das Tal und nach allen Anzeichen fließt die Donau von hier an, in der unteren Wachau, in einer vortertiären und neuerlich ausgeräumten Rinne. Sie ist die Fortsetzung eines alten mit Schotter angefüllten Talzuges, der in gerader Linie nördlich vom Ostrong (1060) und vom Jauerling über Pöggstall und Raundorf zur Talöffnung von Spitz verläuft.

Es ist kein Grund dafür vorhanden, eine andere Art der Entstehung für den breiten Durchbruch der Donau anzunehmen, mit dem sie das Nordwestende der Flyschzone, den Bisamberg, abtrennt von Leopoldsberge. Der Bisamberg und der Leopoldsberg tragen Schotterkappen in Höhen von 360 m, die in Zusammenhang zu bringen sein werden mit den von den Rändern der böhmischen Masse her über das Becken nördlich

Donau auslaufenden Schotterfeldern. Das ist die Mindesthöhe, die wir dem Flusse zugestehen müssen, der die Bildung des Donautales eingeleitet hat.

Pontische Brandungsstufen und postpontische Ausräumung.

Am Eingang in das inneralpine Becken, jenseits des vom Bisamberge gebildeten Vorgebirges und am Hange quer über den epigenetischen Durchbruch der Donau gegen den Leopoldsberg und den Kahlenberg, ändert sich das Bild der Stufenlandschaft. Das ist nicht allein bedingt durch die andere stoffliche Beschaffenheit des Geländes, der Sandsteine, die weniger befähigt sind breit ausgebaute Abstufungen dauernd festzuhalten. Die Spuren der marinen Brandung laufen wohl auch hier die ganze Küste entlang; deutlicher Brandungsschutt liegt am Bisamberge und an seinen Abhängen. Leithakalk haftet am Hange des Kahlenberges und an vielen Stellen des kalkalpinen Abhanges bei Baden und darüber hinaus. Die Schotterflächen und Gerölle auf der Höhe des Bisamberges und des Leopoldsberges werden den Schottern gleichzustellen sein, die verschiedene Rückzugsstufen des miozänen Meeres auf den Brandungsplatten am Rande des böhmischen Grundgebirges begleiten. Auf die von GÖTZINGER am äußeren Rande wahrgenommenen Abstufungen wurde oben hingewiesen.

Aber am Rande des Wiener Beckens treten neue Marken dazu, die jünger und mit deutlicheren Umrissen erhalten geblieben sind. Die miozänen Abstufungen im außeralpinen Becken waren durch das ansteigende Meer erzeugt und später wieder durch Ausräumung bloßgelegt worden. Zu den Abstufungen im inneralpinen Becken gehören vor allem die Brandungsplatten, die der pontische See an seinen Küsten zurückgelassen hat. Durch sie mögen ältere Stufen, die außeralpinen Brandungsplatten entsprechen, verwischt worden sein.

Was am Rande des inneralpinen Beckens verzeichnet ist, sind durchweg Rückzugsstufen. Eine höhere Gruppe wird durch die erwähnten Brandungsplatten gebildet. Eine zweite Abteilung ist nicht durch Wellenschlag, sondern durch Ausräumung und Schotterstreuung der über ihrem Alluvialbette hin und her pendelnden Flüsse geschaffen worden und wie sie heute in den Schotterebenen der Donau und der March in Ausbildung begriffen sind. Diese Abstufungen bedeuten Zeiten gesteigerten Gefälles der Flüsse und der Ausräumung, die zwischen Zeiten gleichbleibenden Gefälles mit Schotterstreuung und Einebnung eingeschaltet sind. Sie hängen zusammen mit ungleichförmigen Absenkungen der Erosionsbasis jenseits der ungarischen Ebene und jenseits des Eisernen Tores.

Es würde zu weit führen, hier näher einzugehen auf die zuerst von HASSINGER (44) entworfene Gliederung der Terrassen. Nur auf die bedeutenderen Stufen sei hier hingewiesen.

SW von Baden werden Einebnungen in Höhen bis 540 m hierher gerechnet. Deutlicher und breiter entwickelt sind die Abstufungen in 465—480 m. Die Höhen am Hardt bei Gloggnitz und Teile der Buckligen Welt scheinen sich ihnen anzuschließen. Die Abstufungen in 340—370 m entsprechen etwa der breitesten Entwicklung und den Hauptgebieten der

Schotterflächen am Rande der böhmischen Masse von Niederösterreich bis in die Gegend von Brünn. Hier, im außeralpinen Gebiet, muß man diese Stufen dem miozänen Meere zuschreiben, da sie ohne Unterbrechung über die Wasserscheide von Weißkirchen und bis an den Rand der schlesischen Ebene zu verfolgen sind (HASSINGER 45). Aber die schöne Terrasse am Richartshofe bei Gumpoldskirchen und die übrigen Stufen am Beckenrande werden der Brandung des pontischen Sees zugeschrieben. Kobenzl oberhalb Wien 383 (233 über der Donau), Burgstall (315).

Mit der Laaerberg-Terrasse in 260 m (100 m über der Donau) beginnt eine Reihe der fluviatilen Ausräumungsflächen. Ihre Reste finden sich noch außerhalb des südlich von Wien gelegenen Laaerberges, und zwar auf der Türkenschanze und in den höheren Bezirken im Westen der Stadt. Ihr folgt in 215 (55) m die Arsenalterrasse und in 180 (30) m eine schwächere Abstufung. In 172 (12—15) m liegt die Stadterrasse, die als älterer Deckenschotter gedeutet wird, und in 164 (2—4) m als unterste Stufe, die Praterterrasse, die als Vertretung der diluvialen Niederterrasse angesehen wird.

Der Eichkogel und die Ausräumungsebene des Wiener Beckens.

Das Wiener Becken in seiner heutigen Gestalt ist eine Ausräumungsebene. Am Abhange des Aninger tritt die viel besprochene Kuppe des Eichkogels bei Mödling als ein kleines, aber auffälliges Vorgebirge mit 366 m S. H. hinaus in die Ebene, deren flache Wellen nicht 190 m S. H. erreichen.

Den Eichkogel krönt eine Kuppe von pontischem Süßwasserkalk; über einer Wechsellagerung von Konglomeraten, feinen Brekzien, Sanden und Tegeln des älteren, folgen Brekzien und neuerliche Tegelsande des jüngeren Pontikums (KÜPPER und BOBIES 71). Mögen, wie KÜPPER und BOBIES meinen, hier in einer Bucht, deren Nordflanke nun an einem OW-Bruche unter das heutige Stadtgebiet von Mödling versunken ist, besondere Ablagerungen gesammelt und in einer geschützten Lage von der Abtragung bewahrt worden sein, mögen auch hier, gemäß der Meinung der genannten Beobachter, spätere Hebung und Schrägstellung der Eichkogelscholle an der Formung des Hügels beteiligt sein, im wesentlichen ist der Eichkogel doch, wie neuerdings auch WINKLER betont hat (55), ein Erosionsrelikt. Man wird die Kuppe als einen Zeugen der einstmals sicherlich höheren Auffüllung des Beckens auffassen dürfen. Neben anderen Umständen war es der widerstandsfähigere Kalk, der sie von der sonst gleichmäßigen Abtragung geschützt hat.

Gleiches bewirkten in viel großartigeren Abmessungen die Basaltkuppen im Vorlande des Bakonyer Waldes in Ungarn. Auch sie sind Zeugen der einstigen höheren Lage der pontischen pannonischen Oberfläche. Die basaltischen Ergüsse liegen hier allenthalben auf einem ebenen Sockel von pontischem Sande, dessen Oberfläche in einer absoluten Höhe von 250 und in einer relativen Höhe von 150 m über der gegenwärtigen pontischen Oberfläche gelegen ist. Unter den Basaltdecken der Kab-hegy im Bakonyer Walde erreichen die pontischen Sande sogar eine S. H. von 400 m. Es kann nicht anders sein, in der langen Zeit

seit dem älteren Pontikum, und während des Diluviums, konnte das Wiener Becken unmöglich seine ursprüngliche Höhe bewahrt haben. Ihr Schicksal muß das gleiche gewesen sein, wie das der jungtertiären — mediterranen, sarmatischen und pontischen — Ablagerungen der weiten pannonischen Ebene, die ihre gegenwärtige Oberfläche einer großzügigen Ausräumung durch fließendes Wasser verdanken. Klar ersichtlich ist die Rolle der einebnenden Ausräumung in den von PETRASCHECK (75) und von FRIEDL (74) gegebenen Profilen des Wiener Beckens. Die Oberfläche durchschneidet die flachen Einmündungen des jüngeren Pontikums, der etwa 300 m mächtigen sogenannten Paludinensande und hat im O bei Moosbrunn, Schwadorf und Rauchenwarth noch die jüngsten auflagernden Lappen von Süßwasserkalk nicht gänzlich entfernt. Nicht nur die sehr flachen Aufwölbungen im Jungtertiär, die Dome von Schwadorf und von Lanzendorf, auch die großen Verwerfungen, der große Bruch von Leopoldsdorf, dem PETRASCHECK eine Sprunghöhe gibt von 540 m, bleiben an der Oberfläche unsichtbar, und mit ausgedehnter Abtragung rechnen ja auch die älteren Querschnitte durch das Becken, die am Westrande unter dem Pontikum das Sarmat und darunter die marinen Schichten hervortreten lassen. Man darf vermuten, daß hier, wie im pannonischen Becken die Oberfläche um einige hundert Meter erniedrigt worden ist, und es bleibt unbekannt, welcherlei Ablagerungen der letzten wechselnden Verlandungen und Überflutungen hier verlorengegangen sein mögen.

So erblicken wir in den Abstufungen des Wiener Bodens, so seicht und so wenig auffällig sie auch sein mögen im Vergleich zur Höhe der benachbarten Gebirge, dennoch die Zeugen von Vorgängen, die großartig zu nennen sind, wegen ihrer Ausdehnung über ungeheure Flächen. Und doch erkennen wir sie, wenn wir die Vorgänge der Gebirgsbildung und den Entwicklungsgang der Formationen in der Vergangenheit überschauen, zu kleinen Einzelheiten des allernächsten Vordergrundes im geologischen Geschehen, zu den feinsten Rippels auf dem Rücken der allernächsten Welle vor unseren Augen eines zum unabsehbaren Wogenmeere in der Ferne sich dehnenden Ozeans.

Jüngste Bewegungen, Verstellungen der Brandungsplatten, Verwerfungen und flache Gewölbe im Wiener Becken.

Wir haben zu fragen, welchen Anteil noch jüngere Gebirgsbewegungen an der Ausbildung der gegenwärtigen Umrisse genommen haben.

Bei genauerem Zusehen mehren sich die Anzeichen einer Fortdauer dieser Bewegungen, sie geben uns zugleich ein Mittel in die Hand, das Ausmaß dieser Bewegungen abzuschätzen. Hierher gehören die von BOBIES und KÜPPER (71) kürzlich nachgewiesenen Verschiebungen der pontischen Brandungsplatten am Fuße des Anninger. Dazu kommen Überschiebungen von kalkalpinen Schollen über marinem Tertiär, das in die vormiozäne Bucht wesentlich vom Anninger eingedrungen war. Verschiebungen einzelner Schollen des Raxblockes gegeneinander hat LICHTENECKER (78) nachgewiesen.

Eine Fortdauer des eigentlichen Deckenschubes ist im Gebiete der Kalkalpen nicht zu erwarten; denn schon im älteren Miozän hatte die

Erosion Zeit genug gehabt, die vorgeschobenen kalkalpinen Decken von ihrer Wurzel im Süden loszulösen. Die Kalkalpen ruhen als freie Schale auf fremdem Untergrunde.

Bewegungen im tieferen Untergrunde können leicht eine Verstellung einzelner Blöcke in dem arg zerklüfteten Gebirge bewirken.

Aber auch die jungen Ablagerungen im Innern des Beckens sind nicht unbewegt geblieben. Nach den Forschungen von PETRASCHECK (75) und FRIEDL (74) lassen sich innerhalb des Beckens Verwerfungen mit Sprunghöhen von 600 bis 700 m an steilen Bruchflächen mit welligem Verlaufe aus der Gegend von Leobersdorf bis an die mährische Grenze bei Lundenburg verfolgen. Ihr entspricht ein Bruch vor dem gegenüberliegenden Rande, der über die March und in geringer Entfernung vom Abhange des Leithagebirges nach Wiener Neustadt verläuft. Allerdings begegnet die Vorstellung Schwierigkeiten, daß eine junge Schichtfolge von dieser Mächtigkeit durch Senkung von oben in diese Lage gebracht werden konnte. Man müßte annehmen, daß der östliche Flügel eine so bedeutende Hebung von unten her erfahren hat, oder daß die westliche Schichtenanlagerung während der Senkung allmählich aufgefüllt worden ist. Die Achse einer sehr flachen Aufwölbung verläuft durch die Mitte des Beckens nach Egbell in Mähren. Die Neigungswinkel überschreiten nirgends 10°. Auf diesem flachen Rücken befinden sich auch die äußerst flachen Dome von Schwadorf und von Lanzendorf, die auf physikalischem Wege gelegentlich der Schürfungen nach Petroleum nachgewiesen worden sind.

Die ausgiebigeren vertikalen Verschiebungen müßten älter sein als die Einebnung des Beckens, denn sie machen sich kaum mehr auf der gegenwärtigen Oberfläche bemerkbar.

Was die Oberfläche darbietet, die Schollenverschiebungen in den Kalkklötzen, die Verstellungen und Verbiegungen der Brandungsplatten, die Verwerfungen in der Sedimentfüllung des Beckens und deren langsame und andauernde Zusammenpressung geschehen, wie man annehmen darf, durch Übertragung der Bewegungen eines tiefer gelegenen starren Körpers auf die lockerer gefügte Decke.

Der Geologe, der mit dem allgemeinen Bauplan der Alpen vertraut ist, wird die Annahme billigen, daß eine Reibungsfläche zwischen der vorwärtigen Scholle im Süden, d. i. der ostalpinen Decken, und dem ortständigen Untergrund, d. i. die Zone des Semmering, des Leithagebirges und der kleinen Karpathen, gelegen sei.

Gegen Süden, im Grazer Becken und ferner in den Karawanken und in den Südalpen erreichen die Bewegungen ein größeres Ausmaß. In den Savefalten sind noch sarmatische Schichten lebhaft mitbewegt worden. Über bedeutende junge Hebungen und Schwellungen in der Koralpe und in den Nachbargebieten, die unabhängig sind von den Savefalten, haben WINKLER und KIESLINGER berichtet, die miozäne Schichtfolge ist dort bis auf 2100 m gehoben.

Nach WINKLERS Darstellung kommt die Fortdauer der tektonischen Bewegung bis in die jüngste Zeit auf steirischem Gebiete auch in der postpontischen Bruchtektonik und in der Gestaltung des Talnetzes zum Ausdruck. (49, 53, 54.)

Gegen Norden werden die Anzeichen der jungen Bewegungen immer unbedeutender, und was wir nördlich des Semmering an jungen Bewegungen wahrnehmen können, ist anscheinend nur eine sekundäre Auswirkung des Vorschubes der großen kristallinischen Decken, der sich auf den weiter vortretenden Untergrund überträgt. Das genügt, um uns zu überzeugen, daß der Vorschub der Dinariden gegen die böhmische Masse, der die Alpen geschaffen hat, noch nicht zum Stillstande gelangt ist. Obwohl diese Anzeichen äußerst schwach sind im Vergleich zu dem tektonischen Riesenbau der geologischen Vergangenheit, möchte ich es doch nicht wagen mit Sicherheit zu entscheiden, ob die Gesamtbewegung im Abflauen begriffen oder zeitweise verlagert ist, oder mit verändertem Gleichmaße so wie in der Vergangenheit auch in der Gegenwart wirksam ist; denn es fehlt uns ein sicherer Maßstab um die Geschehnisse der allernächsten und der entfernteren geologischen Vergangenheit gegeneinander abzuwägen.

Frage der jungen Gesamthebung des Alpenkörpers.

Eine jugendliche Hebung des gesamten Alpenkörpers scheint mir aber nicht mit der Sicherheit festgestellt, wie sie von den meisten und auch von führenden Geologen und Geographen angenommen wird. Sie beruht vor allem auf der Voraussetzung, daß die Kalkalpen zur Zeit der Augensteinschotter oder zur Zeit der Raxlandschaft, oder vielleicht noch später, völlig oder nahezu eingeebnet oder wenigstens zu einer Mittelgebirgslandschaft erniedrigt waren; und daß sie ihre gegenwärtige Erhebung über den Meeresspiegel und ihre gegenwärtigen Umrisse einer erst nach Abschluß der Faltung erfolgten und von ihr unabhängigen, epirogenetischen oder isostatischen Hebung verdanken.

Die zackigen Grate und die spitzen Hörner zwischen steilwandigen Karen sind als Kennzeichen der jungen Vereisung den höher aufragenden Teilen der Alpen vorbehalten. In dem zum Ostrande allmählich absinkenden Anteile der Kalkalpen sind die Reste einer älteren Landoberfläche in größerem Zusammenhange erhalten geblieben; nur spärliche Kare und Nischen sind in die sanften Rundformen der „Raxlandschaft“ (LICHTENECKER 78) eingefügt, die durch das gegenwärtige Flußnetz von unten her bis auf verhältnismäßig wenig ausgedehnte Reste aufgearbeitet worden ist. Sie war keineswegs eine Ebene oder Fastebene. SPENGLER (59) und GÖTZINGER geben ihr Höhenunterschiede von 1000—1500 m. In unbekannter Höhe über ihr war einst die Landschaft der Augensteinschotter gelegen. Nun finden sich diese Schotter fast nur auf sekundärer Lagerstätte in Spalten und Dolinen der Raxlandschaft. Da die Augensteinschotter aquitanischen Alters sind, fällt die Ausbildung der Raxlandschaft in die Zeiten der burdigalischen bis helvetischen Überflutungen, die Meereshöhen von wenigstens 500 m erreicht haben. Damals war auch die Erosionsbasis viel weiter entfernt von den Quellgebieten der Flüsse; das Wiener Becken war damals noch nicht vorhanden und die zusammenhängende Gebirgsmasse war weithin nach Osten ausgedehnt. Schon dieser Umstand allein kann die Höhenlage alter Talstücke verständlich machen, ohne daß für sie der volle Hebungsbetrag über den gegenwärtigen Talausgang zu fordern wäre.

Sicherlich war vor der Ausbildung der Raxlandschaft noch eine überlagernde Gesteinsmasse von unbekannter Mächtigkeit entfernt worden. Die zumeist annähernd schwebende Lagerung der Grenzflächen zwischen den einzelnen alpinen Decken und zwischen den Schichtstufen, aus denen sie bestehen, läßt vermuten, daß bereits bei diesem Abtragungsvorgang eine Stufenbildung durch selektive Erosion eingetreten war.

Die Neigung der Kalkgebiete, ausgeglichenes Relief durch Verkarstung festzuhalten, scheint auch hier zum Ausdruck zu kommen. In den kristallinen Zentralalpen kann ein ähnlich scharfer Gegensatz zwischen Hochfläche und Talgehänge nicht zur Entwicklung gelangen. Hier mag auch HETTNER'S Ansicht zu berücksichtigen sein, daß zur Entscheidung der Frage nach dem vorglazialen Relief der Alpen vor allem tropische, unvereiste Gebirge zum Vergleich heranzuziehen wären, in denen schroffe Gipfelformen überhaupt nicht auftreten. (79.)

Da die flözführenden Süßwasserbildungen, mit denen die jungtertiäre Schichtfolge beginnt, unweit südlich vom Kalkalpenrande dem Grundgebirge auflagern, muß damals schon die Kalkmasse bis hierher abgeräumt und der bloßgelegte Untergrund landfest gewesen sein. Die ausgewalzten Decken der Penniden und der Grisoniden tauchen allenthalben mit gleichbleibender Regelmäßigkeit nordwärts unter den Steilabfall der Kalkalpen. An der Grenze zwischen beiden Gesteinsgruppen befindet sich keine Verwerfung und kein sonstiges Anzeichen einer vertikalen Verschiebung. Seit dem älteren Miozän kann der Höhenunterschied zwischen dem Kristallin und den auflagernden Kalkalpen nur verringert und nicht erhöht worden sein. Da die Kalkalpen und die Zentralalpen seit dem Miozän in festgefügtter Überlagerung miteinander verbunden geblieben sind, konnten nur beide zugleich gesenkt oder gehoben worden sein. Ein Nieder-tauchen der Kalkalpen bis nahe an den Meeresspiegel konnte nicht geschehen ohne gleichzeitige Überflutung der unmittelbar anschließenden Grauwackenzone. Man findet aber kein Anzeichen dafür, daß in diesem Gebiete das miozäne Meer jemals den Fuß der Kalkalpen erreicht hätte.

Die Lagerungsverhältnisse widersprechen somit einer der aquitanischen Augensteinzeit unmittelbar anzuschließenden Hebung; aber auch in der späteren Folge der Ereignisse ist kein Platz zu finden, an dem die angenommene allgemeine Hebung der Kalkalpen einzuschalten wäre.

Das Ausmaß aller nachpontischen Vertikalbewegungen kann mit voller Deutlichkeit an den Verstellungen der pontischen Brandungsplatten am Rande des Wiener Beckens abgelesen werden. Nach den Untersuchungen von KÜPPER und BOBIES ist es in den bescheidenen Grenzen von örtlichen Verlagerungen geblieben (71).

Die Brandungswelle des über den helvetischen Braunkohlen vordringenden Meeres hat die Hänge eines hochragenden Gebirges bespült; sie hat noch ausliegende Reste der Kalkalpen von zentralalpinem Untergrunde abgeräumt. (S. Seite 216.) Nur ein großer Gebirgskörper war imstande, die weit ausgedehnten und mächtigen Massen von Geröllen und sonstigen Ablagerungen des Ostrand des Zentralalpen zu liefern. Die Umformung der Augensteinlandschaft zur Raxlandschaft mochte einen Großteil des Stoffes geliefert haben für die ausgedehnten Schuttfächer, die vorwiegend im Sarmat in das Tiefland vorgeschoben und später größtenteils wieder entfernt worden sind. Zugleich mit der Ausräumung des

Vorlandes und der Eintiefung des epigenetischen Talnetzes erfolgte die Aufzehrung der Raxlandschaft. Verhältnismäßig klein sind ihre auf den Kalkklötzen verbliebenen Reste. Zu ihrer Erhaltung mag die Verkarstung des Gebietes beigetragen haben. (LICHTENECKER 1925, 77, S. 740.)

Wie mancherlei schwer zu überschauende Zwischenfälle mögen den Ausbau aufeinanderfolgender Talkurven und damit den Ausbau der regelmäßigen Taltreppe und des Schachtelreliefs abgelenkt haben von der geradlinigen Bahn, die ihr die einfache Deduktion vorschreiben will. Gesteinswiderstände bewirken vorübergehende Verzögerungen des flußaufwärts wandernden Gefällbruches; Enthauptungen und Ablenkungen verändern die Wassermenge der Gerinne usw. Das Aufwärtswandern mehrerer aufeinanderfolgender Gefällsverteilungen kann durch aufeinanderfolgende Ausräumungsphasen vom Gebirgsrande her eingeleitet werden.

Welche von den Brandungsplatten der Umrahmung des Wiener Beckens dem Torton und welche dem Pontikum zuzuschreiben sind, darüber konnte noch keine ungeteilte Meinung gewonnen werden und auch besonders sachkundige Forscher haben ihre diesbezüglichen Anschauungen gewechselt. Sicher ist, daß die höheren Flächen (über 390 m) im außer-alpinen Gebiete am Rande der böhmischen Masse nur tortonischen Alters sein können, da sie, wie insbesondere HASSINGER gezeigt hat, über die Wasserscheide von Weißkirchen bis an den Rand der schlesischen Ebene zu verfolgen sind (45). Mit „bemerkenswertem Parallelismus zum heutigen Meeresspiegel“ erstrecken sie sich über ein Gebiet, das weit außerhalb des Bereiches der pontischen Seenbildung gelegen war. (F. E. STÜSS, 46, S. 379.)

KÜPPER hielt zuerst die Großformen in 330—380 m am Ostrande des Anninger für pontisch, da sie angeblich eine auflagernde sarmatische Tasche durchschneiden. BOBIES deutet dieses Vorkommen als einen an Brüchen versenkten helvetischen Rest und kehrt zur früheren Annahme eines helvetischen oder tortonischen Alters der Einebnungsfläche zurück (72).

Mag auch die von BOBIES angenommene junge Schrägstellung der Anninger Scholle und die Hebung ihrer nördlichen Kante um etwa 100 m zu Recht bestehen, mögen auch die Ränder des Gaadener Beckens mit den Resten der Brandungsplatten noch tektonische Verschiebungen bis über 100 m erlitten haben, so bleibt hier doch kein Platz für sarmatische oder postsarmatische Hebungen, die in der Gestaltung des Gebirges zum Ausdruck käme.

In diesem Zusammenhange verdient auch die schöne Studie von G. ROTHE-FUCHS (80) über das Leithagebirge besondere Beachtung. Der breite und niedrige Rücken von parautochthonem Kristallin, der in die tektonische Zone des Semmering und der Kleinen Karpathen gehört und die Verbindung herstellt zwischen diesen beiden Gebirgen, ist nach den Angaben der Verfasserin ein „Terrassengebirge“. An seinen Hängen werden 16 umlaufende Abstufungen unterschieden; die Stufen 1—4, oberhalb 420 m, werden dem mediterranen Meere, die Stufen 5—10 dem pontischen See und die untersten Stufen dem levantinischen See und der jüngsten Ausräumung bis auf den heutigen Neusiedler See zugeschrieben. Die Einreihung der höchsten Stufen in das

marine Miozän wird durch einleuchtende Gründe unterstützt. Oberhalb 420 m S. H. ist noch die miozäne Rumpflandschaft (Brandungsplatte) mit geringen Böschungen und Hochmooren und Resten einer marinen Schotterstreuung erhalten geblieben. Schärfer gegliedert sind die unterhalb 260 m gelegenen pontischen Stufen. Bis hierher reichen auch die Überreste verlassener Talstrecken mit mediterraner Schotterfüllung.

Die abgesonderte, wenig gegliederte Masse kristallinischer Gesteine war besser geeignet die Brandungsmarken aufzubewahren als der aus weicheren Gesteinen bunter zusammengefügte Alpenrand. Die größte Erhebung des Leithagebirges, der Sonnenberg (480 m), erreicht nicht die dem Hochstande des miozänen Meeres entsprechende Seehöhe und auch nicht die höchsten Höhen der in Mitteleuropa weitverbreiteten miozänen Verschüttung. Auch diese breite Bodenschwelle war vermutlich wiederholt völlig zugedeckt und in den Zeiten sinkenden Meeresspiegels durch Abräumung der lockeren Sedimentdecke wiederholt bloßgelegt worden. Diese Vorgänge beherrschen die einfachere Epigenesis der von der breiten Wasserscheide nach beiden Seiten abströmenden Gerinne. Nur die tiefere Abräumung und die neuerliche Zuschüttung zwischen dem Sarmat und dem Pont sind in der Talgeschichte deutlicher abgebildet; aber nichts deutet auf jungtertiäre oder spätere Verbiegungen oder Verschiebungen an Brüchen.

Höchst bemerkenswert ist die Übereinstimmung der Hauptstufen mit denen des gegenüberliegenden Alpenrandes; wie sie von ROTH-FUCHS dargelegt wird. Was für das Leithagebirge gilt, muß auch für ihn gelten, und es folgert hieraus von neuem, daß auch das kalkalpine Randgebirge seit dem Jungtertiär von keiner das Ganze umfassenden, hebenden oder senkenden Bewegung ergriffen worden ist.

Diese Überlegungen scheinen mir eindeutiger als die auf die Höhenlage alpiner Landflächen gegründeten Annahmen. Wohl ist für die von verschiedenen Beobachtern, MACHATSCHEK, KLEBELSBERG, LEHMANN, GÖTZINGER u. a., weit in das Innere der Alpen verfolgten hochgelegenen Talböden kaum eine andere Erklärung zu finden, als die einer der Talbildung nachfolgenden Reihe von Hebungen. Die Augensteinfläche kann aber nur geringen Anteil gehabt haben an diesen Hebungen, deren Hauptbetrag weiter zurückliegen muß als die Loslösung der Augensteinfläche von ihrem Zufuhrgebiete in vortortonischer Zeit.

Im Rücken der Anninger Scholle greift die tertiäre Ausfüllung der Bucht von Gaaden tief ein in das Kalkgebirge. Zu unterst liegen Brekzien mit marinen Tegeln und sandigen Tönen des Helvet; die auflagernden Schotter des Torton greifen über die Beckenfüllung hinaus. An den Rändern des Beckens sind nach der Darstellung von BOBIES beträchtliche tektonische Verschiebungen wahrzunehmen. Ob das Becken, wie ich anzunehmen geneigt bin, in seinen Hauptumrissen durch vorhelvetische Tektonik und vorhelvetische Erosion geschaffen und bereitgestellt war zur Aufnahme der jungmediterranen Sedimente, oder ob die Sedimente einer posttektonischen Versenkung ihre Erhaltung verdanken, ist nicht wesentlich für die Frage der postmiozänen Hebung des Gebirges. Die gegenwärtige Geländemulde von Gaaden ist ohne Zweifel ein Werk der jung- oder nachtertiären Ausräumung. Die Entwässerung vollzieht sich durch den schönen epigenetischen Durchbruch der Klausen bei Mödling.

Auf seinem Wege zu dieser felsigen Talenge im Hauptdolomit quert der Mödlingbach in der Hinterbrühl noch eine andere Talweitung, sie verdankt ihre Entstehung der Ausräumung weicher Einlagerungen von höherem Alter, der Gosaumergel und der Werfener Schiefer, die in der Hinterbrühl an der Überschiebungsfläche zwischen der Lunzer und der Ötscher Decke aneinander gebracht worden sind. Es besteht die Möglichkeit, daß die Gaadener Mulde im wesentlichen durch Erneuerung eines vortertiären Reliefs entstanden ist; die Hinterbrühl hat aber trotz ihrer sanfteren Umrisse in bezug auf das Verhältnis der heutigen zur vormiozänen Geländegestalt, als epigenetisches Durchbruchstal zu gelten. Die „nachtastende Erosion“ (Krmbs) macht keinen Unterschied zwischen weichen Einlagerungen von ungleichem Alter und ungleicher tektonischer Stellung; sie verbindet die aus ungleichartigem Grunde ausgehobenen Hohlformen. Der beherrschende Vorgang bei der Bildung der Geländeformen war auch hier die nachmiozäne, ausräumende und epigenetische Erosion, von demselben Stile und von dem gleichen Ausmaße wie die an den Rändern der böhmischen Masse und von ihr nur unterschieden die Art der Auswirkung in dem anderen Stoffe.

Löß- und Talungleichseitigkeit.

Ziemlich leer läuft die Erdgeschichte in unserem Gebiete während der wechsellvollen Zeit des Diluviums, der Zeit, in der die Hochalpen durch wiederholte Vergletscherungen ihr gegenwärtiges Gepräge erhalten haben. Die zackigen Gipfel und Hörner, die scharfen Grate und die steilwandigen Kaare, die versteilten Talhänge mit den Klammen und Wasserfällen, die Seenbecken im kahlen Hochgebirge, ebenso wie die freundlich umrahmten Wasserflächen der tiefer gelegenen Talstrecken und auch die mächtige Schotterüberstreuung des nördlichen Vorlandes der Alpen sind durchaus Wirkungen der wiederholten Gletscherbedeckung. Gegen Osten mit der Absenkung der Gebirgskämme hat auch die Vergletscherung abgenommen. Rax und Schneeberg haben zwar noch Eiskappen getragen, sie haben aber nur vereinzelte Kaarnischen dort zurückgelassen und es war nicht zur Entwicklung eigentlicher Talgletscher gekommen. Der stärkere Zerfall des Gebirges und die reichlichere Schuttführung macht sich noch bemerkbar in der Ausbreitung eines flachen Schotterfächers, des Steinfeldes, über den südlichen Teil der Abtragsfläche im Wiener Becken.

Ein Zeugnis der trockenen und Steppenphase im Diluvium ist die Haut des vom Winde vertragenen Staubes, der als Löß, ebenso wie den größten Teil von Mitteleuropa, auch hier die ebenen Flächen und insbesondere die im damaligen Windschatten gelegenen gegen Ost und gegen Süd geneigten Abhänge überkleidet. Durch diese Art der Verbreitung unterstützt er und erklärt zugleich die deutlich ausgeprägte Einseitigkeit der Täler, die ebenso an den Abhängen des Grundgebirges nördlich der Donau wie im inneralpinen Hügellande mit bemerkenswerter Gesetzmäßigkeit bis in die kleinsten Windungen und Verzweigungen des Talnetzes verfolgt werden kann. Mit seiner Fähigkeit, senkrechte Wände zu bilden, mit seiner lockeren Beschaffenheit, welche die Ausfurchung tiefer Hohlwege begünstigt, gehört er zu den kennzeichnenden Motiven der niederösterreichischen Landschaft.

Schlußbemerkung.

Von dem, was das Augenblicksbild aus dem ewig fließenden Wandel der äußeren Erdgestalt am Alpenende bei Wien erschauen läßt, sei hier einiges besonders hervorgehoben, das für das gestaltende Geschehen auf der Erde allgemeine und grundsätzliche Bedeutung besitzt.

Abgesehen von der dünnen Lößhaut, besteht der gesamte Körper der Landschaft außerhalb der böhmischen Masse nur aus mehr oder weniger verlagerten Sedimenten aus wässrigem Mittel. In ihrer Gesamtheit wurden sie über eine recht ungleichmäßige Unterlage, über ungleiche und auch unbeständige Tiefen ausgebreitet. Was sie als Dokumente der Vergangenheit zu bieten vermögen, ist mager und lückenhaft im Verhältnis zu dem Zeitraume, den sie umfassen.

Man betrachte z. B. die Schichtfolge der Flyschzone. Wenn auch vielleicht ihre Mächtigkeit mehr als tausend Meter betragen mag, so ist sie doch nur spärlicher Rückstand und ein kümmerlicher Zeuge von all dem, was sich hier in der Zeit vom Neokom bis zum Oligozän ereignet haben mag; in einem Zeitraume, in dem ein Großteil der Entwicklung der Saurierstämme und der Ausbau aller Hauptstämme der Säugetiere und das Werden und Verschwinden einer ganzen Reihe von großen und selbständig ausgebauten Nebenzweigen Platz gefunden hat. Da die Häufung der einzelnen, meist recht grobsandigen Stufen nicht allzu langsam geschehen konnte, muß der in der Schichtfolge nicht vertretene Zeitraum, im großen ebenso wie im örtlichen Profile, unvergleichlich umfassender gewesen sein, als die Zustände über die ein Bericht in den Sedimenten aufbewahrt worden ist. Die Amerikaner, insbesondere BARRELL und SCHUCHERT (96) suchen diese Unterbrechungen der konkordanten Schichtfolge oder „Diastemen“ für die Abschätzung geologischer Zeiten zu verwerten; dabei wird ihnen vielleicht noch der volle gebührende Umfang zugestanden. Durch die rasche Schüttung mußten die Fassungsräume unzählige Male aufgefüllt und damit die Sedimentation zum Stillstande gebracht worden sein; unzählige Male mochte der Schutt umgeschwemmt und zu erneuter Sedimentation verwendet worden sein, so daß die wenigen deutlich gesonderten Faziestypen und Stufen, die der Flysch nun umfaßt, nur einen Rückstand der im unaufhörlichen Kommen und Gehen der Meere immer wieder umgelagerten Massen darstellen, der gleichsam durch Zufall einer neuerlichen Verschwemmung entgangen ist.

Ähnliche Grundsätze, aber mit viel weiter ausgreifenden Abwandlungen gelten auch für die Deutung der gesamten alpinen Schichtfolge. Auch hier wird die Stärke der einzelnen Schichten hauptsächlich bestimmt durch den Fassungsraum des Beckens bei einem gewissen Wasserstande. Die landnahen Räume sind nicht nur zumeist seichter, sie empfangen auch eine reichlichere Zufuhr von festen Stoffen; jede Strandverschiebung wird von der Sedimentation rascher eingeholt. Unterbrechungen der Sedimentation sind hier deshalb häufiger und ausgiebiger und die nicht allzu küstenferne Schichtfolge ist bestimmter und reichlicher gegliedert.

Aber die Bankung des Dachsteinkalkes lehrt, daß auch der Anstieg des Wasserspiegels im landfernen Meere so langsam geschah, daß die anschwellende organische Aufschüttung ihn immer wieder einholen konnte

und dann zu zeitweiligem Stillstande gezwungen war. Ausfüllungsstillstand ist eine verbreitete Ursache der Gliederung und auch der Lückenhaftigkeit der Schichtfolgen.

Dem Chronisten der geologischen Vergangenheit stand gleichsam zeitweise nur eine allzu beschränkte Fläche zur Verfügung für seine bald nur sehr unvollkommenen und flüchtigen, bald eingehenderen und zusammenhängenderen Aufzeichnungen. Um so bemerkenswerter ist der deutlich hervortretende Gleichschritt der großen, die weiteren Erdräume innerhalb und außerhalb der Faltungszonen umfassenden Ereignisse.

Unabhängig von den großen Transgressionen und Regressionen vollzieht sich das orogenetische Geschehen. Wenn man ihm auch einen ungleichmäßigen Fortschritt, mit zeitweiser Beschleunigung und zeitweisen Stillständen zugestehen wird, so vollzieht es sich doch im ganzen gleichmäßiger über ungeheure Zeiträume neben der in umfangreicheren Phasen wechselnden Geschichte der Meere. Die Wasserhülle bleibt der lebhafter bewegte Teil; von außen her eingreifend fügt sie die auffälligeren Zeitmarken in den Gang des orogenetischen Geschehens. Ältere allgemeinere oder örtliche Bloßlegungen, angezeigt durch gelegentliche Diskordanzen in der mesozoischen Schichtfolge, wurden durch die fortschreitende Faltung neuerdings überwältigt. Nur der letzte Eingriff, der der weltweiten Transgression der Oberkreide, bleibt in den Ablagerungen der Gosauformation deutlich abgehoben vom älteren Gebirgsbau.

Auch im Gebiete der alpinen Fazies gab es nur in den Zeiten des allgemeinen Meereshochstandes, zumal in der einstigen penninischen Vortiefe wahrhaft tiefes Meer. Die weiter ausgedehnten, relativ seichten Schelfsedimente haben vor allem den geeigneten Stoff geliefert zur Bildung der geschmeidigeren Decken und Falten. Ohne die mesozoische Auflagerung wäre der Aufschub ein „trockener“, eine „Charriage a sec“, nach der Bezeichnung von ARGAND, geblieben.

Das beherrschende tektonische Geschehen in dem Gebiete ist der seit dem frühen Mesozoikum andauernde Vorschub der Dinaridenscholle. Was die Abtragung während dieses ungeheuren Zeitraumes zu leisten vermochte, bezeugt die Schätzung von HEIM, nach der die Gesamtheit der über der heutigen Oberfläche ergänzten Deckenmasse eine Höhe von 40—50 km erreichen würde. Dennoch ist es fraglich, ob sich die Alpen hätten als Gebirge behaupten können, wenn sie nicht durch den isostatischen Auftrieb der ebenso mächtigen untergetauchten Deckengruppen in der Höhe der allgemeinen Gipfelflur erhalten würden.

Aber seit dem letzten Hochstande des Meeres im mittleren Miozän hat die Höhenlage des Gebirges kaum noch eine wesentliche Veränderung mehr erlitten. Die umgebenden Gebirge haben den Stoff geliefert für die Ausfüllung der über 1000 m tiefen Becken bis auf 500 m über dem heutigen Meeresspiegel. Was nachfolgte, ist im wesentlichen die Geschichte der gestaffelten Ausräumung.

Der großzügige tangentielle Deckenschub konnte nicht mehr auf die Kalkalpen einwirken, nachdem diese durch die Erosion zwischen Burdigal und Torton von den südalpinen Deckengruppen losgelöst worden waren. Wohl sind mancherlei bis in die jüngste Zeit andauernde Krustenbewegungen in den Alpen und in den Nachbargebieten festgestellt worden. (KÜPPER,

BOBIES, STINY, AMPFFERER, SÖLCH, KLÜPFEL.) Hierher gehören z. B. die Verstellungen der kalkalpinen Hochflächen an steilen Brüchen (LICHTENECKER). Ihre Mechanik wird leichter verständlich, wenn man wahrnimmt, daß die großen Kalkplatten bereits durch dichtgedrängte Klüftung in zahllose steilwandige Blöcke zerteilt sind, die in den mächtigen Werfener Schieferne eine weiche, jeder Verschiebung leicht nachgebende Unterlage besitzen. Als Verlagerungen ähnlicher Art werden die Verstellungen der Brandungsplatten am Beckenrande anzusehen sein. Noch in der jungtertiären Beckenfüllung gibt es Verwerfungen von ziemlicher Sprunghöhe und äußerst flache Aufwölbungen (s. Seite 223). Es mag sich bestätigen, daß auch die geringen Änderungen des Schichtfallens nicht ohne Einfluß bleiben auf den Lauf der dauernden Gerinne (PAVAI VAJNA, 82). In unseren Gegenden wurden aber die Talformen vor allem durch vorherrschenden nordwestlichen Wind und durch Anlagerung des Löß im Schatten der diluvialen Nordwestwinde bestimmt und erhielten durch sie einen asymmetrischen Querschnitt. Die Einzelheiten der Epigenesis und der Entwicklung des Schachtelreliefs durch abwechselnde Bloßlegung und Verschüttung, durch abwechselnd beschleunigte und gehemmte Erosion im Sinne von KLÜPFEL (83), ihre vermutete Beeinflussung durch die jüngsten Bewegungen u. a. mag der örtlichen Forschung der Morphologen und der geographischen Deduktion überlassen bleiben; denn der Einfluß dieser Vorgänge auf die Umrisse der Landschaft verschwindet neben der Auswirkung des lange andauernden Hauptgeschehens, nämlich der durch das Zurückweichen des fernen Meeresspiegels bedingten allgemeinen Senkung der Erosionsbasis. Indem sie den Abtrag der miozänen Hülle veranlaßt, verschmälert sich der trennende Saum zwischen dem alten Rumpf der böhmischen Masse und den Hügelreihen und Felsenkämmen der Alpen. Oft beschrieben wurde, wie die „Aufdeckung“ oder „Exhumierung“ der alten Formen Hand in Hand geht mit dem Versinken der Wasserläufe in die epigenetischen Engtäler. An den Rändern der kristallinischen böhmischen Masse werden die miozänen Brandungsplatten und die offeneren, vormiozänen Talweitungen wieder ans Licht gebracht. In den weniger dichtgefügten Alpen hat die „nachtastende“ Erosion reichlichere Gelegenheit, in den Gebirgskörper selbst einzugreifen und die tektonischen Hauptrichtungen zur Geltung zu bringen; aber auch dort wirkt eine gleichsam „fehltaastende“ Erosion, wo die Gerinne ihre Laufrichtungen ohne Rücksicht auf den Schichtenbau behaupten und selbst die neu geschaffenen Ausräumungsfurchen im eigentlichen Alpenkörper überqueren. An den Rändern der Alpen werden sie ebenso wie an den Rändern der böhmischen Masse durch die rasche Abräumung des umrahmenden, weicheren Tertiär zur beschleunigteren Eintiefung in die Engtäler und Durchbrüche gezwungen. Aus der gleichartigen Einwirkung auf die einander gegenüberstehenden so ungleichartigen großtektonischen Einheiten, auf den alten Rumpf und auf die junge Kette, erhellt besonders klar die Selbständigkeit einer Gruppe von Vorgängen, die vielleicht in allen Landschaften der Erde auf irgendeine besondere Weise wahrzunehmen sind; sei es in den Anzeichen von einstigem Meereshochstande im Innern der Länder und seinem späteren Zurückweichen, sei es in der Höhenlage alter Talstufen, die, wie in Schottland und Skandinavien, selbst die diluviale Vereisung überdauert haben können, sei es in den Bran-

dungsplatten, die alle Küsten der gegenwärtigen Meere umsäumen. Welche immer ihre noch nicht geklärten Ursachen sein mögen, Verlagerungen der Pole, Wanderungen der Kontinente, eustatische Bewegungen oder Veränderungen der Wassermengen auf der Erde, sie bestimmen vor allem die Einzelheiten, sowie die großen Züge des Aufbaues der die Erde umgebenden Schichtmassen seit der entlegendsten geologischen Vergangenheit und beeinflussen nicht nur unmittelbar durch Zuschüttung, sondern auch mittelbar, durch Verlagerung der Erosionsbasis die Formung der Landschaft. Mit fast ruhelosem Auf und Nieder begleiten sie das an bestimmte Zonen gebundene und gleichmäßiger andauernde orogenetische Geschehen.

L I T E R A T U R.

1. A. HEIM, Die Gipfelflur der Alpen, Neujahrsbl., herausgeg. Nat.-Ges. in Zürich, 129. Stück, 1927.
2. H. P. CORNELIUS, Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung, Geol. Rundschau XVI, 1925, S. 370.
3. JOLAND, Esquisse tectonique de l'Atlas. Congr. Geol., Liège, 1922, S. 873.
4. K. LEUCHS, Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen, Geol. Rundschau XVII, 1926, S. 151.
5. —, Neue Probleme der Alpengeologie. Senckenbergiana, Frankfurt a. M., VII, 1925, S. 137.
- 5a. Lithogenetische Untersuchungen in den Kalkalpen, Centralbl. f. Min., 1925, Abt. B, S. 213.
6. K. LEUCHS und H. UDLUFT, Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. Senckenbergiana, Frankfurt a. M., VIII, 1926, S. 174.
7. C. F. KOLDEBUP, Hornelens devonfeld. Bergens Museums Aarbok 1926 Naturvidenskab. Raekke Nr. 6, S. 41 (engl. summary S. 55).
- 7a. —, Das Old Red im westlichen Norwegen. Fennia 50, Helsingfors 1928, Nr. 23, S. 14.
8. A. W. GRABAU in BAILEY WILLIS und ROLLIN D. SALISBURY, Outlines of geol. history with especial reference to North America, Chicago 1910, S. 52.
9. K. LEUCHS, Über Einflüsse der Triasriffe auf die Lias-Sedimentation in den nördlichen Kalkalpen. Senckenbergiana, Frankfurt a. M. VII, 1925, S. 147.
10. E. SPENGLER, Über die von H. STILLE in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. Centralbl. Min. 1927, Abt. B, S. 138.
11. L. KOBER, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat.-Kl., Bd. 88, 1912, S. 360.
12. —, Geologie der Landschaft um Wien. Wien, Springer 1926.
13. —, Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Mitt. geol. Ges., Wien IV, 1911, S. 63.
14. K. BODEN, Das Flyschgebiet zwischen Isar und Loisach bei Tölz in Oberbayern, Geogn. Jahresh. München, 38, 1925.
15. G. GÖTZINGER, Über neue Vorkommnisse von exotischen Blöcken im Wiener Wald. Verhandl. geol. Reichsanst. 1906, S. 297.
16. —, Das Alpenrandprofil von Königstetten. Allg. österr. Chemiker- u. Techniker-Zeitung, 43, Wien 1925, S. 126.
17. —, Der neue Granitklippenblock am Flyschrande bei Neulengbach, ein geologisches Naturdenkmal. Verhandl. geol. Bundesanst., 1926, S. 199.
18. —, Die Kristallintrümmer im Wienerwaldflysch bei der Paunzen bei Purkersdorf. Das. 1927, S. 1.
19. —, Aufnahmebericht über die Aufnahme auf Blatt Baden—Neulengbach. Das. 1928, S. 51.
20. G. GÖTZINGER und H. VETTERS, Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogel. Jahrb. geol. Bundesanst., LXXIV, 1924, S. 1.
21. K. FRIEDL, Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. Mittlgn. Geol. Ges., Wien XIII, 1920.

22. K. FRIEDL, Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verhandl. geol. Bundesanst. 1922, S. 133.
23. —, Über die Beziehungen der nordalpinen zur karpathischen Flyschzone. Das. 1922, S. 72.
24. H. VETTERS, Zur Altersfrage der Braunkohlen von Starzing und Hagenau bei Neulengbach. Das. 1922, S. 115.
25. —, Über geologische Beobachtungen im Wiesenbachtale bei St. Veit an der Gölsen und einige Gedanken über den Bau der benachbarten Flyschzone. Jahrb. Geol. Bundesanst. **77**, 1927, S. 265.
26. F. TRAUTH, Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mittlg. Geol. Ges., Wien XIV, 1921, S. 105.
27. V. UHLIG, Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **116**, 1907, S. 871.
28. O. KÜHN, Ein Danienvorkommen in Niederösterreich. Mitteilg. Geol. Ges. Wien, XIX, 1926, S. 37.
29. V. KOHN, Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. Mitteilg. Geol. Ges. Wien, IV, 1911, S. 117.
30. G. GÖTZINGER, Neue Beobachtungen zur Geologie des Waschberges bei Stockerau. Verhandl. Geol. Bundesanst. 1913, S. 438.
31. W. PETRASCHECK, Zur Frage des Waschbergzuges und der alpin-karpathischen Klippen. Verhandl. Geol. Reichsanst. 1914, S. 146.
32. A. SCHIENER, Neue Beobachtungen im Gebiete des Waschbergzuges. Das. 1928, S. 229.
33. W. PETRASCHECK, Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrand. Jhrb. Geol. Staatsanst. LXX, 1920, S. 254.
34. C. W. KOCKEL, Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mittlg. Geol. Ges. Wien, XV, 1922, S. 63.
35. W. PETRASCHECK, Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. Jahresber. Oberrhein. geol. Ver., N. F. XI, 1922, S. 15.
36. L. KRUMBECK, Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. Verhandl. geol. Bundesanst. 1923, S. 86.
37. W. DEL-NEGRO, Zur Alpinsynthese. Geol. Rundschau XIX., 1928, S. 493.
38. G. GÖTZINGER, Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. PENCKs Geogr. Abh. IX/1, 1907, S. 94.
39. O. LEHMANN, Die Talbildung durch Schuttgerinne. Festband A. PENCK, Bibliothek geogr. Handbücher, Stuttgart 1918, S. 47.
40. J. STREMMER, Die roten und grünen Farben einiger toniger und tonartiger Sedimente, N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. **57**, Abt. A, 1928, S. 895.
41. A. SPITZ, Der Höllesteinzug bei Wien. Mitteilg. Geol. Ges. Wien III, 1910, S. 351.
42. —, Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach, Das. XII, 1919, S. 1.
43. F. E. SUSS, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischem Grundgebirge. Berlin, BORNTRÄGER, 1926.
44. H. HASSINGER, Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seiner Umrandung. Festband A. PENCK, Bibliothek geogr. Handbücher, Stuttgart 1918, S. 160.
45. —, Die mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. Abh. Geogr. Ges., Wien XI, 1914.
46. F. E. SUSS, Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere. Geol. Rundschau, XI, 1920, S. 144, 249, 361.
47. A. WINKLER, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzgeber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Bd. **132**, 1923, S. 343.
48. —, Die Lagerungsverhältnisse im Steinbruche des Rauchstallbrunn-Grabens bei Baden. Verhandl. geol. Bundesanst. 1925, S. 72.
49. —, Das Abbild der jungen Krustenbewegungen im Talnetz des steirischen Tertiärbeckens. Diese Ztschr. **78**, S. 503.
50. —, Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. Jahrb. Geol. Bundesanst. **77**, 1927, S. 393.

51. A. WINKLER, Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geol. Rundschau XII, 1926, S. 36, 195, 291.
52. —, Die morphologische Entwicklung des steirischen Beckens in der jüngeren Tertiärzeit, Mitteilg. geogr. Ges., **69**, 1927, S. 282.
53. —, Zur Morphologie des Ostalpenrandes, Z. Geomorphologie, II, 1927, S. 178.
54. —, Über die Zusammenhänge zwischen geologischer und geomorphologischer Gebirgsentwicklung am Südostende der Zentralalpen im Jungtertiär. Z. Ges. Erdkunde, Berlin 1928, S. 316.
55. —, Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Centralbl. Min. 1928, S. 66, 161, 251.
56. —, Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Bd. 137, Math.-nat. Kl. 1928, S. 183.
57. G. GÖTZINGER, Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochplateaus. Verhandl. geol. Reichsanst. 1915, S. 281.
58. F. MACHATSCHEK, Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, I, Hft. 4, Berlin 1922.
59. E. SPENGLER, Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. Z. Geomorphologie, II, 1926, S. 21.
60. —, Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau, XIX, 1928, S. 1.
61. A. PENCK, Das Durchbruchstal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. Führer Internat. Geol. Kongreß, Wien 1903.
62. F. X. SCHAFFER, Das prämiocäne Donautal in Österreich. Zentrbl. Min. 1927, B, S. 265.
63. E. NOWACK, Studien am Südrande der böhmischen Masse, Verh. d. geol. B. A. 1921, S. 37.
64. R. HÖDL, Das untere Pielachtal. Festschr. Gymnasium VIII, Bez. Wien, 1901.
65. —, Die epigenetischen Täler im Unterlaufe der Flüsse Ybbs, Erlauf, Melk und Man, Jahresber. d. Staatsgymn., VIII. Bez. 1904.
66. F. X. SCHAFFER, Geologische Geschichte und Bau der Umgebung von Wien. F. DEUTICKE, Wien 1927.
67. —, Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiete der Stadt Wien. Mitlg. geogr. Ges. Wien, 1902, S. 325.
68. —, Neue Forschungen in den alten Terrassen des Donaugebietes. Das. 1908, S. 57.
69. H. KÜPPER, Das Anningergebiet. Verhandl. Geol. Bundesanst. 1926, S. 63.
70. —, Zur Auflösung von Morphologie und Tektonik an Rande des Wiener Beckens. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Abt. 1, Bd. 138, 1927, S. 1.
71. H. KÜPPER und O. A. BOBIES, Das Tertiär am Ostrande des Anningers. Jhrb. geol. Bundesanst., Bd. **77**, 1927, S. 1.
72. C. A. BOBIES, Das Gaadener Becken. Mitlg. Geol. Ges. Wien, XIX, 1926, S. 41
73. St. RICHARZ, Der Eichkogel bei Mödling und seine nähere Umgebung. Jhrb. Geol. Staatsanst., Bd. **71**, 1921, S. 51.
74. K. FRIEDL, Über die jüngsten Erdölforschungen im Wiener Becken. Z. „Petroleum“, Wien 1927, S. 1—52.
75. W. PETRASCHECK, Der geologische Bau des Wiener Beckens. Berg. u. Hüttenmänn. Jhrb., Bd. **69/70**, 1921/22, Hft. 4.
76. H. v. BÖCKH, Einige Bemerkungen über das Vorkommen fossiler Kohlenwasserstoffe in der Marchniederung und in der großen ungarischen Tiefebene. Z. internat. Ver. Bohringenieur u. Bohrtechniker, 1914, Nr. 5.
77. N. LICHTENECKER, Das Bewegungsbild der Ostalpen. Naturwissenschaften, Berlin, **13**. 1925, S. 739.
78. —, Die Rax, Geogr. Jahresber. aus Österreich, Bd. **13**, Wien 1926, S. 150.
79. A. HETTNER, Die Oberflächenformen des Festlandes. TEUBNER, Berlin 1928.
80. G. ROTH-FUCHS, Erklärende Beschreibung der Formen des Leithagebirges. Geogr. Jahresber. aus Österr., XIII, 1926, S. 29.
81. F. VON PAVAI VAJNA, Die wissenschaftlichen Ergebnisse der ungarischen Kohlenwasserstoff-Forschungen. Z. Petroleum, Berlin-Wien, XXIII 1927.

82. F. VON PAVAI VAJNA, Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. *Földtani Közlöny*, **55**, 1925, S. 282.
83. W. KLÜPFEL, Über Reliefmorphologie und zyklische Landschaftsgeneration. *Geol. Rundschau XVII*, 1926, S. 401.
84. J. BAYER, Entdeckung von Ablagerungen der I. Mediterranstufe in der Wachau. *Verhandl. geol. Bundesanst.* 1927, S. 107.
85. F. X. SCHAFFER, Das Alter der Schotter der Bisambergterrasse. *Verhandl. geol. Bundesanst.* 1927, S. 88.
86. L. KÖLBL, Querstörungen der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. *Verhandl. geol. Bundesanst.* 1923, S. 170.
87. A. HEIM, *Geologie der Schweiz*, Bd. I, Leipzig 1919.
88. O. AMPFERER, Über die Verwendung der Schuttausstrahlung zur Erkennung von Gebirgsverschiebungen. *Jhrb. geol. Bundesanst.*, Bd. 74, 1924, S. 117.
89. E. SPENGLER, Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. *Verhandl. geol. Bundesanst.* 1918, S. 130.
90. G. GÖTZINGER, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. *Mittlg. geograph. Ges. Wien*, 1913, S. 39.
91. R. KLEBELSBERG, Das Antlitz der Alpen. *Diese Z., Abhandl.*, Bd. 77, 1925, S. 372.
92. H. P. CORNELIUS, Über tektonische Brekzien, tektonische Rauchwacken und verwandte Erscheinungen. *Centralbl. Min., Jhrg.* 1927, B, S. 120.
93. J. SÖLCH, Grundfragen der Landformung in den niederösterreichischen Alpen. *Geograph Annal.*, Stockholm 1922.
94. —, Das Formenbild der Alpen. *Geogr. Z.*, Jhrg. 81, 1925, S. 193.
95. O. AMPFERER, Über das Verhältnis von Aufbau und Abtrag in den Alpen. *Jhrb. geol. Bundesanst.*, LXXIII, 1923, S. 121.
96. CH. SCHUCHERT, Unconformities as seen in disconformities and diastems. *Americ. Journ. of science*. New Haven, Bd. XIII, 1927, S. 261.
97. J. PIA, Die *Siphoneae verticillatae* vom Karbon bis zur Kreide. *Abhandlg. Zool. Bot. Ges. Wien*, XI, 2, 1920.

Druckfehlerberichtigungen

zum Aufsatz

„Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien“

VON FRANZ ED. SUESS

- | | |
|---|--------------------------|
| Seite 179, Zeile 23 von oben:
statt „Farbstreifen“ | lies „Farbflecken“ |
| Seite 183, Zeile 25 von oben:
statt „Transgressionslücken“ | lies „Regressionslücken“ |
| Seite 183, Zeile 9 von unten:
statt „bestimmte abgesonderte“ | lies „abgesonderte“ |
| Seite 188, Zeile 4 von oben:
statt „hat“ | lies „haben“ |
| Seite 188, Zeile 24 von oben:
statt „er“ | lies „der Strom“ |
| Seite 189, Zeile 13 von unten:
statt „(37)“ | lies „(28)“ |
| Seite 190, Zeile 21 von unten:
statt „Amphibolitscholle“ | lies „Amphibolitscholle“ |
| Seite 190, Zeile 18 von unten:
statt „Subfetzen“ | lies „Schubfetzen“ |
| Seite 191, Zeile 12 von oben:
statt „die des“ | lies „im“ |
| Seite 191, Zeile 19 von oben:
statt „nicht“ | lies „nicht nur“ |
| Seite 191, Zeile 5 von unten:
statt „Diceratenkalke“ | lies „Diceratenkalke“ |
| Seite 192, Zeile 6 von oben:
statt „(83)“ | lies „(33)“ |
| Seite 194, Zeile 20 von oben:
statt „immer“ | lies „im Osten“ |
| Seite 194, Zeile 6 von unten:
statt „zeigt sich“ | lies „zeigt“ |
| Seite 195, Zeile 9 von oben:
statt „(138)“ | lies „(38)“ |
| Seite 195, Zeile 24 von unten:
statt „Flußstück“ | lies „Fußstück“ |
| Seite 198, Zeile 18 von oben:
statt „und auf“ | lies auf denen sie“ |
| Seite 199, Zeile 17 von unten:
statt „nach Leuchs“ | lies „durch Leuchs“ |

Seite 199, Zeile 19 von unten: statt „nach Spengler“	lies „durch Spengler“
Seite 207, Zeile 20 von oben: statt „sein“	lies „seine“
Seite 207, Zeile 1 von unten: statt „scharfe“	lies „scharf“
Seite 210, Zeile 25 von oben: statt „meist oft“	lies „meist“
Seite 211, Zeile 13 von oben: statt „weltweite“	lies „weltweite“
Seite 211, Zeile 5 von unten: statt „Tiefen,“	lies „Tiefen:“
Seite 212, Zeile 12 von unten: statt „auf“	lies „bis“
Seite 214, Zeile 22 von unten: statt „Gröbraing“	lies „Gröbming“
Seite 214, Zeile 20 von unten: statt „Ermstale“	lies „Ennstale“
Seite 215, Zeile 11 von oben: statt „Unterfolge“	lies „Unterfolge-“
Seite 216, Zeile 10 von oben: statt „Döriach“	lies „Göriach“
Seite 218, Zeile 18 von unten: statt „diese“	lies „sie“
Seite 220, Zeile 24 von oben: statt „des vollen Altlandes“	lies „des Altlandes“
Seite 220, Zeile 7 von unten: statt „Raundorf“	lies „Raxendorf“
Seite 223, Zeile 19 von unten: statt „zu kleinen“	lies „als kleine“
Seite 223, Zeile 18 von unten: statt „zu den“	lies „als die“
Seite 223, Zeile 4 von unten: statt „wesentlich“	lies „westlich“
Seite 225, Zeile 11 von oben: statt „verlagert ist oder“	lies „verzögert und“
Seite 226, Zeile 15 von oben: statt „überhaupt nicht“	lies „nur unter besonderen Be- dingungen“
Seite 230, Zeile 22 von unten: statt „noch“	lies „noch nicht“