© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Besprechungen.

E. Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. 3me partie. Le Salzkammergut. (Bulletin de la société géologique de France 1912, S. 105.)

Nun liegt der dritte Teil der vor sechs Jahren erschienenen Arbeit E. Haugs über den Deckenbau der nördlichen Kalkalpen vor. Zum ersten Male wurde damals der Versuch unternommen, die in den Westalpen entstandene Deckenlehre auf die nördliche Kalkzone der Ostalpen zu übertragen. Zu einer ganzen Reihe neuer Arbeiten hat die mit genialem Blick durchgeführte Synthese Haugs den Anlaß geboten; wenn auch im Detail so manche der von Haug aufgestellten Behauptungen durch neuere Untersuchungen als irrig erkannt wurden, so hat doch der Grundgedanke seiner Arbeit, der Deckenbau der nördlichen Kalkalpen, seither eine weitere Bestätigung erfahren und man wird wohl mit Recht Haugs Arbeit als einen der bedeutendsten Marksteine in der Erforschung der nördlichen Kalkzone bezeichnen müssen.

Haug nahm damals an, daß die Salzburger Alpen aus vier Decken aufgebaut sind: der bayrischen Decke, der Salzdecke, der Hallstätter und Dachsteindecke. Der erste Teil der Arbeit enthält einen Ueberblick über die stratigraphische Zusammensetzung der einzelnen Decken; im zweiten Teile zeigt Haug die Verteilung der Decken in den Salzburger Alpen. Die Ostgrenze des dort dargestellten Gebietes wird etwa durch den Meridian von Abtenau gebildet. In dem nun vorliegenden dritten Teil der Arbeit wird der Deckenbau der unmittelbar östlich anschließenden Gegend des Salzkammergutes beschrieben. Wenn sich auch Haugs Untersuchungen bis zum Bosrucktunnel nach Osten erstrecken, so behandelt er doch nur das auf dem Blatt Ischl und Hallstatt der Spezialkarte liegende Gebiet eingehender, da nur dieses Blatt bisher als geologische Karte erschienen ist.

Auch im Salzkammergut kann Haug dieselben vier Decken wie in den Salzburger Alpen unterscheiden, doch schaltet sich hier zwischen die bayrische Decke und die Salzdecke eine neue Decke ein, die weiter im Westen fehlt: die Decke des Toten Gebirges. Auf die Notwendigkeit, diese Decke einzuschalten, hat Haug bereits im Jahre 1908[1]) hingewiesen, doch erst jetzt diese Notwendigkeit näher begründet. Als bedeutungsvollster Unterschied gegenüber den beiden ersten Teilen des Werkes erscheint nun die Annahme einer vorgosauischen Verfrachtung der Decken.

Die einzelnen Decken sind nach Haug folgendermaßen verteilt:

Der bayrischen Decke gehören an: das Höllengebirge, die Nordhänge des Schafberges unterhalb der Grünseeoberfläche und der Leonsberg; ferner die flache Kuppel der Osterhorngruppe und das östliche Tennengebirge mit Ausnahme der nordöstlich vorgelagerten, durch steilstehende Zonen von Werfener Schiefern abgetrennten Berge: Traunstein, Schoberstein und Pailwand. Rätselhaft ist bisher noch die Erscheinung, daß auf der Nordseite des Tennengebirges die Dachsteinkalke unter die Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalke der Salzdecke einfallen, auf der Südseite hingegen letztere unter die Dachsteinkalke des Tennengebirges tauchen. Vielleicht gehört ferner auch die kleine Hauptdolomitpartie südwestlich des Dorfes Gosau zur bayrischen Decke. Oestlich des Trauntales tritt diese Decke in einem ziemlich ausgedehnten Terrain zutage, welches vom Rettenbache durchflossen wird und im Norden die hohe Schrott, im Süden die

[1]) E. Haug. Sur les nappes de charriage du Salzkammergut. Compt. rend. Acad. Sciences. Paris 1908, S. 1428.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

durch das Auftreten der wandbildenden Tressensteinkalke ausgezeichneten Berge zusammensetzt: Höherstein, Zwerchwand, Predigtstuhl und (westlich der Traun) Jochwand, ferner das Lias-Fleckenmergelgebiet östlich von Goisern. Weiter im Osten gehört zur bayrischen Decke die Warscheneckgruppe, von welcher einige isolierte Vorkommnisse in der Gegend von Mitterndorf zu den westlicher gelegenen Teilen der Decke überleiten.

Zur Decke des Toten Gebirges, die ebenso wie die Dachsteindecke durch das Auftreten von Dachsteinkalken in der oberen Trias und von Hierlatzschichten im Lias ausgezeichnet ist, gehört die Hauptmasse des Toten Gebirges. Im Nordwesten trennt sie eine schmale Zone von Lias-Fleckenmergeln von den vorgelagerten bayrischen Gesteinen der hohen Schrott. An der Linie Blaa-Alpe-Altaussee, sowie am Südrand des Toten Gebirges erfolgt die Auflagerung der höheren Decken auf der Decke des Toten Gebirges. Der Ostrand dieser Decke wird durch die Linie Salzsteig-Steyrtal gebildet, an welcher die bayrischen Gesteine des Warscheneckzuges unter die Decke des Toten Gebirges einfallen. Als Aequivalente der Decke des Toten Gebirges betrachtet Haug weiter im Westen die Schafbergdecke (Gipfelpartie und Südseite der Schafberggruppe, Sparberhorn und Blechwand), ferner die durch eine mächtige Stirnwölbung gegen Norden abgeschlossene Zone von Hauptdolomit und rätischem Kalk im Süden der Osterhorngruppe.

Der Salzdecke gehören hier ebenso wie in den Salzburger Alpen sämtliche Vorkommnisse von Werfener Schiefer, Gyps und Haselgebirge, von Gutensteiner Kalk, Schreyeralmschichten und Zlambachmergeln an; der Hallstätter Decke der gesamte Hallstätter Kalk. Beide Decken treten auch hier in unzusammenhängenden Schubschollen und fast stets in enger Verbindung miteinander auf.

Wir können zwei streifenförmige Verbreitungsgebiete unterscheiden, die früher Mojsisovics als die »Kanäle« von Ischl-Aussee und Berchtesgaden-Hallstatt bezeichnet hatte. Ersteres Gebiet zieht von Strobl nach Ischl, erfährt hierauf in der Depression zwischen Ischl und Aussee eine wesentliche Verbreiterung und zieht schließlich, wieder schmäler werdend, über die Senke von Mitterndorf bis in die Gegend von Admont, wo die Werfener Schiefer des Pleschberges südlich des Pyrgas noch der Salzdecke angehören. Die zweite Region reicht von Abtenau bis auf den Hallstätter Salzberg, wo sie als Fenster unter der Dachsteindecke hervortritt. Die Schollen der Salz- und Hallstätter Decke liegen stets der bayrischen oder der Totengebirgsdecke auf und werden von der Dachsteindecke überlagert. Aus Ischler Salzberg ist die Salzdecke mit ihrer bayrischen Unterlage intensiv verfaltet. Bemerkenswert ist ferner, daß die Ueberlagerung von norischen und rhätischen Zlambachmergeln durch karnische Hallstätter Kalke an der Südseite des Raschberges Haug in erster Linie veranlaßt hat, die Trennung zwischen Salz- und Hallstätter Decke vorzunehmen.

Die Dachsteindecke setzt die das Goiserner Weißenbachtal umgebenden Berge (Gamsfeldgruppe) und die oben erwähnten, isolierten Gipfel am östlichen Ende des Tennengebirges zusammen (Traunstein, Schoberstein, Pailwand). Dann gehören ihr an: der Buchbergriedel und die damit in Verbindung stehende Kette der Donnerkögel, ferner das gesamte, gewaltige Dachsteinplateau, zu welchem tektonisch auch einige durch Erosionstäler abgetrennte Berge gehören: Sarstein, hohe Radling und Grimming. Endlich sind noch einige Kuppen bei Mitterndorf und der Bosruckgipfel bei Selztal Teile der Dachsteindecke. Die beiden aus Plassenkalk bestehenden Gipfel Sandling und Plassen faßt Haug als zur Dachsteindecke gehörige Deckschollen auf.

Erst nach der Verfrachtung der Decken und der darauffolgenden Erosionsperiode erfolgte die Transgression der Gosauschichten, wie am deutlichsten im Gosautale selbst zu sehen ist. Nach Ablagerung der Gosauschichten erfolgten abermals gebirgsbildende Bewegungen; jetzt erst wurde der Buchbergriedel und die Dachsteinkalkmasse südlich des Löckenmoosberges über die Gosauschichten überschoben.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Soweit Haugs Darstellung. Außer in der östlichen Hälfte des Tennengebirges scheint seine großzügige Synthese nirgends auf Schwierigkeiten zu stoßen. Doch dürfte dieser Eindruck zum großen Teil durch die mit solchen Versuchen stets verbundene schematisierende und deduktive Arbeitsmethode hervorgerufen werden und Detailuntersuchungen dürften noch manche Aenderungen nötig machen, die indessen den Wert der Synthese nicht beeinträchtigen. Auf einige Beobachtungen, die der Referent bei seinen mehrjährigen Studien im Salzkammergute gemacht hat und die mit Haugs Synthese nicht übereinstimmen, soll zum Schlusse kurz hingewiesen werden. So kann die Schafberggruppe nicht als Teil der Decke des Toten Gebirges betrachtet werden, da die Osterhorngesteine nicht unter die Schafberggruppe einfallen, sondern diese umgekehrt unter jene, wie der Referent an anderer Stelle ausführlicher darstellt.[2]) Auch der Referent ist von der großen Bedeutung der vorgosauischen Ueberschiebungen überzeugt und nimmt insbesondere für die Ueberschiebung der Dachsteingesteine auf die Hallstätter Serie vorgosauisches Alter an. Jedoch lassen die Verhältnisse an der Gosauzone Ischl-Strobl-Abtenau[3]) mit Sicherheit erkennen, daß hier ebenso wie an der Zwieselalpe eine Ueberschiebung der Dachstein- und Hallstätter Gesteine auf Gosauschichten erfolgte; doch dürfte es sich hier um eine bloß auf die Kalkzone beschränkte Ueberschiebung handeln. E. Spengler.

F. Heritsch: Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-nat. Kl., Bd. CXXI, Abt. I, S. 615.

Die Untersuchungen über das Alter der Gebirgsbildung haben in verschiedenen Teilen der Alpen zu sehr verschiedenen Resultaten geführt. Diese lassen sich nur vereinbaren, wenn wir mehrere aufeinanderfolgende Phasen der Gebirgsbildung annehmen. Eine nähere Analyse derselben hat Verfasser sich zur Aufgabe gesetzt. Er unterscheidet:

a) Die vorgosauische oder ostalpine Bewegung. Ihre Existenz wird bewiesen:

1. Durch die ungemein scharfe stratigraphische und fazielle Grenze zwischen Unter- und Oberkreide in den Ostalpen im Gegensatz zu den Westalpen.

2. Durch zahlreiche ältere Beobachtungen, die nur summarisch erwähnt werden und durch verschiedene Aufnahmsarbeiten der letzten Zeit, wie die von Ampferer über die Gosau von Brandenberg, von Spitz über den Höllensteinzug, von Spengler über die Gegend des Wolfgangsees. Letzterer hat gezeigt, daß auch ein Teil der Deckenschübe, nämlich die Aufschiebung der Dachsteindecke auf die Hallstätter Decke, vorgosauisch ist.

3. Die Porphyrgerölle der Gosau stammen nach Ampferer und Ohnesorge wahrscheinlich größtenteils aus der Grauwackenzone, u. zw. aus deren tieferer tektonischer Komponente. Gegenwärtig schaltet sich zwischen dieser und den nördlichen Kalkalpen der erzführende Silur-Devonkalk ein. Verfasser schließt, daß diese Deckenbildung in der Grauwackenzone, also ein Teil der zentralalpinen Decken, vorgosauisch ist.

Referent muß bekennen, daß er den Beweis in der vom Verfasser gegebenen Form nicht recht versteht. Nach einer in der hier besprochenen Arbeit selbst zitierten Stelle bei Ampferer und Ohnesorge haben die Porphyrgerölle der Gosau augenscheinlich einen sehr langen Transport erfahren. Warum sollte sie dieser nicht aus dem Gebiete der Porphyrergüsse in das des normalen Hangenden der Silur-Devonkalke gebracht haben? Es sei auch angemerkt, daß nach Kober ein Teil des ostalpinen Mesozoi-

---

[2]) E. Spengler. Einige Bemerkungen zu Haug: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. III. partie. Zentralblatt für Min. etc. 1913.

[3]) E. Spengler. Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. I. Teil. Die Gosauzone Ischl-Strobl-Abtenau. Sitzungsber. der Wiener Akademie der Wiss. 1912.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

kums die Karbonserie der Grauwackenzone mit den Porphyrdecken stratigraphisch überlagert.

4. Die Gosau am Rand der Karawanken, im Bacher-Gebirge etc. transgrediert über schon gestörtes Gebirge, in dem wir die Wurzeln der ostalpinen Decken zu suchen haben.

5. Die Störungen des Grazer Paläozoikums sind vorgosauisch.

6. In der Region des Krappfeldes hat nach Ansicht des Autors kein postgosauischer Deckenschub mehr stattgefunden.

Nach der Gosauzeit haben sich in den Zentralalpen nur mehr untergeordnete Faltungen, in den Kalkalpen auch noch einzelne Ueberschiebungen ereignet.

b) Die lepontinische Bewegung. Durch sie wurden die Ostalpen als Ganzes über die lepontinische Region geschoben. Die letztere erhielt dabei ihre Tauchdeckentektonik. Diese Ueberschiebung erfolgte nach der Oberkreide und vor dem Miozän. Beweise:

1. Sowohl an den Bündner Schiefern, als an den darüber folgenden tektonischen Einheiten ist oberste Kreide *(couches rouges)* noch beteiligt.

2. Die miozänen Ablagerungen in den Zentralalpen sind fast ungestört.

3. Bei Parschlug liegt Süßwassertertiär vom Alter der Lignite von Pitten, ohne an der Tektonik teilzunehmen.

Etwas zweifelhafter bleibt, ob die Bewegung vor oder nach dem Alttertiär erfolgte. Für letztere Meinung, der sich Verfasser anschließt, spricht die von Steinmann behauptete Vertretung des Alttertiärs in den Bündner Schiefern. Dagegen scheint die transgressive Lagerung des Eozän in den östlichen Zentralalpen zu sprechen.

c) Die helvetische Bewegung. Sie fällt ins jüngste Tertiär, war aber vor der ersten diluvialen Vereisung schon vollendet. Der Beweis liegt in der Ueberschiebung der Molasse durch die helvetischen Decken, resp. den Flysch. Zu gleicher Zeit wurde die helvetische Region von der ostalpinen+lepontinischen überschoben. Dabei handelt es sich um eine Blockbewegung. Es scheint, daß die helvetische Bewegung im Osten etwas eher als im Westen beendet war.

Es folgen nun noch einige anhangsweise Betrachtungen, vom Autor wohl nicht ganz treffend als »Schlüsse aus den zeitlich getrennten Deckenschüben« bezeichnet.

a) Der Gegensatz zwischen Ost- und Westalpen beruht größtenteils auf dem verschiedenen Alter der Deckenbewegung.

b) Die periadriatischen Intrusionen sind wahrscheinlich vorgosauisch. Der Kopf der Dinariden spielte den Alpen gegenüber die Rolle einer starren Masse, welche die alpinen Gebiete nach Norden drängte.

c) Im Gebiet der Karawanken und des Bacher-Gebirges lassen sich mehrere Bewegungsphasen unterscheiden:

1. Eine vorgosauische Horizontalbewegung.
2. Eine vorgosauische Senkung.
3. Eine oligozäne Senkung.
4. Eine jungtertiäre Faltung.

d) Die Steiner Alpen zeigen zwei horizontale Bewegungen, eine ältere gegen Norden gerichtete und eine jüngere gegen Süden. In das hier entwickelte Bewegungsschema lassen sich diese beiden Schübe nicht einreihen.

e) In den Schweizer Alpen wurden zunächst vermutlich die lepontinischen Decken auf den südlichsten Teil der helvetischen Region aufgeschoben. Sie waren zur Zeit der Bildung der helvetischen Falten schon größtenteils wieder zerstört und hatten das Material für die Molasse geliefert. Die Schweizer Klippen dürften schon als isolierte kleine Massen nach Norden mitgenommen worden sein.

f) Für mehrere getrennte tektonische Bewegungen sprechen auch die Verhältnisse im Engadiner Fenster (konzentrischer Zusammenschub nach

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Oeffnung des Fensters), im Tauernfenster (Hinübertreten des Lepontinischen über das Ostalpine) etc.

g) Die letzte größere Bewegung in den Dinariden erfolgte wahrscheinlich gleichzeitig mit dem helvetischen Schub.

Das Schema der vom Autor angenommenen Bewegungen ist also kurz das folgende:

1. Ostalpiner Schub
Transgression der Gosau
Transgression des Eozän
2. Lepontinischer Schub
Transgression des Miozän
3. Helvetischer Schub.

In der Einleitung stellt sich Verfasser die Aufgabe, zu zeigen, daß die Gebirgsbildung in den Alpen »ein etappenweise, um nicht zu sagen, ruckweise eintretendes, sich wiederholendes Phänomen war«. In einem Punkte wird ihm jeder Kenner der Ostalpen Recht geben, daß nämlich die Gebirgsbildung lange Zeit beansprucht hat und in verschiedenen Teilen verschieden bald begonnen und verschieden bald geendet hat. Ob es sich dabei aber nicht um einen fast kontinuierlichen, nur wenig schwankenden, jedenfalls nicht ruckweisen Vorgang gehandelt hat, scheint mir nicht sofort klar. Wir haben es mit zwei Prozessen zu tun, die wir aneinander messen, der Gebirgsbildung einerseits, der Ablagerung von Meeressedimenten anderseits. Von diesen ist der zweite, wie aus der Beobachtung der Transgressionen in außeralpinen Gebieten hervorgeht, zweifellos periodisch. Eben deshalb läßt sich schwer entscheiden, ob es auch der erste ist. Das Meer mußte bei jedem Vorstoß ein stark geändertes Relief finden, auch wenn die Umformung selbst ganz allmählich geschah. Ebenso erhält man z. B. bei periodischen Thermometerablesungen eine Anzahl isolierter Werte, trotzdem das Steigen und Fallen des Quecksilbers nicht ruckweise, sondern ganz allmählich geschieht.

Eines der wesentlichsten Verdienste der referierten Arbeit scheint mir in dem Hinweise zu liegen, daß Deckensysteme, nachdem sie in sich schon zur Ruhe gekommen waren, als Ganzes noch weiter bewegt wurden, eine Anschauung, zu der tatsächlich zahlreiche Beobachtungen drängen.

J. v. Pia.

N. P. Cornelius. Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1912. Beilage Bd. XXXV. S. 374 — 498. — Ueber die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralblatt f. Min. etc. 1912, S. 632 — 638.

Julierdecke und Err- (Bardello-) Decke gehören dem ostalpinen Deckensystem an. Erstere besteht hauptsächlich aus Granit, die zweite außer Malm (Radiolarit), Lias, Trias und Verrucano und enthält noch als bezeichnendes Glied die metamorphen »Nairporphyre« und mylonitische Granitschollen. Die rhätische Decke hat zwischen Septimer- und Julierpaß trotz aller Komplikationen in bemerkenswerter Weise den normalen Verband der Schichtglieder bewahrt. Die Schichtserie von oben nach unten enthält: Malm (Radiolarit), Hornsteine und Schiefer (mit Manganerzen !), Hyänenmarmor (Dogger ?), kompakte Kalke des Lias, Triasdolomit, und (paläoz. ?) kristalline Schiefer der »Malojaserie«. Ophiolithische Eruptivgesteine mannigfacher Art gehören einer gewaltigen Intrusionsmasse an, welche im großen lagerartig dem spröderen Triasdolomit zugesellt ist. Sie folgte vor allem der ausgeprägtesten Diskontinuitätszone in der Basis der ostalpinen Decken; wahrscheinlich in jungkretazischer Zeit mit dem Hauptvorschub, oder nachdem die Faltung bereits begonnen hatte, denn die Teilsynklinalen des kristallinischen Kernes der rhätischen Decke enthalten wohl noch mesozoische Gesteine, aber keine Ophiolithe. Durch die spätere Bewegung wurden die Gesteine noch weiter verschleppt, bis an den Nordrand der Alpen.

Unter den beschriebenen Gesteinen des Gebietes verdienen die Kontaktbildungen der Ophiolithe besondere Beachtung. Sowohl die Gesteine der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Malojaserie, als auch die mesozoischen Kalke und Dolomite wurden von der Metamorphose ergriffen. Zu den ersteren werden Schiefer mit Alkalihornblenden und Biotitschiefer gerechnet; in beiden Fällen wird reichliche Zufuhr von Natron aus dem Eruptivgestein in phyllitische Gesteine angenommen. Die Kontaktderivate der Kalke und Dolomite sind Dioposidfelse, Marmore, Hornblendegesteine, Epidot- und Klinozoisitfelse, Vesuvianfelse und Vesuviangranatgesteine. Auch hier muß neben der reichlichen Kieselsäure häufig auch Natron zugeführt worden sein. In ihrer Mineralgesellschaft schließen sich diese Kontaktgesteine an die von V. M. Goldschmidt im Kristianidgebiete aufgestellten Klassen; doch wird hier der Anorthit stets von Epidot und Klinozoisit vertreten. Ophicalcit wird ebenfalls zu den Kontaktgesteinen gerechnet.

Die verschiedenen Gesteine des Gebietes haben durch die Metamorphose ein gewisses einheitliches Gepräge erhalten. Fast sämtliche Gesteine, Granit, »Nairporphyre«, z. T. auch die Schiefer der Malojaserie, Hyänenmarmor und Radiolarit haben infolge der massenhaften Entwicklung von chloritischen und phengitischen Mineralen eine grüne Färbung angenommen. Alle Feldspate, mit Ausnahme des Albits, wurden zerstört, wie das der Umwandlung in der obersten Zone entspricht. Selten sind nicht metamorphe Relikte unter den grünen Gesteinen und im kristallinen Kern der rhätischen Decke haben einzelne Partien den ursprünglichen Charakter von Mesogesteinen bewahrt.

In den tieferen Partien finden sich Anzeichen eines Ueberganges der jüngeren Umwandlung von der oberen zur mittleren Zone. Aber nach den Verhältnissen weiter im Süden werden die Decken schräg von den Zonengrenzen durchschnitten und gegen Süden rücken die Gesteine der einzelnen Decken in immer tiefere Umwandlungszonen.

(Weitere vergleichende Untersuchungen in dieser Richtung werden vielleicht Schlüsse gestatten über die einstige Mächtigkeit der Deckenkomplexe in den nördlichen und südlichen Zonen der Alpen.) F. E. Sueß.

H. Schwenkel. Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Tschermaks Min. Mitteilungen. 1912, Bd. XXXI, S. 139—332, Taf. II—IX.

Ein Schüler Prof. A. Sauers in Stuttgart gibt hier eine sehr verdienstvolle Zusammenstellung über die allgemeinen Charaktere der Schwarzwälder Eruptivgneise. Die Schilderung der makroskopischen Unterschiede zwischen Eruptivgneis und Sedimentgneis und deren Struktur- und Verbandverhältnissen ist für den österreichischen Geologen von besonderem Interesse, wegen der zahlreichen Analogien mit den wichtigsten moldanubischen Gneistypen der böhmischen Masse. Die Plagioklasgneise und Schiefergneise des Waldviertels entsprechen etwa den Rench-(Sediment)-Gneisen, die weißen Biotitgneise (Gföhlergneise) mit den begleitenden Granoliten den Schapbachgneisen des Schwarzwaldes. Die Begleitgesteine sind in beiden Fällen im großen ganzen dieselben.

In den zusammenfassenden Schlußfolgerungen betont der Autor vor allem, daß die Gneisbildung älter ist als die Granitintrusionen des Schwarzwaldes und mit der karbonischen Faltung nichts zu tun hat. Die Schwarzwaldgranite sind keine Lakkolithen, sie schneiden mit steilen Grenzen spitzwinkelig durch die Strukturen der Gneise. Das Streichen der Ganggranite und der Granitgrenzen folgt dem variskischen Streichen, die Granitintrusion wird als eine Folge der interkarbonischen Faltung aufgefaßt. Das alte, — nach des Autors Vermutung — vorkambrische Gneisgebirge war schon vor der Faltung beiläufig in derselben Richtung NW—SO orientiert. Während sonst die Minerale des pyrogenen Kontaktes in den Sedimentgneisen fehlen, erscheint Cordierit in der Nähe des Granitkontaktes, als Zeugnis der verhältnismäßig geringen Kontaktwirkung. (Ebenso sind in Niederösterreich und Mähren die Cordieritgneise in dem Komplex der Sedimentgneise an die Nähe der größeren Granitmassen gebunden.) Injektionen aus dem Granitmagma sind nur lokal beschränkt. Eckige und aufgelöste Fragmente aus Granit be-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

zeugen, daß Eruptivgneis und Sedimentgneis schon vor der Granitintrusion vorhanden waren.

Im Gneisgebiete können keine eigentlichen Falten konstruiert werden; die Verbandverhältnisse zwischen Eruptivgneis und Sedimentgneis sind wechselvoll und unrhythmisch. Es wird angenommen, daß die Eruptivgneise während der Faltung in alte Sedimente eingedrungen sind. Diese haben durch eine »regionale« Metamorphose in großer Tiefe einen Mineralbestand ähnlich dem der Tiefengesteine erworben.

Ihre gegenwärtige Struktur ist kristalloblastisch; das parallele Gefüge ist aber nicht durch Kristallisationsschieferung erworben, sondern ist eine »Pseudomorphose nach der ursprünglichen Schichtung«. Die Eruptivgneise hingegen zeigen noch die Hauptmerkmale einer primären Erstarrungsstruktur und keine Kristallisationsschieferung. Das richtende Moment war auch hier die Erstarrung unter einseitigem Druck (Streß). Die primären Verbandverhältnisse mit den Sedimentgneisen sind erhalten geblieben und nicht durch spätere Bewegungen verwischt worden. Die Granulite werden als saure Abspaltungen des Gneismagmas aufgefaßt. Es wird ausdrücklich hervorgehoben, daß die Sedimentgneise keine Kontakthöfe um den Eruptivgneis bilden, obwohl ihre Struktur häufig jener von Kontaktgesteinen ähnlich wird. Ihre Ausbildung bleibt über breite Zonen gleich. Die allgemeine Tiefe soll hier auf beide Gesteine in gleicher Weise ihren Einfluß ausgeübt haben. Die Textur der Eruptivgneise ist nicht streng konkordant zu der der Sedimentgneise.

(Nach allem sind die gegenseitigen Verhältnisse von Sedimentgneis, Eruptivgneis und Granit recht analog denen im moldanubischen Grundgebirge der böhmischen Masse. Nach den hiesigen Erfahrungen wird man dem Autor vor allem beipflichten, wenn er die granitischen Intrusionen scharf abtrennt von den Eruptivgneisen und die innige Verbindung der letzteren mit den Sedimentgneisen besonders hervorhebt. Nicht nur im Mineralbestand und in den Verband- und Texturverhältnissen im großen, auch in den mikroskopischen Strukturmerkmalen zeigen die Eruptivgneise weit engere Beziehung zu den Sedimentgneisen, als zu den unzweifelhaft granitisch erstarrten Tiefenmassen.[1]) Die Sedimentgneise sind ohne Zweifel ein Produkt einer späteren Metamorphose, und es scheint in vieler Hinsicht wahrscheinlich, daß die ähnlich struierten Eruptivgneise nicht in der ursprünglichen Erstarrungsform vorliegen, sondern einer gleichen späteren Umkristallisation unterworfen waren, wie die Sedimentgneise.)

F. E. Sueß.

Dr. Franz Baron Nopcsa, Zur Stratigraphie und Tektonik des Vilajets Skutari in Nordalbanien. Mit einer Uebersichtskarte (Tafel Nr. XII), zwölf Tafeln mit geologischen Landschaftsbildern (Nr. XIII—XXIV) und sieben Zinkotypien im Text. Seite 229. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., LXI. Bd., Wien 1911.

Dr. Franz Baron Nopcsa und Dr. Max Reinhard, Zur Geologie und Petrographie des Vilajets Skutari in Nordalbanien. Mit einer tektonischen Kartenskizze und drei Tafeln, Seite 1—27. Anuarul Institutului Geologic al Romăniei, Volumul V, 1911, Fasc. 1-a. Bucuresti 1912.

Gegenüber den Alpiden ist die geologische Erforschung der Dinariden noch ziemlich im Rückstande, wenngleich seit jeher eine Reihe von Forschern mit der geologischen Aufnahme dieser Gebiete betraut ist. Unter diesen Umständen ist es aufs lebhafteste zu begrüßen, wenn selbst für engbegrenztes Gebiet neues Tatsachenmaterial bekannt wird. Von noch größerer Bedeutung ist eine Arbeit aber, die ein großes Stück, vergleichbar etwa den

[1]) So wurde z. B. in der ersteren auch der innere Zonenbau der Plagioklase beobachtet, z. B. Mitt. d. Geol. Reichsanst. 1904, S. 395. Myrmekite erscheinen nach unseren Erfahrungen nur in den Plagioklaszapfen am Rande des Kalifeldspates.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

nördlichen Kalkalpen zwischen dem Inn und der Salzach, behandelt, wie die Zusammenfassung von Nopcsa über die Geologie des Vilajets Skutari in Nordalbanien. Es handelt sich dabei um ein nicht leicht zugängliches Land. Die kurze und übersichtliche Beschreibung sowie die zahlreichen Bilder ermöglichen eine gute Einsicht in den Bau der nordalbanischen Alpen.

Die Untersuchungen Nopcsas in Albanien sind von allgemeinem Interesse. Es zeigt sich, daß sich hier im Süden ein ähnlicher Bauplan wiederholt, wie höher oben im Norden, z. B. in Krain, daß ferner dem Aufbaue der Dinariden, trotz ihrer scheinbar einfachen Lagerung, ein komplizierter Deckenbau zugrunde liegt, und es möglich wird, sich Vorstellungen zu bilden über den Zusammenhang der tektonischen Linien im Norden mit denen des Südens und über die Deckenfolge im Dinarischen System im allgemeinen. Diese Fragen hat Nopcsa freilich nicht berührt. Sie werden hier aber doch angeschnitten, weil sie sich bei der Besprechung dieser Arbeiten unwillkürlich in das Gesichtsfeld einschieben.

Nopcsa unterscheidet im Vilajet Skutari drei tektonisch und stratigraphisch wohl trennbare Einheiten:

1. Die nordalbanische Tafel;
2. den Cukali;
3. das Eruptivgebiet von Merdita.

Die nordalbanische Tafel ist eine Decke — Nopcsa vermeidet dieses Wort — die sich im allgemeinen im Norden und Westen von Skutari ausdehnt, mit dem Karbon beginnt und mit dem Oligozän endet. Transgressionen sind in dieser Schichtfolge nicht recht erkennbar. Der Hauptbaustein ist das Mesozoikum. Dieses schließt sich faziell engstens an jenes an, das aus Dalmatien und Montenegro bekannt wurde und ist verschieden von dem des Cukali und der Merdita. Es ist vor allem arm an Eruptivgesteinen und reich an Kalken und Dolomiten.

Das Karbon ist durch schwarze Tonschiefer, das Permokarbon außerdem durch Fusulinen- und Produktidenkalke vertreten. Die Trias beginnt mit Werfener Schiefer. Die untere Trias ist in bunten Konglomeraten, Knollenkalken und Tuffiten vorhanden. Hier kommt vereinzelt Hornsteinporphyr vor. Darüber folgen Kalke und Dolomite der Mittel- und Obertrias, im Lias eine Art grauer Kalke, im Dogger heller Kalk, im Oberjura koralligener Ellipsaktinienkalk. Die untere Kreide wird von dunklen Kalken gebildet, die obere Kreide von weißen Plagioptychen- und endlich von Hippuritenkalk. Dem Eozän und Oligozän gehört als jüngstes Glied der Flysch an.

Was nun die Tektonik anbelangt, so erscheint die nordalbanische Tafel als eine Folge wenig gestörter Schichten, die aber als Ganzes einen Ferntransport mitgemacht hat. Sie wurde nach dem Eozän als eine Decke von Norden her über den Cukali hinwegbewegt. Ueber das Eozän des Cukali wurde die albanische Tafel hinübergeschoben, dabei bildete sich eine weithin zu verfolgende Reibungsbreccie aus dem Eozän der tieferen Decke (des Cukali) und dem Karbonschiefer der höheren Decke (der nordalbanischen Tafel), der sogenannte »Gjanischiefer«.

Die zweite tektonische Einheit, der Cukali, dehnt sich hauptsächlich im Nordosten von Skutari, am rechten Drinaufer aus. Sie hat die Gestalt eines elliptischen Fensters, dessen längere Achse NO streicht und ca. 40 km langt ist. Die Breite beträgt etwa 20 km. Der Cukali fällt im Westen unter die nordalbanische Tafel, im Osten unter das Eruptivgebiet der Merdita. Der Fensterrahmen ist geschlossen, im Osten scheinbar ganz ein anderer als im Westen. Im Cukali beginnt die Schichtfolge mit Werfener Schichten und reicht bis in das Oligozän. Das Mesozoikum schließt sich näher an das der Merdita an, ist in der mittleren Trias reicher an Eruptiva, der Oberjura ist durch (Abyssite) Radiolarit vertreten. Die untere Trias baut sich auf aus rotem, knolligem Kalk und einer Serie von Ton-, Jaspis- und Hornsteinschiefern. An Eruptiva sind bekannt: Diabas, Porphyrit, Spilit und Peridotit. Die obere Trias bilden Megalodontenkalke, den Lias Kalkmergel und rote Kalke, den höheren Jura roter Tonschiefer und Radiolarit. Es ist wahr-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

scheinlich, daß auch untere Kreide vorhanden ist. In der Oberkreide finden sich rote Jaspisschiefer, im Eozän Kalk, im Oligozän noch Fucoidenflysch.

Unter dem Drucke der gegen SW vorrückenden höheren Decken ist der Cukali allgemein gegen das Meer zu bewegt.

Die dritte Einheit, die Eruptivmasse der Merdita, breitet sich östlich von Skutari aus, eine Schichtfolge, die weniger mächtig ist als die beiden anderen. Sie ist aber vor allem ausgezeichnet durch einen großen Reichtum an Eruptivmassen, wie schon der Name sagt und durch eine an Hornsteinen reiche und flyschartige Entwicklung des Mesozoikums. Nach Nopcsa ist das Eruptivgebiet der Merdita dieselbe Zone von Schichten, die auch in Bosnien vorkommt und dort als die »bosnische Flyschzone« bekannt ist. Wieder beginnt die Schichtfolge mit den Werfener Schichten und endet mit der Oberkreide. Es ist eine Serie von Tonschiefern, Hornstein- und Jaspisschiefern, Kalken, Tuffiten, in der Trias und Jura offenbar vertreten sind. In dieser Schichtfolge ist die Auffindung von ozeanischer Trias recht interessant. Es ist eine reiche Ammonitenfauna vom Alter der Campiler Schichten Südtirols. Der Trias gehören folgende Eruptiva an:

Diabas, Porphyrit, Spilit, Variolit, Granit, Quarzporphyr, Odinit und Quarzbostonit; dem Jura: Gabbro, Peridotit, Olivinnorit, Forellenstein, Dimit, Diallagit, Serpentin usw. Die interne Kreide besteht aus bunten Konglomeraten und Kalkmergeln mit Caprotinen, die Oberkreide aus Neozineen und Rudistenkalk.

Die Merditamasse ist von Osten her dem Cukali aufgeschoben, wieder stellen sich an der Basis Gjanischiefer ein.

Die eigenartigen Verhältnisse erklärt Nopcsa auf folgende Weise:

»Der Cukali ist ein durch einen aus NNO wirkenden Schub einseitig nach SW überfaltetes posteozänes Gebirge, auf das auf unbekannte Distanz hin im Norden unseres Gebietes die nordalbanische Tafel, im Süden unseres die Eruptivmasse von Merdita überschoben wurden und das infolge einer mit den gegenüberstehenden Rändern der überschobenen Partie fast parallel verlaufenden Aufwölbung wieder ans Tageslicht gelangte.«

Die bosnische Flyschzone tritt in der Merditamasse weit gegen das Meer vor, zieht von da aber wieder mit dies dinarischen Streichen gegen SO fort. Dieses Vordringen bezeichnet Nopcsa als den »albanischen Knick der Dinariden«. Nach Reinhard und Nopcsa liegen die Grüngesteine auf Dislokationslinien.

Dazu möchte ich mir folgende Bemerkungen gestatten:

Nach Nopcsa würde der Cukali von ungleichen Teilen überschoben sein, die Decken des Westens nicht den Decken des Ostens entsprechen. Viel eher ist anzunehmen, daß die nordalbanische Tafel durch die Korja fortgesetzt und unter die Merdita zu liegen kommt, mit einem Worte, die nordalbanische Decke löst sich unter der Merditadecke in eine Reihe von Schubschollen auf, die auch auf den Bildern sichtbar sind, sie wird infolge sekundärer Ursachen ungemein reduziert. Der Cukali ist in der Tat ein Fenster. Desgleichen ist auch der sogenannte »albanische Knick der Dinariden« als ein überaus weites Vordringen der Merditadecke gegen Westen zu deuten, seine Abgrenzung an der Drinlinie nichts anderes als das Ausheben der höheren Decke.

Der albanische Knick der Dinariden ist ein Seitenstück zur »Rheinsigmoide« der Nordalpen.

Die Auflagerung der Merditamasse auf die nordalbanische Tafel, der große Gegensatz im Aufbaue der beiden Einheiten lehrt uns, daß man es hier mit einer Decke erster Ordnung zu tun hat, die sich in der »bosnischen Flyschzone« durch Bosnien bis nach Kroatien (bis Agram) verfolgen läßt, eine Flyschdecke mit Grüngesteinen über einer Decke mit alpiner Entwicklung, eine Deckenfolge, wie sie im Apennin von Ligurien bis an die Südspitze Italiens verfolgt worden ist. Diese Flyschdecke trennt die Trias von Agram von der Bosniens, weiter gegen Norden ihre Fortsetzung die Steiner Alpen von den äußeren Ketten. Die bosnische Flyschdecke bildet eine richtige

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Grenzlinie zwischen den eigentlichen Dinariden und den Ausläufern der Agramer Masse, unter welche sie unterzutauchen scheint.

Die mesozoischen Kalkdecken bilden offenbar Teildecken. Im Pöllander Gebiet fand Koßmat eine Triasserie, überschoben von Karbon mit auflagerndem Trias. In Albanien findet sich Aehnliches vor. In den zwischenliegenden Zonen lassen sich analoge Verhältnisse erwarten. Diese Kalkdecken sind es, die von Süden heraufkommend in Krain einbiegen in die venezianische Faltungsrichtung. Sie liegen tiefer als die auf Silur aufliegenden Steiner Alpen.

Eine dritte tektonische Einheit erster Ordnung sind die Küstenketten, hauptsächlich aus Kreide und Tertiär bestehend, den Kalkdecken vorgelagert und z. T. unter diese untertauchend, wie z. B. in Krain. Stellenweise tritt die mesozoische Kalkdecke (Decke II) weit hinaus über die Küstenkarstdecken (Decke I), wie das bei Skutari der Fall ist. Decke III ist die Decke des bosnischen Flysches.

Es ist noch eine Aufgabe der Zukunft, diese unbekannten Verhältnisse zu erforschen. L. Kober.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1912

Band/Volume: 5

Autor(en)/Author(s): diverse

Artikel/Article: Besprechungen. 484-493