

Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt

in 13 Heften

herausgegeben von **Privatdozent Dr. J. Wilser**, Freiburg i. Br.

Heft 12

Geologie der zentralen Balkanhalbinsel

Mit einer Übersicht des dinarischen Gebirgsbaus

von

Dr. Franz Kossmat,

o. Professor der Geologie a. d. Universität Leipzig

Mit einer geologischen Karte und 18 Textfiguren

Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger

W 35 Schöneberger Ufer 12a

1924

Alle Rechte vorbehalten

Druck von E. Buchbinder (H. Duske) in Neuruppin

Made in Germany

Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung: Geologische Kriegsarbeit in Mazedonien, Serbien und Albanien . . .	1
Erster Teil: Der Gebirgsbau	6
I. Der adriatisch-jonische Faltenkomplex	6
1. Die westepirotische Zone	7
2. Die Malakstrazone	7
3. Die Krujazone (dalmatische Küstenzone)	8
II. Die Pindos-Cukalizione	10
III. Die westmontenegrinisch-kroatische Hochkarstzone	11
IV. Die bosnisch-inneralbanische Kalk- und Serpentinregion	12
1. Die Gesteinsserie	12
Stratigraphische Vorbemerkungen mit Tabelle	13
Die ophiolithischen Eruptiva	14
Die Altersfrage der ophiolithischen Eruptiva und der damit ver-	
bundenen Schieferhornsteinformation	15
Diskordante Kreideablagerungen	24
Die Tertiärschichten	24
2. Tektonische Übersicht	25
A. Der bosnisch-raskische Abschnitt der Zone IV	25
a) Das Kalk- und Schiefergebirge	25
b) Die Verbreitung der ophiolithischen Gesteinsgruppe	27
Die Fortsetzung der ophiolithischen Gesteinsgruppe in die	
nordbosnische Flyschzone	30
B. Der inneralbanische Abschnitt der Zone IV	31
Der Anschluß an den raskisch-bosnischen Abschnitt	31
Die Gliederung der inneralbanischen Kalk- und Serpentinregion	
a) Die Triaskalk- und Schieferhornsteinschuppen unter dem	
Westrand der Merditadecke	35
b) Die Merditadecke (Ophiolith- und Kreideserie)	35
Der östliche Trias-Schichtkopf (im Liegenden der Ophiolith-	
und Kreideserie)	37
Die Verknüpfung des inneralbanischen Ophiolith- und	
Kreidegürtels mit der dinarischen Mittelzone	43
Der Skumbi- und Korčagraben (inneralbanisch-thessalische	
Meeresfurche der Oligocän-Miocänzeit)	45
Rückblick auf die äußeren dinarischen Zonen	47
V. Die innerdinarische Schiefer-Grauwackenzone und das	
kristalline Grundgebirge Westmazedoniens	53
1. Stratigraphische Übersicht	53
2. Verbreitung der paläozoischen Serien und des kristallinen Grund-	
gebirges	60

	Seite
A. Der innerdinarische Karbongürtel	60
B. Die vorkarbonische Sedimentserie und das kristalline Grundgebirge	61
a) Westserbien	61
b) Amselfeld (Kosovo) und Šargebirge	62
c) Das pelagonische Massiv	65
Die zentrale Gneis- und Glimmerschieferregion (Kadina- und Babunabergland, Bergland östl. von Prilep) . .	66
Das Gneisgebirge auf der Westseite der pelagonischen Ebene (Peristeri- und Babagebirge)	70
Die Ostflanke des pelagonischen Massivs (Zone Izvor—Trojaci—Melnjca, Elenschuppe)	72
Zusammenfassung	74
Anhang: Die Altersfrage der Tonschiefer am westlichen Rande Die Kalkschollen der vermutlichen Trias im Einzugsgebiet des oberen Vardar	76
VI. Die Vardarzone	80
Allgemeines	80
Stratigraphische Vorbemerkungen	81
Regionale Beschreibung	84
A. Die Anfänge der Vardarzone zwischen dem nordserbischen Hügelland bei Valjevo und dem Becken von Mitrovica (Amselfeld)	84
B. Die Vardarzone zwischen Mitrovica und dem Becken von Üsküb	86
C. Die Vardarzone zwischen dem Becken von Üsküb und der Ebene von Saloniki	94
a) Der Oberkreidezug	94
b) Die Schuppen der Subzone Veles—Alchar	99
Das Pšinjaprofil	99
Profil von Paschakoj	104
Topolka- und Babunaprofil	105
Černa- und Alcharprofil	108
D. Das kristalline Grundgebirge im Malarupagebiet	111
E. Das basische Eruptivfeld des Marianskagebirges	115
F. Der Plauš-Dedeli-Zug	116
G. Das Intrusivgebiet der Umgebung von Bogoslovac und Štip . .	118
Zusammenfassung über die Vardarzone	120
VII. Die Rhodoperegion	122
Bemerkungen über den Anschluß der Rhodope und der Vardarzone an Kleinasien	125
Zweiter Teil: Die geologische Geschichte Mazedoniens	126
A. Die vortertiäre Geschichte	126
1. Die paläozoische Zeit	126
2. Die Triaszeit	129
3. Die orogenetischen Bewegungen der Jurazeit	130
4. Die Magmabewegungen während und nach der Jurazeit	133
5. Die vorgosauische Faltung und die Gosautransgression	137

Inhaltsübersicht

V

	Seite
B. Die Tertiär-Quartärgeschichte	139
1. Der voroligozäne Abschnitt	139
2. Die oligozäne Meerestransgression	140
3. Die trachytisch-andesitischen Eruptionen der Miozänzeit	144
4. Die neogenen Fluß- und Sesbecken	148
a) Serbien	149
b) Sandschak-Novipazar	150
c) Amselfeld	151
d) Becken von Ipek	151
e) Becken am mittleren Vardar	152
f) Westmazedonische Becken	157
Zusammenfassung von 4)	158
5. Die jungpliozäne Tiefenerosion	161
6. Das Quartär in Mazedonien	162
C. Anhang	164
Erdmagnetismus	164
Erdbeben	165
Schwereanomalien	165
Rezidivbewegungen während der Gebirgsbildung	167
Dritter Teil: Die Stellung des dinarisch-balkanischen Gebirgssystems zu den Alpen	169
Vierter Teil: Nutzbare Minerallagerstätten und Wasservorräte	185
Schluß: A. Übersicht der benutzten geologischen und geographischen Literatur	194
B. Schriften über Minerallagerstätten	198

Einleitung

Geologische Kriegsarbeit in Mazedonien, Serbien und Albanien

Gemessen an den Erfolgen, die während der letzten Jahrzehnte in der geologischen Erschließung der Alpen erzielt wurden, ist der Fortschritt in anderen Teilen des mediterranen Faltungsgürtels ein langsamer gewesen. Selbst im viel untersuchten westlichen Mittelmeergebiet läßt sich von großen Gebirgsabschnitten auch heute noch kein klares Bild der tektonischen Zusammenhänge gewinnen. Noch mehr galt dies von der südosteuropäischen Region, die das alpine System mit den asiatischen Faltensträngen verbindet.

Der größte Teil der nördlichen Balkanhalbinsel, so besonders ein breiter Streifen quer durch die Gebirge Albaniens, Altserbiens und Mazedoniens, konnte bis vor kurzem mit Ausnahme weniger Striche als tektonisch nahezu unbekannt bezeichnet werden. Zumindest waren die Lücken in der Kenntnis so groß, daß man zu keinem klaren Überblick gelangen konnte. Die Gründe lagen vor allem in der geringen kulturellen Entwicklung dieser Länder und in der schwierigen, zum Teile nicht ungefährlichen Bereisung. Die noch unter verhältnismäßig günstigen äußeren Umständen ausgeführten Forschungen von BOUÉ und VIQUESNEL sind zwar auch heute eine wichtige Tatsachenquelle, aber sie gehören der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts an — einer Zeit, da viele Fragestellungen der heutigen Geologie noch gar nicht aufgetaucht waren. Die verdienstreichen Arbeiten von K. ÖSTREICH und J. CVIJIĆ haben uns gleichfalls zahlreiche Beobachtungen von bleibendem Werte gebracht, aber ihnen haftet wie den älteren Untersuchungen der Übelstand an, daß die Schwierigkeiten einer stratigraphischen Gliederung der gebirgsbildenden Formationen damals noch allzu groß waren. Dazu kam der Zwang, das Land auf Wegen zu durch-

kreuzen, die nur zum Teile nach geologischen Gesichtspunkten gewählt werden konnten. Eine befriedigende Analyse verwickelt gestalteter Gebirge von alpiner Bauart wurde dadurch unmöglich.

In dieser Beziehung lagen die Verhältnisse für die Geologen der Mittelmächte nach dem im Herbst und Winter 1915 erfolgten Vorstoß der deutschen, österreichischen und bulgarischen Truppen wesentlich anders.

Während der letzten Kriegsjahre lief eine zusammenhängende Front von der mittelalbanischen Küste nördlich der unteren Vojusa über die Gegenden südlich von Elbasan zum Ochrida- und Prespa-see; weiterhin über das Peristerigebirge und quer durch die Ebene von Monastir zum viel umkämpften Černabogen. Über das Nidžegebirge (Umgebung des Dobropolje östlich des Kajmakčalan) und den Nordrand der Moglenaebene zog sich die Linie der Stellungen ungefähr entlang der serbisch griechischen Grenze zum Vardar bei Gjevgjeli (Djevdjelia)-Dojransee-Belašicagebirge und weiter entlang der Struma über die Ebene von Demirhissar-Seres bis zum Golf von Orfano an der ägäischen Küste. Die Front ging somit quer durch sämtliche Gebirgsgürtel der Balkanhalbinsel und gab eines der unbekanntesten Gebiete Europas für die Forschungstätigkeit frei.

Die Kriegsgeologen der beiden auf mazedonischem Boden arbeitenden Vermessungsabteilungen der deutschen Heeresgruppe hatten für militärische Zwecke genaue Untersuchungen und Kartierungen auszuführen. Dazu kamen die Arbeiten der mit verständnisvoller Förderung durch die militärischen Stellen arbeitenden landeskundlichen Kommission für Mazedonien.

Ihre Studien galten sowohl der Natur des Landes, als seiner interessanten Bevölkerung und Kulturgeschichte. Auch einige Lücken geophysikalischer Art wurden ausgefüllt, indem von Seite des geodätischen Instituts in Potsdam Schweremessungen und erdmagnetische Beobachtungen veranlaßt wurden. Alle Arbeiten lagen in den Händen bewährter Fachleute und schritten erfolgreich vorwärts. Man vergl. die Übersicht von KLUTE in den Verhandlungen des deutschen Geographentages, Leipzig 1921 und das Buch von DOFLEIN, Mazedonien, Fischer, Jena 1921.

Die ebenfalls teils kriegsgeologischen, teils rein wissenschaftlichen Arbeiten österreichischer und ungarischer Forscher hatten Albanien und Serbien als Betätigungsfeld. Nie zuvor war die Balkanhalbinsel Gegenstand so eingehender und vielseitiger Untersuchungen gewesen.

Die Ergebnisse geologischer Natur wurden dadurch stark gefördert, daß die topographischen Aufnahmen der deutschen und österreichischen Vermessungsabteilungen für viele Gebiete zum ersten Male eine verlässliche Unterlage schufen.

Eine kurze Übersicht der Arbeitsgebiete und Nennung der in ihnen meist durch Monate und Jahre wirkenden Geologen gibt eine Vorstellung vom Umfange der Tätigkeit, die sich ohne weiteres vergleichen läßt mit den auf Jahre verteilten Leistungen einer geologischen Landesanstalt mittleren Umfanges.

I. Mazedonien:

1. Umgebung des Ochrida- und Prespasees: F. GOEBEL.
2. Bereich der pelagonischen Ebene und der Gebirge am Černabogen: KUHSE, F. RINNE, M. SOMMER, SPÖTTEL, O. WELTER, WILLRUTH.
3. Innermazedonien vom Becken von Üsküb bis zur Vardar- und Strumafont: F. KOSSMAT.
4. Gebirge Nordmazedoniens: F. KOSSMAT und K. GRIPP.
5. Südmazedonien entlang der Vardar- und Strumafont: O. ERDMANNSDÖRFFER, F. KOSSMAT, K. LEUCHS, E. OSSWALD, A. WURM; für kürzere Zeit auch M. BLANCKENHORN.

II. Serbien:

1. West- und Nordserbien: O. ABEL und N. KREBS, O. AMPFERER und W. HAMMER, ferner die ungarischen Geologen L. v. LOCZY junior und Mitarbeiter.
2. Raskien (ehemaliger Sandschak Novipazar): O. AMPFERER und W. HAMMER, F. KOSSMAT, N. KREBS, E. VADÁSZ.
3. Moravagebiet bei Vranje: O. ERDMANNSDÖRFFER.

III. Albanien:

1. Nordalbanien: F. NOPCSA (bereits vor dem Kriege), O. AMPFERER und W. HAMMER, F. KERNER, H. VETTERS (bereits vor dem Kriege).
2. Mittelalbanien: E. NOWAK, H. VETTERS.

Anmerkung: Die Liste ist nicht vollständig, da einige kürzere geologische Bereisungen auch von anderen vorgenommen wurden, so z. B. von Prof. SAUER und GÜRICH. Mit dem Studium geographischer Fragen befaßte sich in Mazedonien Prof. SCHULTZE-Jena, der vor kurzem, im Sommer 1922, eine ergänzende Forschungsreise nach Süd-Mazedonien unternahm und bei dieser Gelegenheit auch im geologischen Interesse tätig war.

Der Verfasser dieses Heftes untersuchte im Sommer 1916 mit Unterstützung der sächsischen Akademie der Wissenschaften das

als Verbindung zwischen Albanien und Bosnien wichtige Gebiet des Sandschaks Novipazar (Raskien).

Anfang März 1917 wurde er als Kriegsgeologe einer preußischen Vermessungsabteilung in Mazedonien zugewiesen und gehörte dieser bis in den November 1917 an. Zuerst in dieser Eigenschaft, später als Mitglied der mazedonischen landeskundlichen Kommission dehnte er seine zunächst kriegsgeologischen, dann wissenschaftlichen Bereisungen über einen großen Teil von Innermazedonien beiderseits des Vardar bis zur Front aus. Die Feldarbeit, die sich auch auf das Studium nutzbarer Lagerstätten erstreckte, dauerte mit einer Unterbrechung von nur einigen Wochen bis in den Winter 1917/18. Im August und September 1918 konnte auf einer nochmaligen Bereisung die erwünschte Abrundung der wichtigsten Ergebnisse herbeigeführt werden. Im Zusammenschlusse mit den Arbeiten der Nachbargeologen formte sich allmählich ein Bild des Landes vom schwarzen Drin an der albanischen Grenze bis zum ägäischen Meere bei Kavalla. Eine zusammenfassende Darstellung ist daher gerechtfertigt.

Das vorliegende Heft hat Innermazedonien und die angrenzenden Teile Albaniens und Serbiens zum Gegenstande. Für letztere konnten die Arbeiten österreichischer und ungarischer Geologen benutzt werden. Diese Erweiterung des Themas auf Nachbargebiete wurde vorgenommen, weil zur Klarstellung der geologischen Lage Mazedoniens eine kurze Schilderung auch der äußeren Gebirgszonen, die dieses Land von der Westküste scheiden, nötig ist.

Herrn Geheimrat Prof. Dr. F. RINNE verdankt der Verfasser die Mitteilung einer Reihe wichtiger, auf zahlreiche Dünnschliffe gegründeter petrographischer Befunde. Die Dünnschliffe selbst standen ihm für weitere Durchsicht zu Gebote. Herr Dr. M. SOMMER stellte seine Spezialkartierungen im kristallinen Grundgebirge südlich von Prilep zur Verfügung. Herr Landesgeologe Prof. R. REINISCH war so freundlich, einige chemische Untersuchungen wichtiger Gesteine vorzunehmen.

Das zweite Mazedonienheft¹⁾ wird eine Darstellung der südöstlichen Teile des Landes durch die ehemaligen Kriegsgeologen Prof.

¹⁾ Heft 13 der „Kriegsschauplätze“: Südost-Mazedonien und Kleinasien, bearbeitet von Prof. Dr. ERDMANNSDOERFFER-Hannover, Dr. LEBLING-München, Prof. Dr. LEUCHS-München, Dr. OSSWALD-München, Dr. WURM-München, Prof. Dr. KOERT-Berlin, Geh. Bergrat Dr. RANGE-Berlin.

ERDMANNSDÖRFFER, Prof. LEUCHS, Dr. OSSWALD und Dr. WURM, sowie einen Anhang über Vorderasien bringen.

Ein Verzeichnis der wichtigsten Literatur ist am Schlusse beigefügt. Die Zitate im Text beschränken sich auf die Namen der Verfasser und auf die Verzeichnisnummer ihrer Arbeit, wo dies nötig ist.

Bei den jetzigen großen Druckschwierigkeiten mußte die Ausstattung der Arbeit mit Beilagen auf das Notwendigste beschränkt werden; eine Wiedergabe der geologischen Detailkarten kam daher von vornherein nicht in Betracht.

Mazedonische Landschaftsbilder findet der Leser in den Werken von J. CVIJIĆ (Lit. 3) und von K. GRIPP (Lit. 2), sowie in dem prächtigen Folioband: Bilder vom mazedonischen Kriegsschauplatz, zusammengestellt und erläutert von Leutnant E. VON BUERKEL und H. SCHMIDT-Annaberg. Verlag der Münchener graphischen Gesellschaft Pick & Co. 1917.

Erster Teil

Der Gebirgsbau

I. Der adriatisch-jonische Faltenkomplex

(Autochthone Falten des Epirus, des westlichen Albanien
und der dalmatisch-istrischen Küstenzone)

Vorwiegend nach den Arbeiten von NOWACK, PHILIPPSON, RENZ

Ein ausgezeichnetes, NNW streichendes Faltensystem, dessen Bau in großen Zügen zuerst durch die Aufnahmen von PHILIPPSON bekannt wurde, bildet das epirotische Bergland und die vorliegenden Jonischen Inseln. Mehrere langhin verfolgbare, oft gegen Westen überschobene Hauptantiklinalen aus mesozoischen und alttertiären Kalken, voneinander getrennt durch Synklinalstreifen von niedrigem Flyschland, bestimmen das ziemlich einfache tektonische Bild. Wenn man berücksichtigt, daß es sich um die äußeren Zonen des Gebirges handelt, dann fällt es auf, daß sie sehr hoch emporsteigen. Es erreicht die westepirotische Hauptkette zwischen dem Vojusafluß und der Küste Höhen von mehr als 2000 m (Tumba 2300); auch die Berge bei Jannina ragen noch bis über 1800 m empor.

Dem beträchtlichen Relief entspricht ein großer stratigraphischer Umfang der am Gebirgsbau des Epirus beteiligten Formationsglieder. Von tieferem Mesozoikum sind vertreten die Kalke und Dolomite der Obertrias, ferner sämtliche Hauptstufen des Jura in teilweise fossilreicher Entwicklung. Die sehr verbreiteten Hornsteinschichten und Aptychenkalke beginnen nach RENZ im oberen Dogger und reichen bis in die untere Kreide. Der höhere Teil der konkordanten Schichtfolge bietet das bekannte Profil des adriatischen Küstenkarstes: nämlich Rudistenkalke, darüber ohne merkbare Lagerungsdiskordanz Nummuliten- oder Alveolinenkalke und Obereozän-Oligozänflysch. Die Hauptfaltung liegt in dieser Zone zwischen der Ablagerung des Flysch und der diskordant in das

Gebirge eingreifenden Neogenschichten. Letztere bestehen teils aus marinen Strandbildungen, teils aus kontinentalen Ablagerungen.

Das Bild ändert sich allmählich, wenn wir den Faltenzügen in nördlicher Richtung nach Albanien folgen (Fig. 18).

1. Westepirotische Zone samt vorgelagerten Jonischen Inseln

Die Züge des westlichen Epirus verlassen bei Valona den albanischen Boden und laufen unter die Adria hinaus. Sie verbinden sich auf deren Boden offenbar mit jenen Gebirgsschichten, die an der italienischen Ostküste stellenweise sichtbar sind (Puglia, Monte Gargano) und mitunter als Antiapennin bezeichnet werden.

2. Malakastrazone und Niederalbanien

Die mittleren Faltenzüge des Epirus bilden in Albanien das Malakastrabergland östlich des Vojusafusses. Die Achsen steigen hier im allgemeinen weniger hoch empor, so daß die Antiklinalen gewöhnlich nur noch die Nummulitenkalke als Kerne in der Flyschhülle zu Tage bringen. Nach den sorgfältigen Aufnahmen von E. NOWACK 1919 (Lit. 5) hat die Gebirgsbildung hier erst im Neogen eingesetzt und bis in die Quartärzeit hinein immer neue Schichtenglieder als weiterwachsende Verlängerung der epirotischen Falten über den Meeresspiegel gehoben.

Je weiter wir nach Norden gehen, um so mehr senkt sich das allgemeine Faltenniveau auch im orographischen Bilde, so daß wir, dem Streichen folgend, aus dem immerhin noch bis über 700 m emporsteigenden Malakastrabergland allmählich in die sanften Bodenschwellen und die Ebenen Niederalbaniens eintreten. Diese Landschaft erstreckt sich nach Norden bis etwas über die Drinmündung hinaus und taucht sanft unter den Adriaspiegel. Die Untersuchungen NOWACKS und italienischer Geologen haben gezeigt, daß die Tertiärablagerungen Niederalbaniens und der angrenzenden Teile der Malakstra lückenlos aus dem flyschartig entwickelten Oligocän und den z. T. konglomeratischen aquitanischen Schichten (Lepidocyclinenstufe) in das gleichfalls marine Miozän reichen. Über den fluviatil ausgebildeten pontischen Schichten folgt dann noch die marine Piacenza- und Astistufe des Pliozän und das Quartär. Aus der Verteilung der Fazies ließ sich erkennen, daß wellenförmige Krustenbewegungen bis in die allerjüngste Zeit ihren Fortgang nahmen. Die Faltenscheitel wuchsen dabei über das Ablagerungs-

niveau empor und engten die Sedimentbildung mehr und mehr auf Teilmulden ein, so daß letztere eine Ablagerungskontinuität bis in das Quartär aufweisen.

Nach den Arbeiten von NOWACK ist Niederalbanien die südöstliche Ausspitzung der adriatischen Großmulde. Es verlandete allmählich durch den Faltungsvorgang, während die Hauptregion der Großmulde noch heute ihren Charakter als Meeresgebiet bewahrt.

3. Die Krujazone (= dalmatische Küstenzone)

Östlich der niederalbanischen Tertiärlandschaft erhebt sich als Randwall des inneren Berglandes eine Flucht hoher Kalkwände, die in der Linie Elbasan—Kruja fast geradlinig nach Nordnordwesten streicht. Sie bildet die Westflanke einer hochaufstrebenden Antiklinale aus kretazischen Rudisten- und eozänen Nummulitenkalken. Zerknitterter Flysch bildet die Ausfüllung der beiderseitigen Mulden.

Im Norden führt die Verfolgung dieses Zuges nach den Untersuchungen von VETTERS zum inneren Winkel des Drin-Golfs bei Alessio. Hier stellen zwei Kalk-Antiklinalen die streichende Verbindung mit den gleichartigen Faltenzügen des dalmatischen Küstenkarstes her. Die typische Schichtfolge besteht aus Kreidekalken, die durch eine „liburnische“ Übergangsstufe mit den Nummulitenkalken verbunden sind. Darüber folgt Flysch.

Im Süden ist die Aufsuchung der direkten Verlängerung erschwert, weil südlich von Elbasan der westliche Überschiebungsrand der inneralbanischen Serpentinregion weiter vortritt. Man gewinnt aber aus den Karten von NOWACK und BOURCART die Erkenntnis, daß sich in diesem Abschnitt an Stelle des einfachen Krujazuges einige gleichwertige Falten kulissenförmig aneinanderreihen. Als ihre westlichste tritt der Siloveš-Tomorzug (2400 m) auf, dessen Steilwände östlich der Malakastra in ähnlicher Weise emporragen, wie die Mauer von Kruja östlich des niederalbanischen Geländes. Die Sattelkerne der meist isoklinalen Falten bestehen auch hier aus Rudisten- und Nummulitenkalk. Es ist nicht daran zu zweifeln, daß sich die Falten des inneren Epirus auf dem Wege über diese mittelalbanischen Gebirge und den Krujazug in die bekannten Kreide-Eozänfalten des dalmatisch-istrischen Küstenlandes verlängern. Zwischen diesem Gürtel (3) und dem nach Italien abirrenden westepirotischen Faltenkomplex (1) liegt die Muldenachse der heutigen Adria, deren südöst-

liche Verlängerung im niederalbanischen Teil der Malakastrazone (2) ausspitzt.

Tektonisch bilden alle Zonen 1—3 insofern eine Einheit, als sie nicht durch Trennungslinien erster Ordnung zerschnitten sind, sondern zusammengenommen den äußeren Komplex des dinarischen Systems darstellen.

Bemerkungen zur jungtertiären Geschichte der adriatischen Ostküste: Der Strand der Adria lief im Jungtertiär entlang des Abfalls der Krujakette nach Nordwesten und zog in erheblicher Entfernung westlich des heutigen Küstenlandes von Dalmatien vorbei. Letzteres wurde schon im Laufe des Oligozän nach der Flyschfaltung tief abgetragen und entwickelte sich zu Rumpfflächen, die im Neogen von breiten fluviatilen Einebnungsstreifen durchzogen wurden (= erste morphologische Phase). Neogene Seebecken mit z. T. mächtigen Süßwasserablagerungen zeigen Stellen an, wo ein Teil der früheren Landoberfläche während der langsamen Krustenbewegungen der damaligen Zeit unter das allgemeine Karstwasserniveau der Umgebung geriet. Abrasionsterrassen umgeben derartige Becken.

Im Laufe des Pliozän trat lebhafte orogenetische Bewegung in dieser Zone ein. Die Flüsse schnitten tief in die Ebenheiten der dalmatischen Zone, es entstanden steilwandige Täler (= zweite morphologische Phase). In der entsprechenden Zone Albaniens wurde das miozäne Strandkonglomerat auf der Westflanke der Krujakette bis rund 1100 m über den heutigen Meeresspiegel gehoben (NOWACK). Die Höhenlage ist hier, in der westlichen Umwallung des hoch emporgewölbten westmazedonischen Grundgebirgsmassivs, bedeutender als in Dalmatien und Istrien, wo die entsprechenden Verebnungsflächen höchstens einige hundert Meter über dem Meere liegen¹⁾.

Nach diesen jungen orogenetischen Bewegungen verlegte sich im Laufe des Quartär die Achse der adriatischen Geosynklinale etwas weiter nach Osten. Das Meer drang auf dalmatischem Boden in die unteren Teile der steilwandigen Erosionstäler der zweiten Phase ein, bildete Kanäle und Buchten, löste Höhenzüge vom Festland ab und ertränkte altdiluviale Schotterkegel — es entstand das

¹⁾ Die Bewegungen der zweiten Phase waren nicht bruchlos, sondern erzeugten an verschiedenen Stellen Staffeln, deren Grenzen in der Regel mit früher angelegten tektonischen Linien zusammenfallen (vergl. GRUND in PENCKs „Geographischen Abhandlungen“ 1910, Bd. IX Heft 3 und KOSSMAT, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1916).

charakteristische Bild der heutigen dalmatischen Küste (= dritte morphologische Phase). Der quartären Hebung der Apenninenabdachung und der Zone von Niederalbanien steht so eine junge Senkung der dalmatischen Küste gegenüber.

Es handelt sich um Teilerscheinungen eines und desselben Grundvorganges: einer sanftwelligen Verbiegung der Kruste.

II. Die Pindos-Cukalizone

Nach RENZ und NOPCSA

Während im bisher erwähnten Küstengebiet die seewärts gerichteten Überfaltungen niemals ein derartiges Ausmaß erreichen, daß sie die tektonische Zusammengehörigkeit der Falten dieser Gruppe in Frage stellen würden, vollzieht sich hinter diesem ersten großen Gebirgsgürtel ein auffallender Wechsel. Sehr deutlich zeigt er sich im südlichsten Dalmatien bei Budua und Spizza, wo durch die Aufnahmen von BUKOWSKI ein Schuppengebiet bekannt wurde, das sich auf die Küstenfalten aufschiebt. Die Überdeckung geht weit genug, daß der Denudationsrand der Schuppen in der Gliederung und Fazies seiner Schichtfolge sehr erheblich von jener der dalmatischen Küstenfalten (Z. I) abweicht. Die letztere besteht auch hier im Süden noch aus dem bekannten konkordanten Profil: Chamiden- und Rudistenkalke der Kreide, darüber die „liburnischen“ Grenzsichten, die Nummuliten- und Alveolinenkalke und konkordanter Eozän-Oligozänflysch.

Die aufgeschobene Schichtfolge umfaßt weit größere Abschnitte der Formationsreihe. Sie beginnt mit fossilreichem marinen Oberkarbon und Perm in z. T. schiefrigsandiger, z. T. kalkiger Ausbildung. Darüber folgt eine gut gegliederte Trias, mit den Werfener Schichten anfangend und bis in die norischen Kalke hinaufreichend. Eruptivtuffe und Noritporphyritdurchbrüche sind den Wengener Schichten der ladinischen Stufe eingeschaltet; typische Hallstätter Kalkfazies stellt sich höher oben in den karnischen und norischen Schichten ein. Geringe Reste von Jura-Aptychenkalk, ferner brecciose, auf Trias transgredierende Rudistenschichten und schließlich ein diskordant gelagerter Alttertiärflysch bilden den oberen Teil der Gesteinsfolge. Der Kontrast gegenüber den „autochthonen“ Küstenfalten ist mithin auffallend genug. In der Richtung nach Mitteldalmatien nimmt die Bedeutung der Budua-Spizzaschuppen ab; sie gehen schließlich in der Küstenzone I 3 auf

(S. 51). Im Südosten hingegen verbindet sich die streichende Verlängerung über Skutari mit den durch NOPCSA bekannt gewordenen Cukalifalten. Diese reichen vom Außenrande ca. 40 km weit landeinwärts bis zum scharfen Knie am nördlichsten Punkt des Drinlaufes. Nach Norden, Osten und Süden tauchen sie unter den Denudationsrand der Schubmassen des inneren Albaniens.

Ihre fensterartige Entblößung ist durch eine Aufwölbung bedingt. Südlich vom Drin sinkt diese rasch zur Tiefe und die Cukalizonen verschwindet zunächst fast ganz unter den weit überschobenen Serpentinmassen der Merdita (Z. IV b). Nur einzelne klippenartige Kalkaufragungen im Flysch deuten nach NOWACK die weitere Verbindung nach Süden an und scheinen in Mittelalbanien kaum von den ähnlich gebauten Falten und Schuppen der Zone I 3 (S. 8) abgrenzbar zu sein.

Im Epirus hebt sich nordöstlich von Jannina innerhalb des erwähnten Gebirgsstriches der hohe Pindosempor. Er zeichnet sich durch eine bis in die Trias hinabreichende Schichtreihe aus und ist am Westrande auf den altpaläozoischen Flysch der autochthonen Küstenfalten aufgeschoben — das Bild entspricht faziell und tektonisch den Schuppen von Budua-Spizza in Süddalmatien. Die Karte von PHILIPPSON in der Zeitschr. der Ges. f. Erdk., Berlin 1896, XXXI, Taf. 9 bringt, von der unzulänglichen Stratigraphie des Mesozoikums abgesehen, den Bauplan klar zum Ausdruck. Die Annahme von RENZ, NOPCSA und NOWACK, daß im Pindos die Cukalizonen wieder auftaucht, ist jedenfalls gut begründet.

III. Die westmontenegrinisch-kroatische Hochkarstzone

(Montenegrinisch-nordalbanische Tafel NOPCSAs = Ternovaner Hochkarstzone im nördlichen Karst)

Diese auch in den nördlichen Teilen des dinarischen Gebirges sehr bedeutend entwickelte Zone erhebt sich in Süddalmatien und Montenegro mit einem scharfen Überschiebungsrand über der vorhin besprochenen Zone II und bildet ein hohes Karstplateau, das sich in dem wilden Kalkgebirge der nordalbanischen Alpen (über 2600 m) fortsetzt. Triasschichten und Jurakalke — letztere u. a. gekennzeichnet durch die Korallen- und Hydrozoenfazies des Malm — bilden einen wichtigen Bestandteil der sehr mächtigen Serie, die mit Kalken der unteren und oberen Kreide, sowie mit Resten von transgredierendem Eozän abschließt. Am Südfuß der nord-

albanischen Alpen rechts des Drin sind als stratigraphisches Liegendes dieser i. A. mesozoischen Schichtfolge fossilführende Karbonschichten bloßgelegt, die sich mit tektonischem Kontakt auf die Cukalserie legen. Der Ausstrich dieser von NOPCSA festgelegten Überschiebung schwenkt aus der dinarischen Südostrichtung bogenförmig nach Nordosten um. Eine ausgezeichnete Reibungsbreccie („Mylonit“) mit Fetzen der aufgeschobenen Serie, die im Eozänflysch des basalen Gebirges block- oder klippenartig stecken, kennzeichnet die ausgezeichnete Schubbahn. NOPCSA hat sie bis zum Drinknie 40 km O von Skutari verfolgt. Hier tauchen die Cukalifalten unter. Aber auch die westmontenegrinisch-nordalbanische Decke verschwindet schon in geringer Entfernung S dieser Stelle unter der gewaltig vorgetriebenen Schubmasse der inneralbanischen Schieferhornstein- und Serpentinregion (Merditadecke). Im ganzen weiteren Verlaufe durch Albanien in den Epirus bleibt Zone III verborgen und es ist noch nicht sicher, ob im östlichen Pindos oder im Kiona-Vardussiagebirge Mittelgriechenlands ihr tektonisches Äquivalent vorliegt.

Jedenfalls ist im mittleren und südlichen Albanien ein erheblicher Gebirgsstreifen unter der im folgenden zu beschreibenden tektonischen Einheit begraben.

NOWACK meinte in seinen morphogenetischen Studien aus Albanien, Z. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1920, S. 102, daß das Vorland unter der Wucht der vordringenden inneren Schubmassen absank. Mir scheint es aber eher, daß der weite Vorschub der letzteren erst ermöglicht wurde, weil in diesem Abschnitt die äußeren Einheiten des Gebirges eine Achsendepression erfuhren. Die Erscheinung zeigt sich in dem Gebiet, wo die südöstliche Verlängerung der adriatischen Geosynklinale der Tertiärzeit nach Albanien hereingreift (S. 8).

IV. Die bosnisch-inneralbanische Kalk- und Serpentinregion

Nach fremden und eigenen Beobachtungen

1. Die Gesteinsserie

Die stratigraphische Folge der hierhergehörigen Teile des dinarischen Gebirges ist sehr umfangreich. Sie beginnt mit mächtigen Karbonschiefern und Sandsteinen. Darüber folgen rote Perm-sandsteine, Konglomerate und dunkle Kalke, sodann die Ablage-

Stratigraphische Profile aus der bosnisch-inneralbanischen Kalk- und Serpentinregion

	Merđita und südl. Teil von Ostalbanien i. A. nach NOPCSA, NOWACK u. a.	Östlicher Schichtkopf der alban. Zone am Schwarzen Drin und in Raskien
Tertiär	Marine Ablagerungen d. Ober-Skumbi- und Korčagrabens: Mediterranes Miozän, Aquitatische Konglomerate usw. mit Lepidocyclinen, Fossilreiches Unter-, Mittel- und Oberoligozän. — Diskordanz —	Fragliches Alttertiär in Fazies von Mergeln, Kalksandsteinen, Konglome- raten bei Debra; auf Trias trans- gredierend
Kreide	Transgredierende Gosaufazies (Neri- neen- und Rudistenkalke) der Ober- kreide Lokal oberneokome Kalkschiefer, Mergel und Kalke mit <i>Crioceras</i> <i>Dwali</i> und Chamiden Basalkonglomerate aus basischen Eruptivgesteinen	Transgredierende Gosaufazies der Oberkreide —
Jura	Peridotit (Serpentin), Gabbro, Diorit und zugehörige Teile der Schiefer- hornsteinformation = Tuffit-Jaspis- Schichten	Peridotit (Serpentin), Gabbro, Diabas und Schieferhornsteinschichten Profil in Raskien von oben nach unten: b) Diabasergänge in Wechsel mit Sandsteinen und dunklen Schiefeln, a) Radiolarite, Schiefer und plattige Hornsteinkalke Lokal Breccienkalke mit Hydrozoen und rote Knollenkalke
obere Trias	Helle Kalke mit Gyroporellen und Halobien	Helle Kalke mit Korallen und großen Megalodonten (im oberen Ibartal)
mittl. Trias, einschl. der ladinischen Stufe	Kalke, Tuffit- und Jaspis-Schichten mit Porphyren und Porphyriten	Unterer Teil der Triaskalke, lokal mit Schiefereinlagerungen Auf der Halbinsel Lin (Ochridasee) rote Kalke mit <i>Haydenites</i> sp.
untere Trias	Wurfener Schiefer und Kalke mit Columbiten und Meekoceraten	Bräunliche und rötliche, im oberen Teil kalkige Wurfener Schiefer (NO von Debra mit Gips)
Perm	Rote permotriadische? Sandsteine und Porphyroide? des oberen Skumbi- tales	Rote Sandsteine, Schiefer und Quarz- konglomerate. Am oberen Ibar mit Quarzporphyr
Karbon		Dunkle Tonschiefer mit Einlage- rungen von Quarzsandstein und Quarzkonglomerat. Bei Gopeš mit feinkörnigen Granitdurchbrüchen

rungsreihen der alpinen Trias und Reste von Jurasedimenten. Eruptivgesteine spielen sowohl in der Trias als im Jura eine große Rolle, doch gehören die besonders bezeichnenden Peridotite und ihre Verwandten augenscheinlich der letzteren Periode an.

Bemerkenswert ist die auffallend weit verbreitete Diskordanz von gosauähnlichen Oberkreideschichten, deren Faziesbild in vielen Gebieten wegen des Vorwiegens klastischer Sedimente recht bedeutend von dem der Karstkalke in den äußeren Zonen abweicht. Wir treten mit Region IV in ein Gebirge der Kreideperiode ein, das nachher noch tiefgreifenden Umformungen unterworfen war. Seine Grenze gegen die äußeren Züge (II und III) fällt mit einer Störung höherer Ordnung zusammen, die bereits in beträchtlicher Erstreckung als nacheozäne Überschiebung von sehr großem Ausmaß nachgewiesen ist.

Die ophiolithischen Eruptiva

Die basischen Eruptivgesteine¹⁾ der raskisch-bosnischen Zone und der Merdita bilden einen durch auffallend gleichartige Differentiationserscheinungen in allen Teilen ihres Verbreitungsgebiets gekennzeichneten Komplex. Die sorgfältigsten petrographischen Untersuchungen verdanken wir HAMMER für SW-Serbien, REINHARDT für die Merdita. Die von mir im Sandschak Novipazar gesammelten Gesteine stimmen sämtlich mit den vom Erstgenannten beschriebenen Typen überein; ich verweise daher auf diese.

1. Tiefengesteine. a) Die sogenannten Serpentine haben zum Teil ihren Peridotitcharakter noch erhalten und könnten in solchen Fällen richtiger mit dem Namen des ursprünglichen Gesteins bezeichnet werden. Es herrscht der Harzburgittypus (Olivin mit Bronzit); durch Übergänge mit ihm verbunden sind der Lherzololith (Olivin + Diallag + Bronzit) und der Wehrilit (Olivin + Diallag). Amphibolperidotite mit sekundär gebildeten feinfaserigen Amphibolen treten untergeordnet auf.

Die herrschende Umwandlung ist die in Bronzit- und Bastitserpentin. Nester von Chromeisenstein sind an verschiedenen Stellen in Bosnien, Serbien und Albanien verbreitet, im allgemeinen aber nicht so bedeutend wie in den Peridotiten der Vardarzone. Gänge und Stockwerke von dichtem weißen Magnesit treten nicht selten auf.

¹⁾ Im folgenden Text werden die Ausdrücke „Serpentinformation“ und „ophiolithische Gruppe“ als identisch verwendet.

b) Die Gabbros sind mit den Peridotiten naturgemäß zeitlich und räumlich auf das engste verbunden, treten aber an Menge stark gegen sie zurück. Sie bilden einzelne Stöcke und Gänge. Feinkörnige Gangnachschiebe von Gabbro-Aplit beobachtete ich im chromerzführenden Peridotit von Lojane, Serbien; A. und H. beschreiben Gabbro-Pegmatite im Serpentinegebiet bei Višegrad und am Zlatibor.

Die herrschenden Gabbrotypen sind massive Gesteine von der normalen Zusammensetzung aus kalkreichen Plagioklasen und Diabas; auch die olivinführende Ausbildung ist häufig. — Der Pyroxen ist in vielen Fällen uralitisiert, so daß alle Übergänge bis zu Hornblendegabbros vorkommen.

c) Untergeordnet sind Nachschiebe von Diorit und Dioritaplit; sie sind gekennzeichnet durch ihre intermediären Feldspate.

2. Ergußgesteine. Die Ergußfazies der basischen Eruptiva hat die Beschaffenheit von feinkörnigen bis dichten, nicht selten mandelsteinartigen Diabasen (Diabasporphyrite z. T.). Die Ströme zeigen oft prächtige Fladenoberfläche. Besonders im Limtal zwischen Prijepolje und Priboj fielen mir Stromausbildungen auf, die dem Typus der Kissenlaven („Pillow-Lava“) aus dem Silur des Kaledonischen Gebirges von Schottland und Norwegen sehr gut entsprechen¹⁾.

Das Altersverhältnis zu den Intrusivgesteinen ist ein wechselndes. Im Sandschak Novipazar (S. des Ibar) fand ich die Ergüsse und die zugehörigen „Tuffite“ über der Serpentinmasse ausgebreitet. A. und H. sahen im Gebiet von Višegrad Gänge von feinkörnigem bis dichtem Diabas, die den Gabbro zu durchbrechen scheinen, doch beobachteten sie anderseits dort auch Einschlüsse von Diabasporphyrit im Gabbro.

Die Altersfrage der ophiolithischen Eruptiva und der damit verbundenen „Schiefer-Hornsteinformation“

In der Altersfrage der für große Teile der Balkanhalbinsel so sehr bezeichnenden ophiolithischen Eruptivgesteine und der zugehörigen, mehrere hundert Meter mächtigen Tuffite, Schiefer, Radiolarite usw. ist trotz des reichen Beobachtungsmaterials noch

¹⁾ Vergl. V. M. GOLDSCHMIDT, Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine zwischen Stavanger und Trondhjem. Videnskapsselskapets Skrifter I. mat. nat. Kl. Kristiania 1916, No. 2, S. 7 („Der Stamm der grünen Laven und Intrusivgesteine“).

heute keine völlige Einigung erzielt. Zum Teile kommt dies davon, daß im dinarischen Gebirge während verschiedener Abschnitte des Mesozoikums Eruptionen stattfanden und daß ihre Produkte, sowie die Begleitschichten Anlaß zu Verwechslungen bieten.

Einigkeit besteht darüber, daß die basische Eruptivserie älter ist als obere Kreide¹⁾. An beliebig vielen Stellen, von Bosnien und Raskien angefangen bis nach Albanien und Mazedonien sieht man die Basalkonglomerate einer Gosaufazies der Oberkreide (mit *Hippurites Oppeli* Zittel, *H. gosaviensis* Douv., *Radiolites* div. sp., Nerineen, Actaeonellen, Orbitoiden) einwandfrei über Serpentin, Diabase, Tuffite transgredieren. Ich fand derartige Aufschlüsse in Raskien bei Novipazar und Mitrovica, KATZER beobachtete sie in Bosnien, AMPFERER und HAMMER im Zlatiborgebiet von Südwest-Serbien, NOPCSA und VETTERS in Albanien. Dem letztgenannten verdankt man die Entdeckung, daß am Mali Šenjt in der Merdita über Serpentin- und Gabbrokonglomeraten, die auf Eruptivgesteinsmassen transgredieren, Oberneokom-Fossilien (*Phylloceras infundibulum* und *Crioceras Duwali* Lév.) in kalkigen Schiefen vorkommen.

a) Belege für **nachtriadische** ophiolithische Eruptionen.

1. In Nordost-Bosnien tritt ein weites Gebiet der Serpentin- und „Tuffit“formation auf, das meist von Eozänflysch und Nummulitenkalken bedeckt und mit ihnen verschuppt ist. Die Anwesenheit der Gosaufazies der Kreide wurde von KATZER durch Fossilfunde in der Majevisa planina nachgewiesen. Bei Doboj am Bosnafluß bricht der den Serpentin begleitende Gabbro durch Mergel- und Hornsteinkalke, die er im Kontakt verändert. Fossilien sind an dieser Stelle nicht bekannt. KATZER hat in neuerer Zeit die gesamte hiehergehörige Gesteinsgruppe auch in Nordwest-Bosnien studiert und stellt sie auf Grund dieser Beobachtungen in seiner 1922 herausgegebenen Karte 1 : 200 000, Blatt Banjaluka, zur Jura-Kreideformation.

Die letzten Ausläufer von Mergel und Mergelkalken, begleitet von Schichten der Tuffitfazies und von Diabaseruptionen fand

¹⁾ Eine Ausnahme bildet nur die Angabe von NOWACK, daß in Mittelalbanien an einer Stelle des Westrandes der Serpentinzone Apophysen dieses Gesteins in Eozänflysch auftreten. Berücksichtigt man aber, daß wir uns an der Überschiebungsgrenze befinden, an der die Serpentinmassen (der Zone IV) über Flysch der dalmatisch-epirotischen Küstenfalten (Zone I) gegliedert sind und tektonisch sehr leicht mit ihm vermischt wurden, dann darf man diese scheinbare Ausnahme wohl beiseite lassen.

KITTL mitten im megalodontenführenden Dachsteinkalkplateau nordöstlich von Serajevo eingeklemmt. Auch hier kann nach meiner Ansicht kein Zweifel an ihrem nachtriadischen Alter bestehen, da der in langer Erstreckung und mit großer Sorgfalt erforschte Schichtkopf der Trias bis herab zur paläozoischen Unterlage nirgends eine Einschaltung derartiger Schichten aufweist.

2. Im ehemaligen Sandschak Novipazar (‚Raskien‘), das ich im Sommer 1916 bereiste, zieht an der Südwestseite der innerdinarenischen paläozoischen Schiefer-Grauwackenzone ein ununterbrochener Schichtkopf der normal aufgelagerten, mit den bekannten permotriadischen bunten Schiefen und Sandsteinen beginnenden Triaskalke durch. Das Profil reicht überall, wo ich es sah, ohne Einschaltung der ophiolithischen Gesteine und der Schiefer-Hornsteinschichten bis in die Dachsteinkalke. Die großen Megalodonten der letzteren fand ich in den Gebirgen am oberen Ibar und am Plateaurande südöstlich von Sjenica. Erst im Inneren des Kalkgebirges liegt die in Rede stehende Gesteinsgruppe mit ihren Hornsteinkalken, Radiolariten, Schiefen, „Tuffit“-sandsteinen, Diabas-laven und einzelnen Serpentin-Vorkommnissen. Die Hornsteinkalke, Schiefer und Radiolarite haben die größte Ähnlichkeit mit der Jura-Neokomserie, die ich auf der Südseite der Julischen Alpen entlang des mittleren Isonzo und der Bača eingehend zu beobachten Gelegenheit hatte.

Dieselbe Faziesanalogie notierte ich mir an Ort und Stelle bei Antreffen der Hornsteinplattenkalke im Limal, an derselben Stelle talabwärts von Prijepolje, wo sich AMPFERER und HAMMER freilich an nordalpinen Muschelkalk erinnert sahen.

3. Nördlich von Sjenica fand ich in brecciösen Kalkbänken, die mit den untersten Teilen der Radiolarit- und Schieferschichten durch Wechsellagerung verbunden sind, eine Hydrozoe, deren Struktur mit der von STEINMANN beschriebenen Gattung *Milleporidium* aus den Tithonkalken von Stramberg übereinstimmt. Der stratigraphische Wert eines derartigen Fossils ist allerdings gering.

In einem nordöstlich der Stadt Prijepolje aufgeschlossenen Profile der Zlatarplanina (ebenfalls auf der östlichen Seite des Limflusses in NW-Raskien) bilden die hellen Triaskalke eine nach Süden überkippte Falte. Die Hornstein führenden Plattenkalke, Schiefer- und Jaspisschichten, die stratigraphisch unter den Sandsteinen und Diabasergüssen liegen, fallen hier mit prachtvoller Zickzackfaltung unter die hellen, dickbankigen Triaskalke der Zlatar pl. ein, sind

aber in kleinen Einmündungen auch über den letzteren erhalten. Die Aufschlüsse sind sehr gut. In der Nähe der Grenze beider Gesteinsgruppen entwickeln sich rötliche Knollenkalke, die so vollkommen den Typus der roten Lias- und Jurakalke der Alpen tragen, daß in ihnen eine Suche nach Ammoniten Erfolg verspricht. Auch brecciöse Lagen wie jene bei Sjenica sind vorhanden.

Als ich das Zlatargebirge mit Prof. KREBS querte, konnte ich zudem beobachten, daß auf der Nordostseite mit nordöstlichem Fallen die zu erwartende Reihenfolge der Schichten über dem Triaskalk, nämlich 1. Knollenkalk und hornsteinreicher Plattenkalk, dann 2. vorherrschende Schiefer- und Jaspisschichten, darüber 3. die Diabas- und die Sandsteingruppe, wieder auftritt. Die drittgenannte Abteilung bildet wegen ihrer gegenüber den Schiefnern etwas größeren Widerstandsfähigkeit einen Zug von Vorhöhen entlang des Nordabfalls der Zlatar pl. Erst noch weiter nördlich sieht man das Schichtenfallen sich nach SW wenden. Von letzterer Tatsache gingen wohl AMPFERER und HAMMER aus, wenn sie meinten, daß die Triaskalke der Zlatar pl. im Norden wie im Süden von der Schiefer-Hornsteinserie unterlagert werden.

Zwischen Prijepolje und der ehemaligen bosnischen Grenze ist das Limgebiet reich an klippenförmigen Kalkzügen inmitten der Schiefer-Hornstein-Diabaszone. A. und H., die in diesen Kalken u. a. mittel- bis obertriadische Brachiopoden fanden, deuteten die Vorkommnisse teils als normale Einlagerungen, teils als eingesunkene Streifen in der strittigen Schichtgruppe. Nach meinen Beobachtungen muß ich die Kalkzüge für Schuppen halten, die mit südgerichteter Bewegung emportauchten. Sie stellen im einzelnen oft förmliche Keile dar, die nur auf kurze Erstreckung anhalten, aber zusammen einen förmlichen Schwarm bilden. Sie sind nichts anderes als die Aufragungen der unter den Tuffit-Hornsteinschichten durchziehenden Kalkplatte, die wenig weiter östlich (nördlich von Sjenica) flächenhaft zutage tritt und dann den nördlichen Schichtkopf des Gebirges bildet.

AMPFERER und HAMMER haben selbst die letzterwähnte Lagerung in beträchtlicher Erstreckung gesehen (Lit. 3, S. 51) und scheiden daher eine „obere Diabashornsteingruppe“ aus, die im Limgebiet und bei Sjenica an manchen Stellen transgressiv über Teilen der Triasserie liegt, aber nach ihrer Ansicht noch zu dieser Formation gehört. Für meine Auffassung spricht aber neuerdings auch das von ihnen beobachtete Profil von Gonje an der Strecke

Sjenica-Pryepolje (A. u. H., Lit. 3, S. 53). Hier liegen nach ihren Angaben Hornsteinschiefer des unteren Teils der Diabashornsteinschichten konkordant, mit normalem stratigraphischen Verband, über Brachiopodenkalken, deren Fauna bei der vorläufigen Bestimmung für triadisch gehalten, bei der Revision aber als unterliassisch erkannt wurde. Die letztere wichtige Mitteilung verdanke ich einem Briefe HAMMERS vom 10. November 1922. Damit rückt dieser Teil der strittigen Schichten in den Jura. Es bleibt nur noch die Frage, ob die im scheinbaren Liegenden auf der Südseite des erwähnten Kalkzuges beobachteten gleichartigen Diabashornsteinschichten zur Trias gehören. Nach meinen Beobachtungen ist das nicht der Fall, denn der auch von mir gesehene Kalk dieser Stelle gehört einer in ihrer Breite rasch wechselnden und auskeilenden Schuppenreihe an, deren Südflanke entschieden das Bild einer Störung darbot, die ich im Tagebuch vermerkte. Auch die in Fig. 5 der Arbeit von A. und H. gezeichnete Auflagerung von Triaskalken an einer anderen Stelle des Limgebiets ist m. E. nur als Überschiebung zu deuten.

4. Im Ibargebiet bei Studenica talabwärts von Raška sind in der Hauptmasse des Serpentin große Schollen von hornsteinführendem Kalk und splittrigem Dolomit eingeschlossen, die nach A. und H. sehr wahrscheinlich der Trias angehören und auf jurassisches Alter der Eruptivmasse hinweisen, da letztere von transgredierender Kreide überlagert wird (A. und H. Lit. 2, S. 43). In diesem wichtigen Punkte besteht somit erfreulicherweise Übereinstimmung.

Ich glaube, daß man auf Grund der Befunde von KATZER in Bosnien und von mir in Raskien wenigstens die Frage nach dem Alter der Hauptmasse der Serpentine und ihrer Begleitgesteine als erledigt betrachten darf.

5. Über die Altersverhältnisse in der Vardarzone vergl. VI.

6. Von der Osthellenischen Zone Griechenlands schreibt RENZ, daß sich in Attika zwischen die Kalke mit festgestellten Obertrias-Rhätfossilien und die Rudistenschichten ebenfalls die Schieferhornsteinformation, überall in Zusammenhang mit mächtigen Serpentin einschiebt. „Diese Gesteinsserie dürfte in der Hauptsache den mittleren und oberen Jura, wie Teile der Unterkreide vertreten“. (Z. der deutsch. geol. Gesellsch. 1912, Monatsberichte S. 451.) Diese Festlegung läßt für unsere Frage nichts zu wünschen übrig.

b) Angaben über Eruptionen in der **Triaszeit**.

In den Südalpen sind bekanntlich Eruptivgesteine in der ladinischen Triasstufe weit verbreitet und von Tuffsandsteinen, Schiefeln, hornsteinführenden Kalken begleitet. Das südtirolische und kärntnerisch-krainische Verbreitungsgebiet weist als herrschende Eruptiva Felsitporphyre (Julische Alpen), Augitporphyrite und Melaphyre (Dolomiten, Jul. Alp.) auf.

In Süddalmatien konnte G. VON BUKOWSKI Noritporphyrite als Begleiter von Tuffsandsteinen, Schiefeln und Kieselkalken der Wengen-Cassianer Gruppe in mächtiger Entfaltung feststellen.

In Albanien rechnet NOPCSA einen großen Teil der „Tuffitformation“ in den Aufbrüchen unter dem Serpentin der Merdita der mittleren und sogar z. T. unteren Trias zu. Als charakteristische Gesteine bezeichnet er Porphyre, Melaphyre und Diabasporphyrite. Jahrb. d. geol. R.-A. Wien 1911, S. 251. Er hebt hervor, daß die Gabbro-Serpentingruppe von dieser triadischen Reihe als jurassisch abzutrennen sei und daß die „Tuffitformation“ vermutlich bis in den Jura hinaufreiche.

In Bosnien sind ladinische Schichten eruptiver Herkunft schon lange bekannt. Bei Olovo werden auch Tuffite, Sandsteine, Jaspise usw., die der südlichen Ecke der nordbosnischen „Serpentin- und Flyschzone“ angehören, als ladinisch aufgefaßt, weil sie den fossilführenden karnischen Triaskalkzug von Olovo unterlagern. Sie werden von Diabas (Melaphyr) und Serpentin, also der normalen Eruptivgesellschaft der ophiolithischen Reihe, begleitet. Gerade in diesem Falle muß ich eine Revision der Altersfrage als nötig betrachten. Es stellt sich meines Erachtens immer deutlicher heraus, daß die Gebirgszone Sjenica—Prijepolje—Rogatica—Vareš—Banjaluka ein breites Schuppengebiet darstellt. Die Kalke von Olovo könnten sehr wohl ebensolche Schuppen sein, wie es die Klippen am Lim bei Prjepolje nach meiner Überzeugung sind.

In Südwestserbien zwischen Užice und der Drina, sowie entlang des Limtals fassen AMPFERER und HAMMER, wie bereits erwähnt, die ganze Tuffit- und Hornsteinformation mit ihren Diabasen als triadisch auf. Sie unterscheiden in ihr eine untere Gruppe im Niveau der Werfener Schiefer und eine obere, die sie der ladinischen Stufe zurechnen. Die leitenden Gesteine sind auffallenderweise in beiden Fällen die gleichen. Serpentin- und Diabasgerölle wurden in Konglomeraten sowohl der „unteren“, wie der „oberen“ Abteilung gefunden.

Daß ich in den Profilen des Limtals die obere Diabas-Hornsteingruppe samt den mit ihr deutlich verknüpften Serpentin und Gabbros als nachtriadisch auffassen muß, habe ich bereits auseinandergesetzt. Dr. KATZER in Serajevo, den ich vor einiger Zeit (1922) um seinen Standpunkt in der so unerwartet verwickelt

gewordenen Angelegenheit befragte, teilte mir einstweilen nur mit, daß er sich in seiner zur baldigen Veröffentlichung bestimmten Geologie von Bosnien damit näher befassen werde, daß aber nach seinen Erfahrungen kein Anlaß vorliege, meine Anschauung hinsichtlich der Stellung dieser Schichten in Raskien zu revidieren.

Die Profile, die A. und H. zur Aufstellung der unteren Diabas-Hornsteingruppe führten, sind mir nicht aus eigener Anschauung bekannt. Es würde daher zwecklos sein, durch den Versuch einer Umdeutung der mitgeteilten Beobachtungen diese Frage aus der Welt schaffen zu wollen. N. KREBS, der diese Gebiete gleichfalls bereiste, kam nicht zur Auffassung, daß zwei verschiedenaltige Gruppen der ophiolithischen Gesteine und ihrer Begleitschichten vorliegen. L. VON LOCZY stellt in dem von einer geologischen Karte 1 : 200 000 begleiteten Bericht über die Ergebnisse der ungarischen geologischen Kommission den in seinen Arbeitsbereich fallenden nördlichen Zug der unteren Diabas-Hornsteingruppe von AMPFERER und HAMMER zum Jura. Nach seiner Karte knüpft er sich an die Triasmulde von Valjevo.

Jedenfalls wäre es zur völligen Klärung notwendig, eine Neubegabung der strittigen Gebiete vorzunehmen. Zwei Umstände müßten dabei auf Grund der gewonnenen Erfahrungen berücksichtigt werden: 1. Der Schuppenbau dieser ganzen Gebirgszone. 2. Die unzweifelhafte Transgression der „Diabas-Hornsteingruppe“, deren Sandsteine sowohl in der „unteren“, wie in der „oberen“ Abteilung Gerölle von verschiedenen paläozoischen Gesteinen, aber auch von dichten Kalken mit Fossilspuren, von Serpentin und Diabas einschließen.

c) Die Frage der Altersstellung der Zlatiborserpentine in SW-Serbien. Die riesige Peridotitmasse des Zlatibor, die mitten in dem langen Zug der raskisch-bosnischen ophiolithischen Zone liegt, wurde von AMPFERER und HAMMER als eine vor-triadische Intrusion in paläozoischen Schiefeln gedeutet. Da sie anderseits den Bestand weit jüngerer, posttriadischer Peridotiteruptionen in Nachbargebieten (Kopaonik usw.) zugeben, kommen sie zur Auffassung, daß sich die Förderung dieser Gesteine über einen sehr gewaltigen Zeitraum erstreckte. Die Argumente, auf denen die Annahme des paläozoischen Alters der Zlatibormasse aufgebaut ist, erscheinen mir aber nicht als geeignet, die bisherigen Vorstellungen vom mesozoischen Alter der gesamten ophiolithischen Zone zu beseitigen.

Ein Studium der Karte und des Textes von AMPFERER und HAMMER ergibt, daß der Zlatiborserpentin für paläozoisch gehalten wird, weil er unter paläozoische Schiefer taucht, deren Amphibolit-einlagerungen vielleicht durch Metamorphose aus den sonst verbreiteten Chloritschiefern hervorgegangen sind. Über Serpentin und alte Schiefer auf der Nordseite des Zlatibor greifen verschiedene Horizonte der Triaskalke (Muschelkalk bis Megalodontenkalk) hinweg. Nie fand man eine Kontaktmetamorphose, aber auch niemals „deutliche Zeichen von Transgression“ (A. und H., Lit. 3, S. 28), hingegen größtenteils Dislokationsgrenzen. Auch zeigen die Werfener Schiefer, die permotriadischen Sandsteine und paläozoischen Schiefer, die weiter im Norden unter dem jenseitigen Schichtkopfe der Triaskalke zutage treten, weder Einschaltung von Effusivlagern, noch werden irgendwo Gerölle aus dem Peridotitmassiv in diesen Normalprofilen erwähnt.

Ich glaube, daß auf der Nordseite des Zlatibor ein Überschiebungsrand vorliegt, dessen Tektonik in den allgemeinen Schuppenbau des Limgebietes ausgezeichnet hineinpaßt. Die Triaskalkschollen liegen nicht transgressiv, sondern als Schuppenrand auf dem Serpentin. Die braunen Sandsteine, die sich auf ihnen stellenweise ausbreiten (A. u. H., S. 28), sind wohl nichts anderes als die letzten Denudationsreste der posttriadischen „Tuffitserie“ des Limgebiets.

Zusammenfassung

Alles zusammengenommen läßt sich folgendes über das Alter der ophiolithischen Formationen der dinarischen Gebirge sagen: 1. Die Eruptionen sind vorkretazisch. 2. Die Peridotite und die sie begleitenden Gabbros sind mindestens zum größten Teile, wenn nicht sämtlich, jünger als die megalodontenführenden Dachsteinkalke und dürfen zusammen mit den zugehörigen Diabasen und Sedimenten der Schiefer-Hornsteingruppe als jurassisch bezeichnet werden. 3. Außerdem aber haben in verschiedenen Teilen des dinarischen Gebirges und der Südalpen auch in der ladinischen Stufe der Trias vulkanische Ausbrüche stattgefunden, die Melaphyre, Porphyrite und Felsitporphyre förderten. Auch diese werden von Tuffiten, Schiefern und Hornstein begleitet. Nach dem heutigen Stand der Literatur ist eine sichere Abtrennung von der jüngeren Serie nicht überall durchführbar. 4. Für das Auftreten von Peridotiten in der triadischen oder gar einer noch älteren Eruptionsreihe

sind Beweise nicht erbracht worden. Die geologische Geschlossenheit der hierher gehörigen Gesteine des dinarischen Systems macht ihre Verteilung auf mehrere Formationen unwahrscheinlich.

Die ophiolithischen Eruptionen sind in den mediterranen Gebirgen, von der iberischen Halbinsel angefangen bis nach Kleinasien, auffallend stark verbreitet und ihre Altersbestimmung hat bereits viele Geologen beschäftigt. In den Pyrenäen, wo diese Gesteine schon seit langem genau studiert sind, durchbrechen sie noch den Keuper, während ihre Gerölle schon im Albien und Cenoman liegen. Man könnte sich keine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen in Mazedonien und Raskien denken. A. WURM (Beiträge zur Kenntnis der iberisch-balearenischen Triasprovinz, Verhandl. d. naturhist. mediz. Vereins zu Heidelberg, N. F. XII, 4, 1913, S. 553) betont die fast allgemeine Verknüpfung der basischen Gesteine mit den Keupergebieten von Spanien und Nordafrika; er zieht allerdings den Schluß, daß die Eruption ungefähr in das Rhät fällt. DOUVILLÉ legt dagegen den Hauptwert auf ein von BERTRAND und KILIAN untersuchtes und abgebildetes Ophiolithvorkommen in Andalusien, das Liasschichten mit Ammonites radians durchbricht und einen Belemniten führenden Block einschließt.

In den Westalpen spielen ophiolithische Gesteine, darunter große Massen von Peridotiten eine sehr große Rolle, so z. B. in den unterostalpinen Schubmassen von Graubünden. Sie sind mit jurassischen Radiolariten in engster Weise verknüpft und an ihrer zeitlichen Beziehung zu diesen wird wohl nicht gezweifelt. Ebenso gesetzmäßig treten die gleichen Eruptiva im Apennin mit Radiolariten, Hornsteinkalken und Schiefen verbunden auf¹⁾. Es kann nach meiner Ansicht daher kein Zweifel sein, daß wir es im europäischen Mediterrangebiet mit einer jurassischen Epoche „femischer“ Eruptionen zu tun haben. Sie erinnert in vieler Beziehung an jene der devonischen Ausbrüche im Gebiet der varistisch-armorianischen Geosynklinale.

Über die allgemein-geologische Bedeutung der ophiolithischen Eruptionen und ihres Gefolges, sowie über die orogenetischen Bewegungen während der Jurazeit vergl. den erdgeschichtlichen Abschnitt.

¹⁾ Vergl. G. STEINMANN: Über Tiefseeabsätze des Oberjura im Apennin. Geologische Rundschau 1913, S. 575.

Diskordante Kreideablagerungen der Zone IV

In der montenegrinisch-kroatischen Hochkarstzone (III) haben wir meist eine fast geschlossene, durch keine Lagerungsdiskordanzen unterbrochene Schichtfolge des Mesozoikums vor uns. Wir können eine scharfe Grenze zwischen den Jura- und den Unterkreidekalken, ebenso zwischen den letzteren und den Chamiden-Rudistenschichten der Oberkreide selten ziehen. Eine auffällige Diskordanz stellt sich i. A. erst an der Basis des Mitteleozän ein.

Anders im Inneren des dinarischen Gebirges. Hier hat die orogenetische Bewegung vor der Oberkreide sehr kräftig gewirkt. Wo wir die Schichten dieser Stufe finden, liegen sie diskordant auf verschiedensten Gesteinsgruppen der Unterlage. Besonders oft knüpfen sie sich an die ophiolithische Formation und enthalten Gerölle aus ihr. Vergl. S. 16.

In der Fazies und Fossilführung haben sie ganz überwiegend das Gepräge der nordalpinen Gosauschichten und gehen im inneren Gürtel, wo sie bis auf paläozoische Schiefer transgredieren (Novipazar), in eine Flyschfazies über, die aber noch kalkige Rudistenbänke enthält. Turon- oder Untersenonformen, wie *Hippurites gosaviensis* DOUV. und *Hipp. Oppeli* ZITT. sind häufig, desgleichen Nerineen, Actaeonellen usw. Die Transgression fand an vielen Stellen der albanischen Merditaregion schon früher statt, worauf u. a. manche Chondrodontenkalke (Cenoman-Turon) hinweisen. Am Mali Šenjt entdeckte VETTERS sogar einen Horizont mit *Crioceras Duvali* LÉV. des oberen Neokom über den groben Gabbrokonglomeraten der Basis. Diese weite Meeresüberflutung, die ihr Maximum im Turon-Untersenon erreichte, setzte den größten Teil der bosnisch-raskisch-inneralbanischen Zone (IV) unter Wasser. Aber bereits vor Ende der Oberkreidezeit erfolgte eine neue Regression, die durch bedeutende gebirgsbildende Bewegungen veranlaßt war.

Die Tertiärschichten der Zone IV

Der Hauptstrang des dinarischen Gebirges bildete während des Alttertiärs einen breiten Festlandgürtel, der von den Alpen abzweigte und bis in das ägäische Gebiet lief. Die eozänen Nummulitenkalke und die anschließenden Flyschschichten finden wir nur auf den beiderseitigen Flanken, nämlich einerseits in Nordbosnien, das ein Randgebiet des pannonischen Beckens darstellte (vergl. S. 51), andererseits in der früher erwähnten Zone III

(Hochkarst), die zum Bereich der damaligen großen Adria gehörte. Oligozän kennen wir als z. T. kohlenführende Binnenbildung in verschiedenen Teilen Bosniens, so im Zenicagebiet. Überall liegen seine Schichten diskordant auf der Unterlage, wurden aber auch noch von Faltungen betroffen.

Die neogenen Seeablagerungen und Flußschotter haben ihre flache Lagerung bewahrt, sind jedoch oft beträchtlich gehoben und bilden eine wertvolle Beobachtungsbasis für morphologische Analyse. Vergl. Abschnitt: Tertiär.

Eine Sonderstellung nimmt die inneralbanisch-thessalische Ausbildung des Oligozäns und Miozäns ein. Sie gehört einer grabenförmigen Senke an, die spitzwinklig zum Gebirgsverlauf von der Adria zum Golf von Volo am ägäischen Meer reichte und mit vorwiegend marinen Ablagerungen erfüllt wurde. Vergl. S. 45.

2. Tektonische Übersicht der bosnisch-inneralbanischen Kalk- und Serpentinregion (IV)

A. Der bosnisch-raskische Abschnitt der Gebirgszone IV

a) Das Kalk- und Schiefergebirge

Besonders bestimmend für das Gesamtbild ist die schon auf den älteren Übersichtskarten gut zum Ausdruck gebrachte zentralbosnische Schieferzone, die mitten zwischen den beiderseitigen Kalkgebirgen der Trias die paläozoischen Schichten in großer Ausdehnung zutage treten läßt („Aufbrüche“ von Foinica und Foča in Bosnien). Sie teilt sich weiter südöstlich in die mehr nach Westen ausgreifende Schieferrausattlung von Innermontenegro (Schieferzone von Rožaj) und die mehr im Hauptstreichen der „bosnischen Zentralzone“ liegende Aufwölbung des oberen Limgebiets bei Berane und Gusinje. Durch diese paläozoische Antiklinalreihe wird das normal auflagernde mesozoische Kalkgebirge auf bosnischem Boden in zwei, auf montenegrinisch-raskischem Boden in drei Hauptstreifen geteilt.

Der westliche Gürtel der bosnischen Kalkregion ist hinsichtlich seiner Abgrenzung gegen die im vorhergehenden Kapitel dieser Arbeit geschilderte Hochkarstzone (III) zum Teil unbestimmt. Wenigstens ist in den nördlicheren Gebirgsabschnitten (Kroatien und Nordwestbosnien) keine tektonische Trennungsfläche erster Ordnung bekannt, die sie vom Hochkarst scheiden würde. Erst ziemlich weit im Süden beginnt sich eine derartige Grenze scharf

herauszuheben und gewinnt in ihrer Fortsetzung große Bedeutung für die Tektonik von Inneralbanien. Es war nämlich schon A. BITTNER aufgefallen (Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt Wien 1880, S. 433), daß in der südöstlichen Herzegovina entlang des oberen Neretvatales der auf Kreidekalk liegende Eozänflysch des Hochkarstes in einem weit verfolgbaren NW-SO-Bande unter die Trias des weiter innen aufsteigenden Gebirges fällt. Diese offenkundige Überschiebung zieht durch Montenegro, wo sie auf den Karten von E. TIETZE und K. HASSERT dargestellt wurde. F. NOPCSA hat die Aufmerksamkeit von neuem auf sie gelenkt und sie als Grenze der zu unserer Zone III gehörigen montenegrinischen Tafel gegen die „Durmitordecke“ bezeichnet. Letztere zählt zum westlichen Gürtel der bosnischen Kalkregion, die hier durch den paläozoischen Aufbruch von Innermontenegro (Gusinje—Berane) nochmals gespalten ist. Vergl. Karte S. 33.

Der östliche Gürtel der bosnischen Kalkregion (Zone des Romanjagebirges östlich von Serajevo) bildet die innere Flanke der zentralbosnischen Schieferaufwölbung und setzt sich nach Südosten ununterbrochen durch Raskien bis an den Nordrand des Beckens von Ipek fort. Bei meinen Arbeiten des Jahres 1916 war dieser Abschnitt Gegenstand mehrerer Begehungen, da sich südöstlich der bosnischen Grenze die früheren geologischen Karten als völlig falsch erwiesen. (Meist wird Kreide statt Paläozoikum, Trias usw. angegeben.)

Der östliche Kalkgürtel ist in Westserbien und Raskien auch auf seiner Nordostseite von Paläozoikum, nämlich von der innerdinamischen Schiefer-Grauwackenzone, unterlagert und hat daher im allgemeinen den Charakter eines breiten Synklinoriums. Sein Schichtkopf, der sich gegen den letztgenannten Schieferzug wendet, geht mit gleicher Ausbildung von der Drina südlich von Zvornik über Užice und Javor in Serbien zu den Raškaquellen südwestlich von Novipazar. Man kann ihm dann weiter zum Ibartal bei Ribarič und schließlich bis an die Niederung des Beckens von Ipek folgen, wo er den Abfall der Mokra planina bildet. Erst hier geht eine breite Tertiär- und Kreidebresche durch die Triaskalkmauer.

Die Landschaftsbilder in Bosnien, Ostmontenegro und Raskien sind wegen ihrer einfachen geologischen Abhängigkeit rasch zu überblicken. Die Aufwölbungen der paläozoischen Schiefer- und Grauwackengebiete zeigen im allgemeinen gerundete, teils mit Wald, teils mit ausgedehnten Weideflächen und einzelnen Feldkulturen bedeckte Rücken, die weit wegsamer sind als die Taleinschnitte. Wo die meist dunklen dünnspaltenden Karbon-

schiefer untertauchen, stellen sich die tiefroten Sandsteine, Konglomerate und purpurfarbenen Schiefer des Perm, mitunter von dunklen Kalken der Bellerophonstufe begleitet, ein. Die darüber folgenden Werfener Schichten haben das für die ganzen Ostalpen bezeichnende Gepräge und bilden den sanft ansteigenden, oft durch mächtige Quellaustritte ausgezeichneten Fuß der teilweise von Schutthalden umsäumten Triaskalk-Plateaus. Diese tragen meist den Typus des Waldkarstes, mit ausgedehnten Beständen von Buchen oder von gemischtem Wald auf den Hochflächen und Hängen.

Über große Gebiete sind im Schiefer-, noch mehr aber im Kalkgebiet die Reste von Rumpfflächen aus der Neogenzeit verbreitet. Auch einige Becken von Süßwassermergeln und begleitenden fluviatilen Sanden oder Schottern sind an verschiedenen Stellen verstreut. Sie gehören im großen und ganzen wohl der Seenperiode der pontischen Zeit an, deren Spuren man in der ganzen Balkanhalbinsel begegnet.

b) Die ophiolithische Gesteinsgruppe im bosnisch-raskischen Abschnitt

Im westlichen Kalkgürtel, zwischen der zentralbosnischen Schieferzone und dem Hochkarst, bricht bei Jablanica an der Narenta (= Neretva) in der östlichen Herzegowina ein prachtvoller Stock von Gabbro durch Werfener Schiefer und helle Triaskalke (vergl. KATZEB, Bosnien). Ich hatte Gelegenheit, die Kontaktregion mit ihrem Granatskarn und ihren pyrithaltigen Magnetiterzen im Jahre 1911 zu besuchen.

Zahlreiche Durchbrüche von Diabasporphyrit, Olivindiabas und Quarzdioritporphyrit wurden im paläozoischen Schiefergewölbe von Gusinje in Ostmontenegro beobachtet. Im Durmitorgebiet und in der Umgebung von Plevlje sind basische Eruptiva der Diabas- und Gabbrogruppe innerhalb der mesozoischen Gesteinsreihe bekannt.

Im östlichen Kalkgürtel (zwischen der zentralbosnischen Zone und dem innerdinarischen Schiefer-Grauwackenzug) liegt die Hauptverbreitung der Ophiolithe und der Schiefer-Hornsteinschichten. Überall, wo ich diese Gruppe beobachtete, liegt sie mitten in der Kalkmulde; nirgends bildet sie eine Einschaltung im randlichen Triasschichtkopf.

Wenn wir der Verbreitung in der Richtung von SO nach NW folgen, so wären zunächst die bereits den albanischen Vorkommnissen eng benachbarten Ophiolithe usw. im oberen Ibargebiet nördlich des Beckens von Ipek zu nennen. Von hier konnte ich den Streifen dieser Gesteine in der Kalkmulde von Sjenica und dann durch das Limgebiet zur bosnischen Grenze verfolgen. Im Gegensatz zu dem einfachen Bau des östlichen Schichtkopfes der Kalkmulde zeigt ihr Inneres eine intensive Schuppung, die noch sehr interessante tektonische Aufgaben stellt. Die reichen Farben- und Gesteinskontraste zwischen den hellen, oft massigen Kalken

der Trias, den intensiv gefalteten hornsteinführenden Plattenkalken und Radiolariten, den in der Landschaft etwas an Flysch erinnernden Sandsteinen und den dunklen basischen Eruptivgesteinen schaffen prachtvolle geologische Bilder. Besonders das Limtal zwischen Prijepolje und der bosnischen Grenze wird an Abwechslungsreichtum und an eindrucksvoller Tektonik von wenigen Gegenden übertroffen.

Als lange, oft durch kühne Felsformen ausgezeichnete Klippenzüge spalten NW-streichende helle Kalkzüge der Obertrias die dunkle Schieferhornstein- und Diabasformation, sowie die mit ihr verknüpften Peridotit- und Gabbromassen entlang des Limtales. Die Südflanke dieser Kalkzüge konnte ich an verschiedenen Stellen bei Prijepolje (Zlatarplanina und benachbarte Züge) als Überfaltungs- oder Schuppenrand erkennen und mußte daraus eine isoklinale Wiederholung der Schiefer- und Eruptivserie ableiten.

Überraschend ist das anscheinende Fehlen von gangförmigen Vorkommnissen der Eruptivgesteine an dem doch schon in großer Ausdehnung untersuchten östlichen Schichtkopfe der erwähnten Triasregion. Anzeichen von Durchbrüchen beobachtete ich nur in der Schieferhornsteinzone selbst (im Hornsteinkalk von Novavaroš, östlich des Limflusses). Auch fand ich dort im Diabas eingeschlossen mitgerissene Schollen von rotem Sandstein und von Triaskalk, die völlig den Gesteinen der Unterlage entsprechen. Einwandfreie Gangstöcke von Serpentin stellte ich im paläozoischen Schiefergebiet bei Mitrovica fest, also in jener Gesteinszone, die als Liegendes des vorhin beschriebenen östlichen Kalkgürtels zutage tritt. Die Schiefer sind in der Nähe des Kontakts stark verkieselt. Ähnliche Durchbrüche fand NOPCSA auch bei Prizren, GOEBEL am Ochrida-See. Durch diese Beobachtungen ist festgelegt, daß die Ophiolithe zum mindesten in der innerdinischen Schieferaufwölbung, die den Kalkgürtel auf seiner Nordostseite als normales stratigraphisches Liegendes begleitet, wirklich wurzeln. Andererseits ist durch den großen Gabbrostock von Jablanica a. d. Narenta und seine Kontaktwirkungen in Triaskalk der Nachweis geliefert, daß noch weit im Westen Primärverband mit Schichten der Umgebung vorkommt; es werden also bei weiterer Nachforschung noch mehr Ausbruchszentren aufzudecken sein, von denen flächenhafte submarine Ergüsse ausgingen. Beträchtliche Kontaktmetamorphosen erzeugen die wasserarmen basischen Laven nicht, das zeigt sich an den devonischen Diabasen Deutschlands.

Außer mit den Besonderheiten der Eruptionsverhältnisse muß man damit rechnen, daß Teile der Eruptivmassen bei den Faltungen und Schuppungen aus ihrem Verband gerissen wurden und weiter glitten.

Dies gilt vor allem für die Peridotite, die schon infolge ihrer Wasseraufnahme bei der Serpentinisierung anormale Kontakte erhalten. Außerdem entstehen in ihnen talkige Rutschzonen, die bei stärkerer Faltung das Gestein in Gleitkörper zerlegen. So treten besonders am Außenrand Überschiebungen über die normale

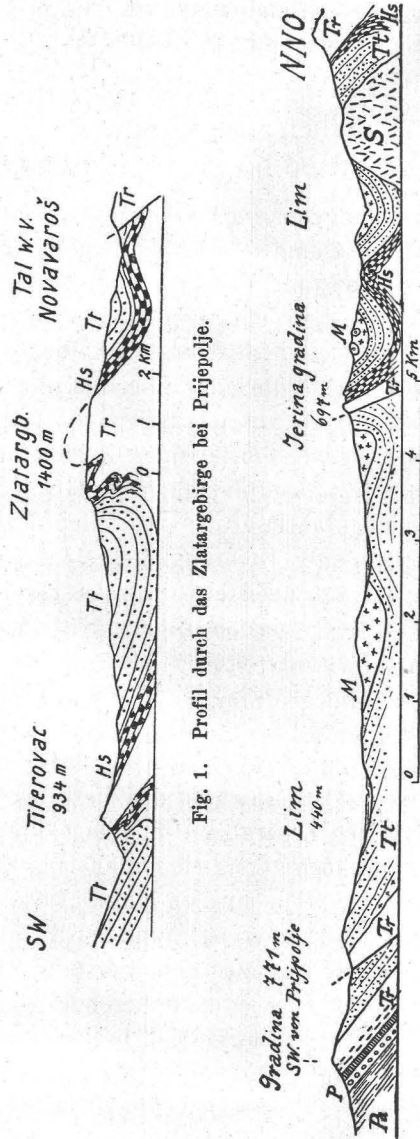


Fig. 1. Profil durch das Zlatargebirge bei Prijepolje.

Fig. 2. Profil entlang des Lim von Prijepolje zum Nordgehänge der Bistrica.

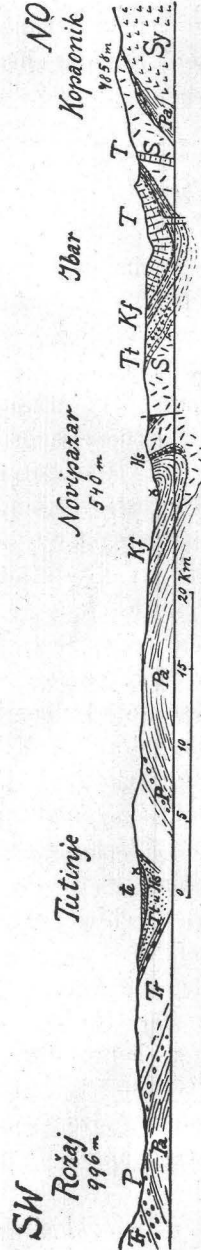


Fig. 3. Überhöhtes Profil vom montenegrischen Kalkgebirge bis zum Kopaonik.

Fig. 2 und 3 aus den Berichten der math.-phys. Klasse der Sächs. Gesellschaft der Wissenschaften. 48. Band. Leipzig 1916, S. 172. (Kossmat.)

Erläuterung zu Fig. 1—3. Pa = paläozoische Tonschiefer; P = permische Sandsteine und Quarzkonglomerate (mit Quarzporphyr südlich der Gradina); Tt = Triaskalk; Hs = Hornsteinkalke und Radiolaritschiefer; Tt = „Tuffite“ und Sandsteine der ophiolithischen Serie; M = Melaphyr und Diabas (nördlich der Jerina gradina mit eingeschlossenen Blöcken von permischem Quarzkonglomerat und von Triaskalk); S = Serpentin (Lagerung nicht gut dargestellt); Kf = transgredierende Oberkreide in Gosau-Flyschfazies; Sy = Tonalitintrusion im Kopaonikgebirge (früher als Syenit aufgefaßt); T = trachytisch-andesitische Eruptivgesteine der Miozänzeit; ts = limnisches Neogen.

Unterlage hinweg häufig ein und bewirken die Ausbildung von Teildecken. In der Merdita und in Mittelalbanien ist dies in besonders deutlicher Weise der Fall (Merditadecke NOPCSAS).

Die Fortsetzung der ophiolithischen Gesteinsgruppe von Raskien und Ostbosnien in die nordbosnische Flyschzone

Nachdem das Schieferhornsteingebiet mit seinen basischen Eruptiven zur gewaltigsten Entwicklung im Serpentinstock des Zlatibor östlich der bosnischen Grenzstadt Višegrad an der Drina angeschwollen ist, zerspaltet es sich in einige Ausläufer, deren westlichster als verhältnismäßig schmaler Streifen über Rogatica bis mitten in das Dachsteinkalkplateau nördlich der Romanja planina bekannt ist. Hier hat KITTL die letzten Ausspitzungen von Hornsteinkalken, Hornstein, Sandstein und von kleinen Resten der Ophiolithe eingekeilt zwischen Megalodontenkalk bei Glasinac, 27 km ONO von Serajevo gefunden (Jahrb. geol. R. A. Wien 1904, Heft 4, mit Karte). Halten wir die NW-Richtung dieses fast geradlinigen Zuges fest, dann treffen wir nach etwa 20—30 km bereits auf den langen Südwestrand der nordbosnischen Serpentin- und Flyschzone, die sich von da an als breiter, das bosnische Triaskalkgebirge im N begleitender und überdeckender Gürtel bis zur pannonischen Tertiärebene erstreckt.

Die Beziehungen erklären sich unschwer: In dem bisher betrachteten Abschnitt von Raskien bis Ostbosnien ist das mesozoische Synklinorium zwischen der bosnischen Zentralzone und dem innerdinaren Schiefer-Grauwackenzug hoch genug emporgehoben, daß die eingefaltete Schiefer-Hornsteinformation mit den eingeschalteten Eruptivlagern durch Denudation stark verengt und schließlich nördlich der Romanja planina sogar bis zu den tiefsten Ausspitzungen herab durchwaschen ist. Die transgredierende Oberkreide (Gosau- und Flyschtypus) ist nur im Gebiet breiterer Erhaltung der ganzen Zone, so zwischen Višegrad und dem Zlatibor der Abwaschung entgangen.

Mit der Annäherung an das pannonische Becken sinkt das Gebirge allmählich tiefer. Die Trias von Mittelbosnien und ihre paläozoische Schiefer-Grauwackenunterlage verschwindet unter der Schieferhornstein- und Serpentinformation Nordbosniens. Bedeckung mit transgredierender Oberkreide und mit Eozänflysch nimmt große Ausdehnung an. Alle Schichten sind intensiv gefaltet. Reihen

von parallelen Serpentin- und Schieferhornsteinzügen wurden bei den Übersichtsaufnahmen als scheinbare Einlagerungen beobachtet. Sie verraten nach meiner Ansicht die streichende Fortsetzung des Schuppenbaues, der das Limgebiet bei Prijepolje auszeichnet und sich auch in den Gebirgen bei Vareš in Bosnien ausprägt (vergl. die Arbeiten von KATZER und KITTL; besonders die Skizzenkarte des letzteren, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1904, S. 649). Die Eigenart Nordbosniens besteht nur darin, daß die tieferen Schichten, nämlich Paläozoikum und Trias, im allgemeinen unter der Oberfläche bleiben, so daß die unter dem Sammelnamen „Flysch“ gehenden, meist klastischen Schichten des Jura, der Kreide und des Alttertiär das Bild beherrschen.

B. Der inneralbanische Abschnitt der Gebirgszone IV

Der Anschluß an den raskischen Abschnitt

Nach den Beobachtungen von Viquesnel senkt sich bei der Verfolgung gegen Süden das Kalkgebirge, das wir S. 26 als östlichen Streifen der bosnisch-raskischen Region bezeichneten, zum Tertiär-Becken von Ipek herab. Mächtige Quellen (bei Veliki Istok) bezeichnen den Rand der Kalkmasse gegen die neogene Ausfüllung des ehemaligen Süßwassersees. Diese Senke im Gebirge ist als Grenze zwischen dem nördlichen und dem südlichen Abschnitt der innerdinarischen Kalkzone zu bezeichnen. Die durch sie bewirkte Unterbrechung im sichtbaren Zusammenhang der Gesteinszüge ist so bedeutend, daß die Anknüpfung zunächst auf Schwierigkeiten stößt. Westlich des Senkungsbeckens stehen sich im Dringebiet die Kalkgebirge des nördlichen Albaniens und Montenegros einerseits, die serpentinreichen Gebirge der Merdita andererseits fremd gegenüber, so daß das zwischen ihnen emportauchende Cukalifenster im Norden einen ganz anderen Rahmen zeigt als im Süden (vergl. die Karte von NOPCSA, Jahrb. d. geol. R. A. Wien 1911, Taf. XII.). Allmählich beginnen sich aber jetzt die Verhältnisse zu klären. Auf S. 26 wurde die Grenze der bosnischen Triaskalkgebirge der Region IV gegen den montenegrinischen Teil der Hochkarstzone (III) besprochen. Sie ist in ihrem uns hier interessierenden Abschnitt eine Überschiebungslinie, die aus dem Längstal der oberen Neretva durch Montenegro zieht und hier von NOPCSA in ihrer Bedeutung festgestellt wurde. Auf seiner Karte von Raskien verzeichnet er eine Reihe von Eozänflyschresten

auf Kreidekalk der Zone III, die unter dem Rande der aufgeschobenen Einheit IV durchziehen. Sie sind weiter als nördlicher Saum der mit Kreide abschließenden mesozoischen Kalkserie der nordalbanischen Alpen in Südmontenegro bekannt.

Nunmehr haben die während des Krieges ausgeführten Arbeiten KERNERS im Valbonagebiet westlich von Djakova gezeigt, daß auch der Ostfuß der nordalbanischen Alpen von einem steil aufgerichteten Flyschzug eingesäumt ist. Letzterer ist von dem angrenzenden Schiefer-Hornstein- und Serpentinegebiet der Djakovagegend und der Merdita scharf getrennt.

Unter diesen Umständen ist der folgende Schluß gestattet: Die südöstliche Fortsetzung der Neretvalinie zieht in einer großen Schleife auf der Nord- und Ostseite des Flyschzuges um die nordalbanischen Alpen herum. Sie begrenzt diese im Norden gegen die Karbon-Triasserie von Südmontenegro (Durmitordecke NOPCSAS) und im Osten gegen die Kalk- und Schieferhornsteinschuppen unter dem Serpentin der Merdita. Beide Gesteinszonen gehören zur Einheit IV. Nur ist die Merdita, wie alle Gebirgstteile südlich des Cukalifensters tief hinabgedrückt, so daß die ältere Unterlage der Serpentin- und Kreideformation bloß randlich oder in einzelnen Aufbrüchen zutage tritt. In Montenegro hingegen sind die höheren Gesteinsdecken großenteils der Abtragung zum Opfer gefallen, es nimmt daher die Karbon-Triasgruppe fast die ganze Oberfläche ein.

Nunmehr wird auch die tektonische Gestaltung der nordalbanischen Alpen gut verständlich. Sie stellen das hochemporgewölbte Stück der montenegrinischen Tafel (Einheit III) dar, das aufgeschoben über dem nach Osten untertauchenden Cukalifenster (Einheit II) liegt. Basales Gebirge und aufgeschobene Platte sind gemeinsam miteinander verbogen. Diese Krustenstörung hat auch die nächsthöhere Überschiebungstafel, nämlich die Einheit IV (bosnisch-raskische und Merditadecke) in der gleichen Weise betroffen, so daß ihr äußerer Denudationsrand eine ähnliche landeinwärts reichende Ausbuchtung aufweist, wie die Umrandung des Cukalifensters (Fig. 4).

Der Vorstellung von der „albanischen Scharung, die wir bei CVIJIC finden, lagen zum Teil richtige Beobachtungen zugrunde. Es vollzieht sich in der Gegend des Beckens von Ipek tatsächlich ein Konvergieren von Gebirgszügen, da die montenegrinischen Schichtenköpfe auf der einen, die inneralbanischen Serpentinegebirge

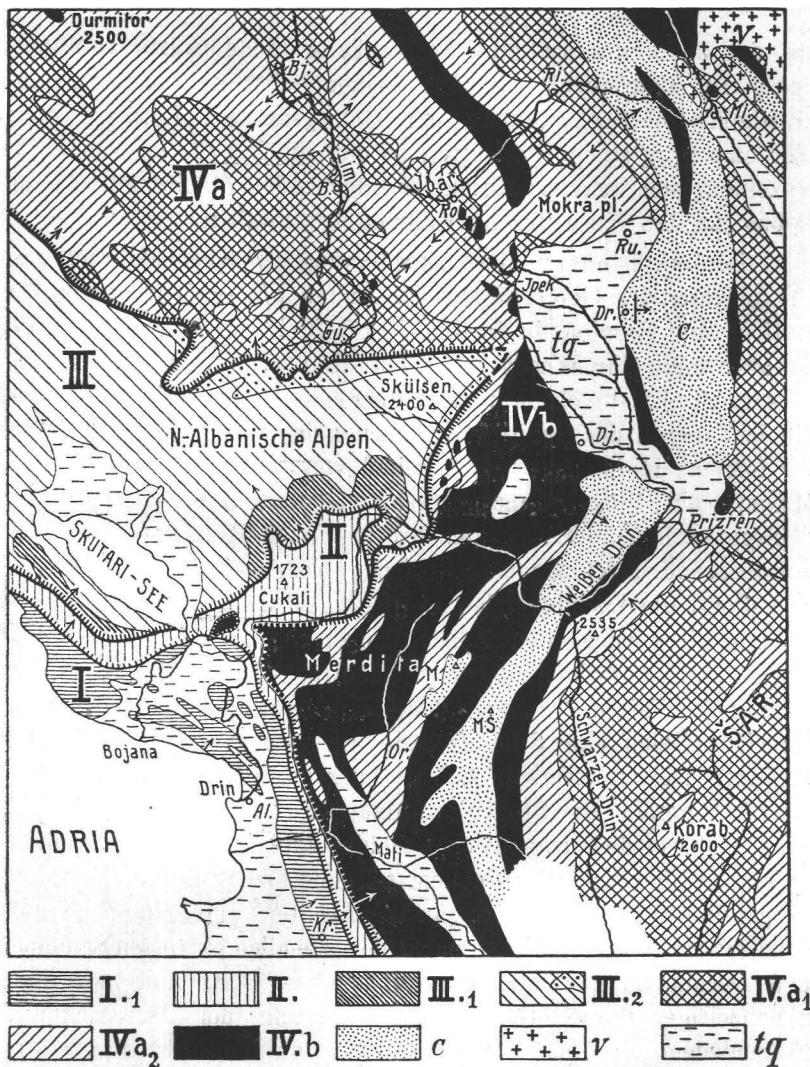


Fig. 4. Skizzenkarte der nordalbanisch-montenegrinischen Gebirge.

Nach Nopcsa, Kerner, Kossmat u. a. — Ungefährer Maßstab 1:1500 000.

- I. Zone der dalmatischen Küstenfalten. (Innerepirotische Zone.) Kreide-Alttertiär.
- II. Cukalidecke. Vorwiegend Mesozoikum und diskordantes Alttertiär.
- III. Montenegroinisch-nordalbanische Decke.
 - 1. Paläozoische Schiefer-Sandsteingruppe und Werfener Schiefer.
 - 2. Mesozoische Kalke und diskordantes Alttertiär.
- IV a. Bosnisch-raskische Decke (= Inneralbanische Triaszone).
 - a₁ = Paläozoische Schiefer-Sandsteingruppe, mit metamorpher Basalserie im Sargebiet.
 - a₂ = Mesozoische Schichten, vorwiegend Triaskalke.
- IV b. Merdita-decke. Ophiolithische Eruptiva samt deren Begleitschichten, darüber transgredierende Kreide (C).

Namenabkürzungen: *Al* = Alessio, *B* = Berane, *Bj* = Bjelopolje, *Dj* = Djakova, *Dr* = Dresnik, *Kr* = Kruja, *Mi* = Mitrovica, *M* = Munella, *MS* = Mali Senjt, *Or* = Orosi, *Ri* = Ribaric, *Ro* = Rožaj, *Ru* = Rudnik. — *V* = trachytisch-andesitische Eruptivgesteine der Miozänzeit, *tq* = neogene und quartäre Ablagerungen.

auf der anderen Seite eine Schwenkung landeinwärts vollführen. Diese ist aber nicht die Folge einer Scharung, sondern einer kräftigen Höhenschwankung der Gebirgsachse. Letztere steigt hier empor zu einem Quersattel, so daß die Denudationsränder der einzelnen, sich schuppenförmig überdeckenden Gebirgsgürtel einen Lobus um den Kern der Aufwölbung beschreiben.

Ich erklärte mir diese Erscheinung zunächst als Folge der Umknickung des Gebirges aus der reinen NW—SO-Richtung Dalmatiens und Bosniens in die NNW-SSO-Richtung Albaniens. Damit ist aber nicht ihr Wesen getroffen. Der Anlaß zu dieser Transversaltektonik ist wohl in der grundlegenden Veränderung zu suchen, die im Inneren des Gebirges vor sich geht, wenn wir diesem nach SO folgen. Es taucht im Hinterland von Ipek das pelagonische Massiv auf, jene Grundgebirgsaufwölbung, die durch das Šargebirge nach der Provinz Monastir und nach Thessalien zieht. Sie wurde schon durch die vorgosauische Orogenese geschaffen (S. 65) und durch die nachfolgenden Bewegungen weiter ausgebildet. Sie drückte die vorliegenden Sedimentzonen verhältnismäßig weit nach außen und überschob sie nicht unbeträchtlich. Für die Weiterleitung der Falten Bosniens bildete ihre Aufwölbung ein Hindernis. Es bildete sich eine Stauungszone aus, wo dieser Einflußbereich beginnt. Die transversale Aufsattelung im Hinterland von Skutari markiert gerade die Stelle, wo das Umschwenken der Falten in die Peripherie des pelagonischen Gebirges eintritt. Damit vollzieht sich auch eine Änderung in dem tektonischen Bilde der Kalk- und Serpentinzone. Der mehr regelmäßige Falten- und Schuppenbau der bosnisch-raskischen Gebirge macht dem ziemlich extremen Schuppen- und Deckenbau der inneralbanischen Zone Platz und zwar unter gleichzeitiger beträchtlicher Einschränkung der Ausstrichbreite. Verschiedene Zonen, die im erstgenannten Abschnitt hintereinander erscheinen, liegen im letztgenannten übereinander, weil sich die pelagonische Aufwölbung Platz schaffte.

Die Gliederung der inneralbanischen Kalk- und Serpentinregion

In der inneralbanischen Schubmasse, die sich über sämtliche Zonen des äußeren dinarischen Gebirges vordrängte, lassen sich zwei Hauptkomplexe unterscheiden.

a) Die Triaskalk- und Schieferhornsteinschuppen unter dem Westrand der Merditadecke

Ihrer Fazies und Lagerung zufolge muß man sie als Fortsetzung der bosnisch-raskischen Sedimentserie betrachten. Die Verbindung mit dieser geht durch das Gebiet am Ostfuß der nordalbanischen Alpen. Die eozäne Flyscheinfassung der letzteren wird entlang einer steil aufgerichteten Aufschiebungsfläche von der Schieferhornsteinserie des mittleren und unteren Valbonatales eingerahmt. Nach der Beschreibung von KERNER scheinen in letzterem Komplex verschiedene Horizonte tektonisch durcheinander gemischt zu sein. Erwähnt werden z. B. auch dunkle Quarz-Phyllite, deren karbonisches Aussehen S. 17 angemerkt ist; auch feste Quarzkonglomerate, bei denen man an Verrucano denken möchte, kommen vor. Nimmt man dazu die unregelmäßigen Kalkketzen und die abnorme Auflagerung der Ophiolithmasse (Serpentin und Peridotit), so befestigt sich der Eindruck, daß hier die raskisch-bosnische Schichtserie eine verknetete Teilschuppe bildet. In der Merdita gehören ihr nach NOPCSA die vom Serpentinegebirge umrahmten „Aufbrüche“ von Këira (mit der berühmten Ammonitenfauna der Untertrias), Thači usw. an.

b) Die Merditadecke (Ophiolith-Kreideserie)

Im Vergleich mit Raskien hat auf albanischem Boden die ophiolithische Gesteinsmasse eine erheblich stärkere Vorwärtsbewegung erfahren. Diese betraf nicht nur die Zone IV als Ganzes, sondern zerlegte sie in große Teilschuppen, die durch Scherungsflächen getrennt sind. Der ursprüngliche stratigraphische Verband ist durch sie zerschnitten und verschoben. In diesem Sinn muß man mit NOPCSA von einer besonderen „Merditadecke“ sprechen. Die im Vorhergehenden erwähnte Serie IVa (Pal-Trias-Jura), welche ursprünglich die normale Unterlage der ophiolithischen Gruppe bildete, wurde durch den weiteren Vorschub der letzteren überfahren. Reste von fossilführender Oberkreide, lokal von Oberneokom, liegen transgredierend auf den basischen Eruptivmassen und haben die Bewegungen mit diesen mitgemacht. Sie zeigen daher in verschiedenen Gegenden, besonders in Mittelalbanien, Schuppenbau unter Ausbildung lokaler Abscherungen von ihrer Unterlage (Beobacht. von NOWACK u. a.). Sie gehören aber immer zum normalen stratigraphischen Verband der Merditadecke; darüber

lassen hier, wie in Raskien und Bosnien, ihre Basalkonglomerate nicht den geringsten Zweifel.

Im großen und ganzen behält die Merditazone ihre Merkmale ganz auffallend gleichmäßig bei.

Nach den Arbeiten von E. NOWACK kommt auch nördlich von Elbasan an dem westlichen Saum des von zahlreichen Harnischen zerschnittenen Serpentinegebirges noch die Schieferhornsteinserie zum Vorschein und wird von Apophysen basischer Gesteine durchsetzt. Auf dem Serpentin transgrediert die obere Kreide des Polišitgebirges (westlich des Skumbiflusses) mit Nerineen, Gryphaeen, Rudisten, Korallen in einer kalkreichen Gosaufazies. Tektonische Verschiebungen entlang der Auflagerungsfläche haben sich als Teilerscheinungen des allgemeinen Vorschubs stellenweise bemerkbar gemacht.

W. GOEBEL, der als Kriegsgeologe der westmazedonischen Vermessungsabteilung an das Arbeitsgebiet E. NOWACKS fast unmittelbar anschloß, beobachtete zwischen dem Skumbifluß und dem Ochridasee im wesentlichen gleichartige Verhältnisse. Das Profil ist vervollständigt durch die Trias, die am Seeufer und entlang des Drin mit westlichem Einfallen (S. 40) unter die Schieferhornsteinserie und die ophiolithische Gesteinsgruppe des Mokragebirges taucht. Auch hier liegen Reste von Kreidekalken oben.

Die Fortsetzung der Gebirge nach Mittel- und Südalbanien wurde durch BOURCART kartiert. Seine Ergebnisse fügen sich denen von NOWACK und GOEBEL an. Die Merditadecke geht in diesen Abschnitten so weit vor, daß die S. 35 besprochene Teil-*schuppe* IVa unter ihr nicht mehr nachzuweisen ist. Die Ophiolith- und Kreidemasse schiebt sich unmittelbar auf die Kreide-Alttertiärfalten des äußeren dinarischen Gebirges. Die weit nach Osten eingreifenden Erosionsnischen des Deckenrandes lassen Schubweiten von weit über 20 km unmittelbar erkennen. Von großer allgemeiner Bedeutung ist, daß unter der Überschiebungsfäche im Flysch des basalen Gebirges Fossilien des Ober-*eozän* und des Unteroligozän gefunden wurden (*Nummulites budensis*, *Pecten arcuatus*, *Isastraea affinis*). Diese gewaltige Tangentialbewegung hat also zu einer Zeit stattgefunden, als in Mittelmazedonien bereits flach transgredierendes Oligozän mit Basalkonglomeraten und Strandriffen über Kreide, Serpentin, Trias und Paläozoikum der Isoklinalfalten und Schuppen der Vardarzone lag.

Der östliche Trias-Schichtkopf (im Liegenden der Ophiolith- und Kreideserie)

Ähnlich wie im bosnisch-raskischen Abschnitt kommt auch im albanischen Gebirge auf der Innenseite des Zuges der ophiolithischen Gesteine und der sie begleitenden Schiefer-Hornsteinschichten der Triaskalk zutage und bildet den östlichen Schichtkopf, der überall mit steilen Abhängen und Felswänden das Tonschiefer- und Grauwackengebiet der dinarischen Innenzone überhöht. Die Grenzverhältnisse unterscheiden sich in nichts von jenen des bosnisch-raskischen Abschnittes des gleichen Gebirgsgürtels. Niemals sieht man eine Überfaltung der paläozoischen Schichten über die Kalkzone, sondern letztere ist das normale stratigraphische Hangende der ersteren, bildet also tektonisch eine Einheit mit ihnen.

Die Auflagerung ist derart flach, daß östlich des zusammenhängenden Kalkgebiets an verschiedenen Stellen mehr oder minder isolierte Denudationsreste als Schollen dem Schiefergebiet aufsitzen. Die Schichtfolge ist die gewöhnliche des dinarischen Gebirges: Über den dunklen Tonschiefern, Quarzsandsteinen und Konglomeraten des Karbons liegen die roten Quarzsandsteine, Quarzkonglomerate und Schiefer, die man leicht als die Vertreter der permischen Grödener Sandsteine der Südalpen erkennt. Dann folgen die Werfener Schiefer mit sandig-kalkigen Einlagerungen in der gewöhnlichen Ausbildung und darüber der Schichtkopf der mittel- bis obertriadischen Kalke. Schiefereinschaltungen, die sich vielleicht noch als ladinisch bis karnisch erweisen werden, sind in mehreren Gegenden vorhanden, doch im großen und ganzen ist die Kalkfolge ziemlich geschlossen und von einer Mächtigkeit, die ganz den alpinen Verhältnissen entspricht.

Der Schichtkopf am Prespasee (Galičicagebirge). Beginnen wir diesmal von Süden, so läßt sich der Kalkschichtkopf aus der Umgebung von Kastoria in Thessalien durch den nördlichen Teil des „kleinen“ Prespasees zum „großen“ See gleichen Namens (Seehöhe 857 m) verfolgen. Im Osten dieses großen Wasserbeckens steigt das kristalline Massiv des Peristeri als eine wenig gegliederte Hochgebirgsmasse von einfachen Formen zu mehr als 2500 m empor. Zwischen ihr und dem westlichen Kalkgebirge konnte ÖSTREICH eine mehrere Kilometer breite Zone phyllitischer Tonschiefer nachweisen, darüber den im allgemeinen in westlicher Richtung einfallenden Triaskalk. Die Verteilung ist so, daß letzterer

das Westufer des Prespasees von Pokrvenik im Norden bis zur Landbrücke zwischen großem und kleinem See aufbaut und ihm felsigen Charakter verleiht. Das Nord- und z. T. auch das Ostufer weist einen ziemlich ausgedehnten Saum quartärer Anschwemmungen auf, die in die Zertalungen des Schieferhügellandes eindringen. Die jungen, vielleicht bis in das Neogen zurückreichenden Schotter der nördlichen Uferenebene bei der Stadt Resna bilden eine Terrassenlandschaft, die bis ca. 100 m über die sanft zum Prespasee abfallende Alluvialfläche ansteigt (GOEBEL).

Ich hatte Gelegenheit, gemeinsam mit Kollegen RINNE die nördlichen Uferlandschaften des Prespasees zu besuchen und auch das oben kurz geschilderte Gesamtbild von da aus zu überblicken. Das Profil am NW-Ufer des Sees bei Pokrvenik ist recht einfach: Über den erwähnten karbonischen Schichten liegen rote, „permo-triadische“ Sandsteine, Konglomerate und Schiefer; darüber ragen die steilen Kalkabbrüche des Tomoros-(Galičica)-Gebirges, über dessen Höhen die Kampffront zum südlichen Teile des Ochridasees hinübergang¹⁾. Ein dem geschilderten Aufschluß ähnliches Profil beobachtete ÖSTREICH etwas weiter südlich an der hier entlang des Westufers führenden Straße. Untergeordnete Verwürfe, die mitunter das Karbon unmittelbar mit dem Triaskalk in Berührung bringen, sind bei Pokrvenik vorhanden.

Der Prespasee (857 m) ist oberirdisch abflußlos. Sein überschüssiges Wasser zieht unter dem Triaskalkkamm des Tomoros und Mališat unterirdisch zum Ochridasee (687 m). Die Hauptschwinde (Zavir) hat ÖSTREICH in einer Bucht auf der Westseite des Prespasees entdeckt. Der unterirdische Abfluß bringt Schwankungen des Wasserstandes mit sich. Auf der Nordseite des Sees sieht man die überschwemmte verlassene Ortschaft Perovo vor der Uferlinie liegen.

Auf der Ostseite des Ochridasees treten beim Kloster Sveti Naum große Wassermengen am Fuß des Kalkgebirges zutage. Sie werden auf der österreichischen Generalkarte als Drinquellen bezeichnet und stellen wohl den Hauptabfluß des Prespabeckens dar.

Der verkarstete Kalkrücken des Tomoros zeigt Schieferentblösungen, die von Geheimrat RINNE und Dr. GOEBEL untersucht wurden, weil sie mitten in diesem wasserlosen Gebiet den Anlaß zu einigen für den Bedarf der Truppen wichtigen Quellaustritten boten. Nach Auffassung von RINNE handelt es sich um Aufbrüche von Werfener Schiefer, während GOEBEL an eine Schiefer-einschaltung in einem höheren Triasniveau denkt. Ich habe die

¹⁾ BOURCART zeichnet auf seiner Karte von Mittelalbanien den ganzen Zug als Kreidekalk ein, was sich offenbar auf eine falsche Verallgemeinerung zurückführt.

Stellen nicht selbst gesehen. Nach ihrem isolierten Vorkommen würde ich eher an Aufbrüche der Unterlage als an Einschaltungen in den Kalken denken.

Das Tomoros- oder Galičicagebirge löst sich in nördlicher Richtung vom zusammenhängenden Schichtkopf der albanischen Berge ab und setzt sich in einer Schollenreihe (Plake-, Ilinska-, Kruškagebirge) in das Quellgebiet des Černaflusses fort, wo von ÖSTREICH Beobachtungen entlang der Straße Gostivar—Kičevo—Monastir vorliegen. Auf dem Wege von Resna nach Ochrida querte ich den Kalkzug an einer besonders schmalen Stelle: dem Sattel von Bukovo. Die über den paläozoischen Schiefen und Sandsteinen liegenden roten glimmerigen Werfener Schiefer treten hier unter plattigem, z. T. flaserigem grauen Muschelkalk mit Hornsteinlinsen und einzelnen Schieferschmitzen als schmale Entblößung derart zutage, daß sie die Verbindung zwischen dem östlichen Schiefergebiet (von Resna) und dem westlichen (von Ochrida) vermitteln. Südlich der letztgenannten Stadt kartierte GOEBEL am Westfuß des Tomoros bei Pešcani das Wiederauftauchen der gleichen Schiefer und Sandsteine der Triasunterlage, wie sie bei Pokrvenik am Prespasee verschwinden. Sie werden von Serpentinergängen durchbrochen — eine sehr wichtige Beobachtung, die auf Zugehörigkeit der albanischen ophiolithischen Eruptivmassen zu dieser Schichtenplatte hinweist.

Das Wiederauftauchen der Schieferunterlage in dem ganzen Hügelland, das sich nördlich von Ochrida zwischen der nördlichen Verlängerung des Tomoroskalkzuges und den albanischen Gebirgen erstreckt, verleiht der Ochridasenke auf der geologischen Karte das Bild einer Aufwölbung. Die Verwandtschaft mit dem Untergrund des Skumbigrabens ist deutlich ausgesprochen.

Die mit einer steilen Brandungsklippe zum See abfallende, von scharfen Klüften zerschnittene Kalkkuppe westlich von Ochrida, die sich über der altbulgarischen Kapelle erhebt und mittelalterliche Ruinen trägt, ist eine Scholle von hornsteinführendem, plattigem Muschelkalk mit gelblichen Mergelfasern. Sie scheint als völlig isolierter Denudationsrest inmitten des rund 20 km breiten Schiefer-sandsteinaufbruchs erhalten.

Der albanische Schichtkopf am Ochridasee und schwarzen Drin. Am westlichen Seeufer beschreibt WELTER auf der Halbinsel Lin eine steil westlich fallende Schichtfolge, in deren unterem Teil rote Kalke mit *Haydenites* sp. (einem Muschelkalk-

ammoniten) liegen. Sie werden durch eine wenige Meter mächtige Schiefereinlagerung von einem höher liegenden grauen bankigen Kalk getrennt. Das Profil sinkt gegen W unter die ophiolithische und kretazische Gesteinsserie des Mokragebirges.

Das Nordende des Ochridabeckens ist ebenso wie jenes des Prespa von einer Alluvialebene eingenommen. Durch diese strömt der kristallklare Drin als Abfluß des Sees zunächst zwischen Schilfflächen dahin; die Straße folgt auf einem Damm seinem Westufer. Allmählich tritt der Ostfuß des Gebirges näher heran. Langgezogene Felsmauern von hellem Kalk bilden den steilen oberen Teil des Schichtkopfs, der bis zu Höhen von über 2200 m emporsteigt und zum Teile glaziale Formgebung besitzt.

Die in östlicher Richtung zum Drin herabkommenden Schluchten bauen mächtige, z. T. mit abgeschwemmter Terra rossa bedeckte Schuttkegel vor, auf denen einzelne Ortschaften und ihre sorgfältig terrassierten Felder liegen. Die Gräben bringen eine ziemliche Mannigfaltigkeit von Gesteinen herab. So führt ein südlich von Taš-Moruništa mündender Bach Blöcke von tiefrotem permotriadischem Schiefer, von dichtem weißem Obertriaskalk mit „Lithodendron“-Korallen, ferner Diabas und Jaspis aus der Schiefer-Hornsteinformation, und Diabaskonglomerat (wohl aus transgredirender Oberkreide). Auch andere Gräben weiter nördlich zeigen die gleiche Gesteinsgesellschaft. Der Bau ist also zweifellos durch Aufbrüche und Einfaltungen kompliziert. Die an der Straße endlich aufgeschlossene Basis des Kalkgebirges besteht aus den unverkennbaren bräunlichen glimmerigen Werfener Schiefen, überlagert von meist dunkelgrauem plattigem Muschelkalk, der durch schiefrige Zwischenmittel in die ersteren übergeht. Auch flaserige, gelbliche bis rötliche Kalkschiefer stellen sich in der Grenzzone ein: man wird auf Schritt und Tritt an die alpinen Untertriasprofile erinnert.

Der Drin schneidet dann (unterhalb Taš-Moruništa) in einer prächtigen Schlucht das mit Buchenwald und Gestrüpp bekleidete Kalkgebirge selbst an, so daß sich östlich des Flusses die Vorposten des letzteren deutlich gegen die sanfte Schiefersandstein-Landschaft der paläozoischen Ochrida-Kičevoaufwölbung abzeichnen. Von Zeit zu Zeit hebt sich aber in der Drinschlucht der Werfener Schiefer wiederum empor. Etwa 12 km talaufwärts der Stadt Debra entblößt ein derartiger „Aufbruch“ auch noch die harten Perm-sandsteine.

Merkwürdig ist, daß sich gerade an den Bereich dieser Bloßlegung des Untergrundes eine Flyschmulde knüpft, die ich bis an Debra heran verfolgen konnte. Nach den Formen und Farben des Geländes zu urteilen, folgt sie dann dem Drin noch auf eine erhebliche Entfernung und veranlaßt die Ausbildung der Debra-weiung. An der Straße etwa 5 km südlich dieser mazedonisch-albanischen Grenzstadt liegen schön ausgebildete Basalkonglomerate der übergreifenden Schichtfolge auf Triaskalk, enthalten aber viel rotes mergelig-schiefriges Material, das aus der Aufarbeitung von permotriadischen Schichten stammen wird. Gefaltete graue, gelblich verwitternde hydraulische Mergel, z. T. griffelig zerfallend, Kalksandsteine und Kieselkalklinsen folgen darüber. Alles in allem stimmt das Faziesbild nicht mit den mir von anderen Stellen Mazedoniens bekannten Gosauablagerungen. Es erinnerte mich dagegen sehr stark an die alttertiären Schichten des Isonzotales oberhalb von Görz.

Fossilienfunde konnte ich bei dem kurzen Aufenthalte während der Fahrt nicht machen.

In der Diluvialzeit scheint das Debrabecken zu einem See aufgestaut gewesen zu sein, vielleicht durch Schutt und Moränenmaterial aus dem mächtigen Hochgebirgsmassiv des Korab (2600 m), das sich weiter im Norden auf der östlichen Drinseite erhebt. Südlich von Debra, wo der Fluß in einer tiefen Schlucht durch einen Riegel von Triaskalk und aufgelagertem Flysch schneidet, überbrückt ihn die Straße und erklimmt eine bis 120 m hohe Diluvialterrasse mit deutlicher Deltaschichtung.

Das Einfallen der Schotter ist im Mittel 20° N und weist auf einen Kegel hin, den der Drin in das Becken hineinschüttete.

Der Durchbruch durch den westlich davon ansteigenden Kalkriegel ist zweifellos die Folge einer spätdiluvialen örtlichen Verlegung des Flußbettes.

Leider konnte ich den Ostrand des albanischen Kalk- und Serpentinegebirges nicht erheblich über Debra hinaus verfolgen. Nach dem Ausblick, den ich während der Fahrt hatte, sowie nach den Angaben der trotz aller naturgemäßen Mängel bewundernswert inhaltreichen österreichischen Generalkarte 1 : 200000 nehme ich an, daß die Hauptlinie des zusammenhängenden Kalkschichtkopfes zunächst auf der linken Seite des schwarzen Drin weiterzieht, ihn aber vor der Vereinigung mit dem weißen Drin überschreitet. Die Kalkgipfel der Galica Lums (2535) und des Koritnik (2380) südwestlich von Prizren wurden von BOUÉ gesehen und finden ihre unmittelbare Fortsetzung in den Kalkbergen oberhalb der Stadt. NOPCSA hat 1905 ihre Auflagerung auf den karbonischen und permotriadischen Schichten mit großer Sorgfalt verfolgt, so daß wir über diesen nördlichen Eckpfeiler des inneralbanischen Gebirgsrandes gut unterrichtet sind.

Triaskalkschollen östlich von Debra. Über die Kalkreste, die im Šargebirge (Ljubotrn, Kobilica, Babašnica) und im Korab als isolierte Massen einem größtenteils metamorphen Grundgebirge aufruhend und beherrschende Hochgebirgsgipfel bilden, wird noch an späterer Stelle gesprochen werden, da ihre halbkristalline Ausbildung und ihre Beziehung zu anderen auf der Axialzone des dinarischen Gebirges erhaltenen Schollen eine besondere Betrachtung verlangt.

Hier ist nur noch ein Überblick über jene Vorkommnisse nötig, die sich zwischen Debra und Kičevo vom geschlossenen Rand des albanischen Kalkgebirges loslösen, aber in Lagerungsverhältnissen und Faziesausbildung vollkommen zu ihm gehören. Es handelt sich um eine ganz ähnliche Zerschlitzung des Schichtkopfes, wie wir sie bei der Verfolgung des Tomoros nach Norden antreffen. Ich erhielt einen guten Einblick in diese Verhältnisse auf der mit Herrn Kollegen RINNE ausgeführten Autofahrt, die von Ochrida über Debra in das untere Radikatal (Straße nach Gostivar) und von da auf notdürftigen Gebirgsfahrwegen durch den Proni Gairessi-Graben über einen rund 1500 m hohen Paß des Jama Bistragebirges nach Kičevo ging. Einige Kilometer östlich von Debra quert man flach südwestlich fallende Plattenkalke (Muschelkalk), die noch dem zusammenhängenden Rande angehören und zu dem über 2000 m hohen Gebirgskamm nördlich der Stadt aufsteigen. Unter ihnen heben sich die grauen, bräunlichen und rötlichen, glimmerigen Werfener Schiefer empor. Sie enthalten eine prachtvoll aufgeschlossene, von Karrenrinnen durchfurchte Einlagerung von gebändertem, lagenweise blendend weißem Gips in einer Mächtigkeit, die ich auf einige hundert Meter schätzte. Er tritt in einer kuppeligen Aufwölbung an die Oberfläche und zeigt die charakteristischen kleinen Fältelungen.

Schollenreste von plattigem, hornsteinführendem Muschelkalk sitzen den Werfener Schichten noch im unteren Proni Gairessi-Tale auf. Bald aber treten in der Unterlage der letzteren typische Permquarzite, Quarzkonglomerate mit bis faustgroßen Quarzgeröllen und sogar die auf den ersten Blick erkennbaren grau- und bläulich-schwarzen dünnspaltenden Karbontonschiefer zutage. Diese ganze Schichtfolge senkt sich aber noch vor Erreichung der Paßhöhe¹⁾

¹⁾ Auf der Paßhöhe, in ca. 1500 m, traf ich zu meiner großen Überraschung Gerölle von Quarz, Sandstein, Kalk und Jaspis. Möglich ist, daß es sich nicht um eine jungtertiäre Flußablagerung, sondern um Reste eines zerfallenen Flyschkonglomerats (vergl. Debra) handelt.

unter die Triaskalke des hier mit schönem Laubwald bestandenen Jama Bistragebirges, das weiter nördlich in die Region der Hochwiesen emporsteigt. Weiße Kalke, z. T. mit zuckerigen Dolomiten wechselnd, bieten auch hier das wohlbekannteste Bild der alpinen Obertrias.

Der Abstieg nach Osten gibt den vollen Einblick in die Natur dieser großen Erosionsreste und die reiche Zerschlitung ihres Randes, die nur auf guten Spezialkarten festzulegen wäre. Die Kalkschollen sind teilweise an Brüchen in die Schieferunterlage eingesenkt oder mit ihr verschuppt und dabei deutlich mylonitisiert. Die schöne Stromquelle von Izvor entspringt aus einer tiefherabreichenden Zunge dieser Gesteine und wird offenbar vom Kamme her unterirdisch gespeist.

Die älteren Beobachtungen von ÖSTREICH über die östliche Fortsetzung der Jama Bistra Planina an der Straße Gostivar—Kičevo ergaben zusammen mit den neuen Feststellungen, daß ein Kranz von Kalkbergen, die flach dem Schieferuntergrund aufsitzen, das sanfte Hügelgelände von Kičevo im Westen und Norden einfaßt. Es zieht sich aber auch auf seiner Ostseite durch, da ich hinter der Stadt helle, z. T. rötlich-weiße Kalke in vorwiegend flacher Lagerung über glimmerigen Schiefen und Sandsteinen der permotriadischen Fazies studieren konnte. Die grauen unreinen Kalke und Kalkschiefer an der Grenze beider Gruppen sind gleichfalls entwickelt.

Mit einer westgerichteten Überschiebung folgt darüber der echte Zweiglimmergneis der pelagonischen Zentralmasse.

Die Verknüpfung des inneralbanischen Ophiolith- und Kreidegürtels mit der dinarischen Mittelzone

Der Zusammenhang der Schichtköpfe von Triaskalk, die sich gegen die Innenseite des dinarischen Gebirges wenden, wird in der langen Strecke von der griechischen Grenze bis nach Ostbosnien nur an einer Stelle unterbrochen, nämlich am Ostrande des Beckens von Ipek — zwischen den Kalkbergen von Prizren im Süden und denen des oberen Ibargebiets im Norden. Zwischen beiden tritt ein Zug transgredierender Oberkreide, der dem Serpentin-Gabbroland der Merdita eingefaltet ist, nach Nordosten heraus und verknüpft sich mit jener gleichfalls transgredierenden Kreide (Gosau-Flysch), die ich in der innerdinarischen Schiefer-Grauwackenzone

von Novipazar und Südwestserbien feststellen konnte. Die Verbindung beider Gebiete ist dadurch erwiesen, daß nach den Beobachtungen NOPCSAS entlang des weißen Drin die Radioliten- und Flyschschichten der Merdita durch den Bergrücken des Paštrik (vergl. NW-Ecke der Hauptkarte und die Skizze S. 33) zum Tertiärbecken von Ipek ziehen. Östlich dieser Niederung wurden sie mit NO-Streichen und SO-Fallen von VIQUESNEL und später von ÖSTREICH zum Ibagebiet westlich von Mitrovica verfolgt. Meine eigenen Beobachtungen, durch die der weitere Anschluß nach Novipazar und Westserbien sichergestellt werden konnte, knüpfen hier an. Serpentinzüge tauchen an mehreren Stellen als Aufragungen der Unterlage aus den Kreidefalten auf.

Somit steht die Merdita nicht nur auf dem Wege über die Denudationsreste von Schiefer-Hornsteinschichten und Serpentin in der raskischen Triaszone mit dem nordbosnischen Serpentin-Flyschgebiet in Verband, sondern sie hängt mit ihm auch durch einen weiter innen gelegenen Streifen der gleichen Gesteine zusammen. Dieser letztgenannte fällt in seinem Verlauf nordwestlich von Mitrovica zusammen mit der nordwestlichen Verlängerung der später zu beschreibenden Vardarzone.

Es tritt also im Bereiche des ehemaligen Sandschaks Novipazar die Vereinigung zweier aus ganz verschiedenen Teilen der Balkanhalbinsel kommender Serpentin- und Flyschzüge ein: des albanischen und des mittelmazedonischen, die bis dahin durch das umfangreiche Aufwölbungsareal des pelagonischen Massivs voneinander getrennt waren.

Der Übertritt der nachtriadischen Gesteine auf das Gebiet der paläozoischen Schieferaufwölbung von Novipazar ist nur deshalb möglich, weil letztere schon durch die vorgosauische Gebirgsbildung freigelegt war. Die Gosautransgression ging von der mesozoischen Serie Albaniens in weiter Fläche über die alten Schichten hinweg. Daß gerade im Bereiche des Beckens von Ipek die Verbindung noch heute durch den eingefalteten Gosau-Flyschzug hergestellt ist, während sie sonst durch Abwaschung verschwunden ist, hat tektonische Gründe: Die inneralbanischen Gebirgszonen winden sich um das untertauchende Nordende des pelagonischen Massivs und sind mit ihm hinabgezogen, um dann in der Querfalte von Cukali ebenso kräftig emporzusteigen (S. 32). Die tektonische Kammlinie des Gebirges erfährt also einen starken Wellen-

wurf, der schon durch das Emporwölben des genannten Massivs in vorgosauischer Zeit vorbereitet wurde und sich in den tertiären orogenetischen Phasen zu scharfer Transversalfaltung steigerte. In der Einmündung dieser Kammlinie sind die höheren Gesteinsmassen, nämlich die ophiolithische Gruppe und die Kreide, erhalten geblieben.

Der Skumbi- und Korčagraben

(Inneralbanisch-thessalische Meeresfurche der Oligozän-Miozänzeit)

Eine der merkwürdigsten tektonischen und paläogeographischen Erscheinungen der Balkanhalbinsel ist das Auftreten einer Zone von marinen Oligozän- und Miozänablagerungen, die einerseits von Niederalbanien her bis zum Rand des höheren Gebirges heranreicht, anderseits innerhalb des letzteren aus dem oberen Skumbigebiet in SO-Richtung ununterbrochen über Korča in die thessalische Senke bei Trikkala und zum Golf von Volo zieht. Diese mitten im albanischen Kalk- und Serpentinegebirge eingebetteten Ablagerungen haben starke Krustenbewegungen mitgemacht; so besteht der etwa 1800 m hohe Kamiarücken zwischen dem Skumbi und der Gegend von Korča aus marinem Oligozän mit einzelnen Miozänresten. In bedeutender Erstreckung bilden junge Brüche die Begrenzung gegen das beiderseitige Mesozoikum und geben dem Tertiärzug das Gepräge eines Grabens.

Es bestehen wichtige stratigraphische und faunistische Gründe für die Annahme, daß während des größten Teiles der Oligozän- und Miozänzeit ein Zusammenhang der Meeresbedeckung innerhalb der ganzen Senke bestand, so daß dadurch ganz Griechenland samt dem Epirus und den südalbanischen Bergländern als Insel vom Stamm der Balkanhalbinsel getrennt war. Die Adria trat so mit dem ägäischen Becken in eine Verbindung auf verhältnismäßig kurzem Wege.

Die stratigraphisch-paläontologische Erforschung der bedeutungsvollen Zone verdankt man besonders den Arbeiten von HILBER und PENECKE in Thessalien, von BOURCART im östlichen Albanien. Im Sommer 1922 hat auch E. NOWACK seine Studien auf das gleiche Gebiet ausgedehnt.

Das prächtige Profil der Höhen östlich von Korča wird am besten Einblick in die Schichtfolge geben. Nach Angaben von BOURCART 1922 hat man an einer Stelle folgenden Schnitt durch den West-Abfall des Morovakammes:

9. Weiße Kalke mit <i>Lithothamnien</i> , <i>Pecten</i> , <i>Clypeaster</i> (Untermiozän) in einer Seehöhe von 1700 m	Mächtigkeit	45 m
8. Lumachellen mit <i>Lepidocyclina elephantina</i> (aquitanisch)	„	20 m
7. Molasse mit Blättern, <i>Clupea</i> usw. = Oberoligozän	„	490 m
6. Konglomerate und Breccien (analog den Konglomeraten der Meteoraklöster in Thessalien)	„	20 m
5. Blaue Mergel mit <i>Operculina complanata</i>	„	25 m
4. Grüne Sandsteine mit <i>Dentalium haeringense</i>	„	40 m
3. Sandsteine und Molasse mit Kohle (<i>Cerithium margaritaceum</i> -Stufe)	„	180 m
2. Blaue Mergel mit <i>Chama granulosa</i>	„	100 m
1. Konglomerate und Kalke mit <i>Heliastreaa eminens</i> , <i>Astrocoenia lamellosa</i> u. a. Korallen = <i>Priabona</i> -Stufe (an anderen Stellen sind in diesem Horizont auch sehr fossilreiche Mergel mit <i>Cerithium Diaboli</i> entwickelt)	„	50 m

Unterlage Serpentin.

Unverkennbar ist die nahe Beziehung des inneralbanisch-thessalischen Oligozäns zur bekannten vizentinischen Ausbildung. Sie erklärt völlig die auffallend ähnliche Fossilführung in der mittelmazedonischen Meeresstraße der gleichen Zeit.

Das Miozän ist auch im oberen Skumbigraben sehr fossilreich entwickelt und reicht an vielen Stellen bis in die zweite Mediterranstufe. Sarmatische Brakwasserschichten wurden südwestlich von Korča und südlich des Ochridasees bekannt. Alle späteren Ablagerungen sind fluviatil oder lakustrisch.

Besonders interessant ist die Frage, wie sich diese reiche Tertiärfolge zu den gebirgsbildenden Bewegungen verhielt. Die inneralbanische Serpentin- und Kreidezone (Meditadecke) ist nachweisbar erheblich mehr als 20 km weit auf Eozän-Unterozigänflysch der äußeren Faltenzüge (Zone I 3) aufgeschoben.

Die Ablagerung des transgredierenden oberoligozänen Konglomerathorizonts (= Meteoraschichten Thessaliens) fällt mit Wahr-

scheinlichkeit in das Ende der stärksten Bewegung. Man kann sich vorstellen, daß damals am Westrande des heutigen Inneralbaniens ein Isthmus zwischen der Korča-Furche und dem adriatischen Ablagerungsgebiet durchzog. Er wurde stellenweise durchnagt, teilweise wohl auch versenkt, so daß in aquitanischer und miozäner Zeit wieder ein Wasser- und Faunenaustausch der beiderseitigen Meere stattfand. Endlich machten die postmiozänen Aufwölbungen diesem Zustand ein Ende und beförderten die mediterranen Ablagerungen Albanien zu beträchtlichen Höhen: im Westen an der Krujakette bis etwa 1100 m, im Osten bei Korča und auf der Kamia auf mehr als 1700 m.

Rückblick auf die äußeren dinarischen Zonen

(Dazu Skizzenkarte Fig. 4, S. 38 und Fig. 18)

Die Hauptzüge des dinarischen Gebirges sind in sehr großer Längenausdehnung verfolgbar und werden meist durch Überschiebungsflächen und fazielle Grenzen geschieden, die eine ähnliche Bedeutung haben wie die bekannten Deckentrennungen in den Alpen. Es darf aber nicht übersehen werden, daß selbst die Leitzone erster Ordnung nicht im ganzen Verlaufe des Gebirges ihren gleichen tektonischen Charakter beibehalten. Es gibt keine der großen Schubflächen, die nicht noch innerhalb des Bereiches der Balkanhalbinsel in ihrer tektonischen Funktion durch eine andere abgelöst würde, während sie selbst zu sekundärer Bedeutung herabsinkt oder sich in einfachem Faltenbau verliert.

KOBERS schematische Deckengliederung der dinarischen Gebirge führt schon aus diesem Grunde zu einer unzutreffenden Darstellung des Baues. Dazu kommt, daß von K. auch nachweisbar einheitliche stratigraphische Folgen, wie die Karbon-Perm-Triasserie der bosnischen Mittelzone und ihrer Kalkflanken zwei ganz verschiedenen Decken zugewiesen wurden. Einen bedeutenden Fortschritt stellt NOPCSAs Zusammenfassung in der Geologischen Rundschau 1921 dar, denn sie stützt sich für wichtige Abschnitte auf eigene Beobachtungen und Entdeckungen. In dem natürlichen Bestreben nach einem einfachen Ausdruck für den Bauplan des Gebirges sind allerdings auch hier einige Trennungslinien in ihrem Verlaufe schematisiert und teilweise über ihren Geltungsbereich verlängert (Deckengrenze zwischen der adriatisch-jonischen Zone und den beiden östlich folgenden Einheiten).

Tektonisches Korrelationsschema des dinarischen Gebirges westlich der Vardarzone
(Anmerk.: Wichtigere Überschiebungsgrenzen zwischen tektonischen Hauptzonen sind durch eine Doppellinie angedeutet)

5. Istrisch-krainischer Abschnitt	Poebene und Adria	Falten des Küstenkarsts von Istrien und Triest (Kreide-Eozänkalk und Alttertiär-Flysch)		Ternovaner- und Birnbaumer Hochkarst	Innerkrainischer Karst	Pannonische Senke
4. Dalmatisch-bosnischer Abschnitt	Adria	Kreide-Alttertiärfalten der dalmat. Inseln und des dalmat. Küstenkarsts (Z. v. Sebenico-Trau)		Svilaja-Dinara-Velebit-Gebirge	Bosnische Kalkzone mit zentraler paläozoischer Schieferaufwölbung	Nordbosnische Ophiolith- und Flyschzone (über Paläozoikum und Trias liegend)
3. Nord-albanisch-montenegrin. Abschnitt	Adria	Süddalmat. Kreide-Alttertiärfalten der Küstenzone	Schuppen von Spizza und Cukali	Montenegrinisch-nordalbanischer Hochkarst (Nordalbanische Alpen)	Raskisch-bosnische Kalk- und Schieferzone (IV a) mit Resten der ophiolithischen Gesteinsgruppe (IV b)	Innerdinarische Schiefer-Grauwackenzone als Liegendes von IV
2. Süd- und mittel-albanischer Abschnitt	1. Adria	2. Tertiärfalten von Albanien (Malakrazzone)	3. Kreide-Alttertiärfalten der Krujakette	(Fortsetzung der Spizza-Cukalizonen und des montenegrinischen Hochkarsts größtenteils unter der Merditadecke begraben)	Inneralbanische Triaszone (IV a) und darübergeschobene Ophiolith-Kreideserie der Merditadecke (IV b)	Innerdinarische Schiefer-Grauwackenzonen und pelagonisches kristallines Massiv
1. Hellenischer Abschnitt	1. Westepirotische Falten und Jonische Inseln	2. Innerepirotische Falten (Kreide-Eozänkalk und Alttertiärflysch)		Pindos-Olonoszone	? Vardussia-Parnasszone	Osthellenische Kalk- und Ophiolithzone
Orientierungszahl	I		II	III	IV	V

In der beifolgenden Tabelle ist eine Korrelation der tektonischen Zonen für verschiedene Abschnitte des dinarischen Systems versucht. Es ist gewissermaßen eine Serie von Querprofilen aneinandergereiht, deren Hauptzüge sich mit mehr oder minder großen Veränderungen durchverfolgen lassen.

1. Als südlichster Querprofilstreifen ist der hellenische Abschnitt des dinarischen Gebirges auf Grund der Untersuchungen von PHILIPPSON und RENZ angeführt. Die epirotischen Falten (I) und die daraufgeschobenen Schuppen der Pindos-Olonoszone (II) bilden scharf heraustretende Einheiten. Unklar ist noch die Stellung der Vardussia-Parnasszone, die in der Tabelle provisorisch als III bezeichnet wurde. Von der Pindoszone durch ein Flyschband getrennt, schließt sie sich orographisch nahe an das osthellenische Gebirge an. Faziell stimmt sie mit dem montenegrinischen Hochkarst und den nordalbanischen Alpen gut überein und könnte das Wiederauftauchen dieser Einheit darstellen. Auffallend konstant bleibt Zone IV, die von Ostgriechenland angefangen bis nach Inneralbanien und Ostbosnien nicht nur ihren Zusammenhang, sondern auch die Gesteinsfazies bewahrt. Vor allem in der Schieferhornsteinserie samt deren Eruptiven liegt ihre besondere Eigenart.

2. Der Vergleich der hellenischen Gebirge mit dem nördlich angrenzenden süd- bis mittelalbanischen Abschnitt läßt sich im allgemeinen befriedigend vornehmen. Die Hauptveränderung liegt in dem tieferen Hinabtauchen der Zonenkomplexe I bis III gegen Norden. Die westlichen Züge der epirotischen Falten (I) verschwinden unter der Adria, unter der sie Anschluß an die Garganozone Italiens finden müssen; die mittleren gehen im Streichen in das wellige Tertiärhügelland von Niederalbanien über; nur die östlichen bilden den hochaufragenden Antiklinalzug der Kruja. Die Pinduszone II und die auf sie folgende Zone III werden im größten Teile Albaniens so sehr von der Einheit IV überdeckt, daß ihre Vertretung nur in Form von verquetschten schmalen Zügen oder von Fenstern zu suchen ist. Die alles beherrschende Einheit IV zerfällt in eine basale Karbon-Triasserie (IVa), die fast nur am östlichen Schichtkopf zusammenhängend sichtbar ist, während die Ophiolith- und Kreideserie (IVb = Merditadecke) weit vorgeglichen ist und sich bis auf die epirotischen Falten (I) legt.

Die Einheit IV behält bis zum Drin den bereits geschilderten Typus bei. Die mächtige Entfaltung der Merditateildecke (IVb) reicht im Norden bis in die Umgebung von Djakova. Unter ihr

kommt die Triaskalk- und Schieferhornsteingruppe (IVa) z. T. fensterartig, z. T. als schmaler Streifen am Westrande zum Vorschein. Außerdem bildet der Triaskalk den östlichen Schichtkopf über den innerdinarischen paläozoischen Schiefer.

3. Innerhalb des nordalbanisch-montenegrinischen Abschnitts erscheinen von der Zone I nur die östlichsten Kreide-Eozänfalten als schmale, z. T. unterbrochene Küstenketten über dem Spiegel der Adria. Die Zonen II und III zeigen ausgezeichnete Entwicklung; erstere im Cukaligebirge und in den Schuppen von Spizza-Budua, letztere in den nordalbanischen Alpen und den anschließenden Hochplateaus von Montenegro.

Die weitere Verfolgung der Zone IV läßt interessante Veränderungen erkennen. Nach den Ergebnissen der Arbeiten KERNERS im Valbonagebiet nördlich des Drin ist man zur Annahme berechtigt, daß die Überschiebung zwischen dem nach Ost untertauchenden nordalbanisch-montenegrinischen Hochkarst (III) und der Einheit IV weithin durchläuft. Nachdem sie im Bogen um das große Halfenster der nordalbanischen Alpen herumgegangen ist, streicht sie durch Ostmontenegro und ist in der Herzegovina als Neretvalinie schon lange bekannt. Die östlich von ihr liegenden Gebirge nehmen in der tektonischen Zonenfolge eine analoge Stellung ein wie die inneralbanische Region. Wie diese sind sie ausgezeichnet durch das Auftreten der ophiolithischen Eruptivgesteine und der Schieferhornsteinschichten. Man kennt solche in Form von kleinen Denudationsresten im Durmitorgebirge, man findet einen prachtvollen Gabbrodurchbruch mit Kontakterscheinungen noch im westbosnischen Kalkhochgebirge bei Jablanica an der Narenta. Vor allem aber zieht durch Raskien und Ostbosnien eine lange Reihe von Ophiolith- und Schieferhornsteinvorkommnissen in der großen Trias-synklinale zwischen zwei paläozoischen Schiefersätteln. Die Lageungsverhältnisse sind ruhiger als in der Merdita; der Verband zwischen der ophiolithführenden Schichtgruppe und ihrer Triasunterlage wird vorwiegend normal, so daß hier die erstere nicht mehr als einheitliche Teildecke zu bezeichnen ist, wie in Albanien. (Offenbar stand in letzterem Lande das Ausmaß der Überdeckung unter dem Einflusse des bogenförmigen Vordringens des pelagischen Grundgebirgsmassivs.)

Geändert hat sich im Verlauf nach Norden die Höhenlage und damit das durch die Denudation geschaffene Verbreitungsbild der Gesteine. Im raskisch-bosnischen Abschnitt beschränkt sich

die Ophiolith- und Schieferhornsteingruppe auf eine Reihe von im allgemeinen normal auflagernden Denudationsresten, während die Triaskalke und sogar ihre Unterlage in größter Ausdehnung zutage liegen. Die Zusammenhänge wurden S. 32 dargelegt.

Erst weit im Norden, mit Annäherung an das pannonische Becken, senkt sich das Niveau der dinarischen Hauptzone wieder. Die Serpentin- und Schieferhornsteinzüge, begleitet von transgredierenden Kreide- und Eozänschichten, schließen sich nunmehr zur nordbosnischen Flyschzone zusammen.

Anmerkung: Die Überschiebung von Cukali (II auf I) schätzt NÖPCSA bei Skutari auf 21 km, die der albanischen Tafel (III auf II) auf mindestens 50 km. Selbstverständlich bleibt eine gewisse Unsicherheit hinsichtlich der Minimal-Schubweite bestehen. Es ist schwer zu entscheiden, um welchen Betrag der Überschiebungsausstrich schon während der Bewegung selbst zu einem Bogen um die Queraufwölbung von Skutari-Cukali gewunden wurde. In diesem Fall könnte naturgemäß der wahre Betrag der Überdeckung der Cukalizone erheblich kleiner sein als die quer auf das dinarische Streichen gemessene Entfernung von dem Außenrande des montenegrinischen Hochkarsts bis zum innersten Winkel des Cukalifensters. Andererseits darf man aber nicht vergessen, daß die Schubbahn noch weit unter die aufgeschobene Gesteinsserie hinabreicht. Ferner hat zweifellos auch eine sehr beträchtliche Überschiebung der raskisch-bosnischen Einheit (IV auf III) stattgefunden, so daß die Summe der Tangentialbewegung auf den einzelnen Schubbahnen gewiß nach mehreren Dutzend von Kilometern zu rechnen ist. Die genaue Bemessung des Betrages ist selbst in den besterforschten Alpengebieten mit großen Fehlerquellen behaftet. Sie spielt übrigens für die Gesamtprobleme keine ausschlaggebende Rolle.

4. Beim Fortschreiten vom montenegrinisch-raskischen in den dalmatisch-bosnischen Abschnitt des dinarischen Gebirges sehen wir zunächst ein Nachlassen der tektonischen Überdeckung eintreten. Die Spizza-Cukali-Schuppenzone (II) und der vordere Teil des montenegrinischen Hochkarsts (III) läuft in ein Bündel der kretazisch-eozänen Falten von Mitteldalmatien aus¹⁾ und wird im allgemeinen Gebirgsbild ein Bestandteil der Küstenzone (I).

Erst viel weiter im Nordwesten taucht, wieder mit großen Überschiebungen, der Svilajazug (bei Sinj) auf, der sich im Velebit und schließlich im krainisch-küstenländischen Hochkarst (Birnbaumer- und Ternovaner Wald) fortsetzt. Seine tektonische Außengrenze gegen die Küstenfalten ist nicht die Fortsetzung der Randüberschiebung des Cukali oder der montenegrinischen Tafel, sondern

¹⁾ Die Aufnahmen von KERNER und SCHUBERT in Dalmatien gestatten nämlich, die Überschiebung von II (Spizza-Cukali-Z.) über Cattaro und Ragusa unmittelbar entlang der Küste in den SW-Schenkel einer Antiklinale jenseits der Narenta-Mündung (Rilič-Falte) zu verfolgen. Damit werden aber die weiter landeinwärts liegenden und in die norddalmatischen Küstenfalten fortsetzenden Kreide-Eozänzüge des Hinterlande von Spalato zur streichenden Fortsetzung von II und Teilen von III.

sie entwickelt sich aus einem weiter rückwärts gelegenen Streifen des Gebirges.

Der norddinarische Hochkarst (III) ist so dem süddinarischen tektonisch homotax, d. h. er spielt eine analoge Rolle im Bau des Gebirges, aber die Verlängerungen der Außenränder beider laufen aneinander vorbei, weil diese nicht aus einer und derselben Falte hervorgehen.

Über das Schicksal der Überschiebung von IV auf III im Verlauf nach NW ist nichts bekannt. Wahrscheinlich erlischt sie schon im Gebiet nordöstlich der herzegovinischen Hauptstadt Mostar.

5. Eine noch durchgreifendere Veränderung in der tektonischen Funktion und Begrenzung der Gebirgszonen vollzieht sich mit der Umschwenkung des dinarischen Gebirges in die ostwestlich streichende Kalkzone der Südalpen.

Die dalmatisch-istrischen Küstenfalten (I u. II) verschwinden unter dem Niveau der Ebene von Friaul; die westliche Fortsetzung der Hochkarstzone (III) wird nun zur Außenzone der Südalpen. Letztere treten mit großen Überschiebungen weit über sie vor — aber es handelt sich wieder nicht um Trennungsf lächen, welche die unmittelbare Fortsetzung der bisher verfolgten sind, sondern um neue, die deren Rolle übernehmen.

Zwei Erscheinungen sind besonders maßgebend für diese bei flüchtiger Betrachtung leicht zu übersehenden Veränderungen in der tektonischen Zonengestaltung:

1. Wendungen im Verlauf des Gebirges. An Stellen, wo der Rand des Faltengürtels einen einspringenden Winkel von Bedeutung aufweist, tritt gewöhnlich eine Änderung im Verhalten von tektonischen Zonen ein. Dies ist der Fall im Winkel von Skutari, wo die albanischen Gebirge in die montenegrinischen einlenken (S. 34) und im Winkel von Friaul, wo die dinarische SO—NW-Richtung der alpinen O—W-Richtung Platz macht.

2. Veränderungen in der Gesamtbreite des Gebirges. Wir finden die weitestgehende Übereinanderstapelung der inneren Zonen in der Strecke zwischen Süddalmatien und Thessalien, d. h. gerade in jenem Teil des Faltengürtels, wo der Querschnitt, gemessen von der süddalmatischen Küste bis zum Nordfuß des westlichen Balkangebirges in Bulgarien, am geringsten ist — rund 360 km. Sowohl gegen Südosten wie gegen Nordwesten wird der dinarische Gürtel breiter und damit macht der albanische Über-

deckungsbau dem mehr offenen Gefüge Mittelgriechenlands einerseits und Bosniens anderseits Platz. Mit Annäherung an die Alpen, wo wir wieder engere Zusammenfassung der Gürtel haben, tritt von neuem eine Zunahme des Überschiebungsbaues ein, und zwar unter Entwicklung neuer Deckengrenzen anstatt der verlorengegangenen.

V. Die innerdinarische Schiefer-Grauwackenzone und das kristalline Grundgebirge Westmazedoniens

Vorbemerkungen: Im östlichen Liegenden der dinarischen Kalkgebirge steigt ein Gürtel von paläozoischen Grauwacken und Tonschiefern empor, der durch Vermittlung der Werfener Schiefer mit dem darüberliegenden Triasprofil stratigraphisch vollkommen verknüpft ist und daher schon zum Teile im vorhergehenden Kapitel erwähnt werden mußte. Im NW beginnend trifft man ihn zum ersten Male am Ostfuß des kroatisch-nordbosnischen Triaskarsts (Z. IV) entlang der Streichlinie Karlstadt-Sanskimost. Er wird auf seiner Nordostseite von den übergreifenden Gesteinen der nordbosnischen Flysch- und Serpentinzone begleitet, verschwindet bald ganz unter diesen und kommt in der südöstlichen Verlängerung an der bosnisch-serbischen Grenze wieder zum Vorschein. Er bildet hier entlang der mittleren Drina den „Aufbruch“ von Krupanj und von Srebrenica. Dann verläuft er in zusammenhängendem Zuge durch das Jelova- und Goljagebirge Südwestserbiens in die Gegend südlich von Novipazar. Nach kurzer Unterbrechung durch den eingefalteten Zug von transgredierender Oberkreide am Ibarflusse (S. 43) taucht er wieder auf im Gebiete des Amselfeldes (Kosovo Polje), an dessen beiden Längsseiten er Höhenzüge bildet. Durch das Šargebirge, wo er seine größte Höhe erreicht, geht er, von zahlreichen Denudationsresten der Trias teilweise verdeckt, aber nie unterbrochen, zum Prespasee und dann auf griechischem Boden weiter entlang des Ostrandes der thessalischen Senke von Trikkala in der Richtung zum östlichen Othrys.

Gesteinsgliederung

Wir wollen hier vom Hangenden ins Liegende hinabgehen, da in diesem Falle die Möglichkeit, eine stratigraphische Ordnung in die tiefsten Abteilungen der Gesteinsreihe zu bringen, nur auf solchem Wege gewonnen werden kann.

1. **Das Perm.** In der Literatur werden die klastischen Schichten unterhalb der dinarischen Triaskalke häufig als permotriadische Schiefer und Sandsteine bezeichnet, da es nicht immer gelingt, eine verlässliche Grenze zwischen den Ablagerungen des Perms und den oft ähnlichen, wenn auch mehr schieferigen und kalkigen Werfener Schichten zu ziehen.

a) Die Permkalke. Meine Suche nach den fossilführenden Bellerophonkalken, die sich in vielen Teilen der Südalpen und Bosniens als Vertreter des Zechsteins zwischen Untertrias und Rotliegend einschieben, blieb in Mazedonien vergeblich. Im westserbischen Abschnitt des hier besprochenen paläozoischen Gürtels haben aber sowohl AMPFERER und HAMMER, als die ungarischen Geologen während des Krieges eine fossilreiche Bellerophonkalkentwicklung bei Krupanj näher erforscht. Es handelt sich um mächtige schwarze Kalke mit Korallen, Crinoiden und Brachiopoden, aus denen LOCZY jr. (Lit. S. 57) folgende Formen angibt: *Streptorhynchus* sp., *Strophalosia* aff. *horrescens* Vern., *Strophalosia* aff. *fragilis* Netsch, *Productus* cf. *opuntia* Waagen, *Prod. graciosus* Waag., *Bellerophon* sp. AMPFERER und HAMMER führen auch *Lyttonia* an. Die Crinoiden werden als *Platycrinus* bezeichnet. Es ist sicher, daß hier das Äquivalent der von mir in den südlichen Vorbergen der Julischen Alpen westlich der Laibacher Ebene gefundenen Bellerophonkalke mit *Productus indicus* Waagen, *Richthofenia* sp., *Lonsdaleia indica* Waag. vorliegt¹⁾. Andererseits bestehen auch Beziehungen zu den permischen Kalken des adriatischen Gebietes, denn es werden von einigen Lokalitäten die Foraminiferen *Mizzia* und *Neoschwagerina* erwähnt, die SCHUBERT aus Süddalmatien und dem kroatischen Küstenland bekannt machte.

Es ist mir wahrscheinlich, daß bei eingehenden Untersuchungen eine erheblich größere Verbreitung dieser marinen Permschichten nachzuweisen sein wird.

b) Die allgemein verbreiteten, meist rötlichen Quarzkonglomerate und Quarzsandsteine im Liegenden der Werfener Schiefer oder der Bellerophonkalke — wo diese entwickelt sind — tragen so unverkennbar das Gepräge der als Grödener Schichten bezeichneten südalpinen Rotliegendablagerungen, daß an ihrer Identität mit dieser Kontinentalfazies nicht zu zweifeln ist. Die Komponenten der Konglomerate gehen gewöhnlich nicht über

¹⁾ Beschreibung von C. DIENER im Jahrbuch der geol. Reichsanstalt, Wien 1910.

Nußgröße hinaus, doch traf ich nordöstlich von Debra unweit der albanischen Grenze auch faustgroße Gerölle von Quarz und Tonschiefer. Das Material stammt aus dem darunterliegenden Karbon.

Es ist an der Basis des dinarischen wie auch des alpinen Rotliegenden überall eine Diskordanz vorhanden, wie sie im varistischen Gebirge Mitteleuropas sehr verbreitet ist. Schon der auffallende Farbenwechsel von den meist schwärzlichen Tonschiefern und Sandsteinen des Karbons zu den eisenschüssig gefärbten permischen Sandsteinen und Konglomeraten weist auf eine zwischen beiden liegende Verwitterungs- und Erosionsperiode hin. Außerdem kommen die letztgenannten Schichten mit verschiedenen Abteilungen der Unterlage in stratigraphische Berührung. So fehlt in den meisten Gebieten die jüngste Karbonabteilung mit ihren Einlagerungen von Fusulinenkalken, so daß die Grödener Schichten gewöhnlich auf den tieferen Schiefern und Grauwacken liegen. In Mittelmazedonien (Vardarzone nördlich von Veles) fand ich sogar Gerölle von Serizitphylliten der altpaläozoischen Serie.

c) Das Auftreten von Quarzporphyregüssen ist auch im innerdinarischen Rotliegenden zu beobachten. Ich fand eine Einschaltung solcher Eruptivgesteine in diesem Horizont bei Prijepolje am Limfluß, bei Ribarič am oberen Ibar und nördlich des Ochridasees bei Kosel. Vielleicht gehören auch die von AMPFERER und HAMMER erwähnten serizitgneisähnlichen Gesteine (Porphyroide?), die auf der Höhe des Jelovagebirges in Westserbien mit Quarzkonglomeraten verknüpft sind, hierher (A. u. H. Lit. 1, S. 688).

2. **Karbon.** Sehr bezeichnend für die paläozoische Entwicklung des dinarischen Gebirges ist das Vorherrschen der Karbonschichten. Dunkle, oft sammetschwarze, bei Verwitterung ausbleichende, dünnspaltende Tonschiefer mit feinglimmerigen Schichtflächen, graue glimmerige Quarzsandsteine und Quarzite sind die tonangebenden Gesteine. Einlagerungen von harten, oft stark gepreßten Quarzkonglomeraten lassen sich häufig feststellen. Die Fazies ist bis weit hinein nach Mazedonien so vollkommen identisch mit jener des Karbons von Kärnten, Krain und Bosnien, daß auch ohne Fossilfunde kein Zweifel an der stratigraphischen Übereinstimmung besteht. In Westserbien finden sich Einlagerungen von Fusulinenkalken des oberen Karbon (LOCZY jr. Lit. S. 61 usw.). Man muß aber wohl annehmen, daß ein sehr großer Teil der nach vielen Hunderten von Metern zu bemessenden Gesteinsreihen bereits dem unteren Karbon zufällt, da KITTL in verhältnismäßig tief gelegenen

schwarzen Schiefen Bosniens eine Kulmfauna mit *Goniatites (Glyphioceras) crenistria* Phill. u. a. beschrieben hat.

Über das Verhältnis des Karbons zur Unterlage läßt sich aus den örtlichen Beobachtungen wenig entnehmen, da bei der Faltung mächtiger Schichtenserien häufig die Diskordanzen innerhalb tieferer vorwiegend tonig-sandiger Horizonte verwischt werden. Es treten infolge der gleitenden Differentialbewegungen Verschieferungen größeren Maßstabs ein. Maßgebend kann daher nur die Verbreitung der einzelnen großen Gruppen sein. In dieser Beziehung verdient hervorgehoben zu werden, daß das pelagonische Gneis-Glimmerschiefer-Massiv westlich der Gebirge von Monastir von Gesteinen des Karbontypus begrenzt zu sein scheint, während auf der Abdachung zur Vardarzone eine mächtige Schiefer-Marmorserie als Hülle der Gneise auftritt. Dies spricht für eine Diskordanz der Karbongruppe gegenüber den älteren Abteilungen.

3. Altpaläozoische und vorpaläozoische Gesteine.

a) Die Kačanik-Veles-Serie. In Gebieten mächtiger Entwicklung der innerdinarischen Schiefer-Grauwackenzone tauchen Schichten auf, die sich vom Karbontypus dieser Gegenden durch abweichende fazielle Verhältnisse und stärkere Metamorphose unterscheiden. Wir sehen dabei ab von jenen Fällen, in denen letztere mit dem Durchbrechen von Granitstöcken in Zusammenhang steht (so am Boranjagranit bei Krupanj und am Kopaonikgranit oder -tonalit im Ibartal). Von dieser reinen Kontaktmetamorphose unterscheidet sich sehr wohl die unter starker dynamischer Beanspruchung erfolgte Veränderung tieferer Teile der paläozoischen Serie, die uns ohne scharfe Grenzen in den Bereich des kristallinen Grundgebirges hinabführt. Daß es sich nicht etwa um Teile des Karbons handelt, die durch tektonische Zufälligkeiten in tiefere Rindenteile hinabgezogen wurden, ergibt sich daraus, daß diese unteren Sedimentgruppen eine vom Karbon ganz verschiedene Gesteinsgruppierung zeigen. In Wechsellagerung mit Phylliten (z. T. granat- und albitführend), Quarzitphylliten und klastischen, meist stark gestreckten Serizitquarziten¹⁾, finden sich prachtvolle Marmorzüge, z. T. in hunderte Meter mächtigen Paketen, z. T. in dünnen Einschaltungen, die schließlich in Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite übergehen

¹⁾ Nach der Beschreibung nehme ich an, daß die sog. Plattelquarzite der nördlichen Grauwackenzone der Alpen große Ähnlichkeit mit diesen Gesteinen haben müssen. HERITSCH, Geologie v. Steiermark, Graz 1922, S. 169.

können. Dazu gesellen sich Grünschiefer, die teils als Plagioklas- und Zoisit-Epidot-Amphibolite, teils als Chloritschiefer ausgebildet sind. Sie rühren von basischen Ergüssen und deren tuffigen Derivaten her.

In Altserbien (Raskien) und Mazedonien sind die geschilderten Gesteine beiderseits des Amselfeldes sowie in dem vom Lepenac durchflossenen Hügelland bei Kačanik nördlich des Beckens von Üsküb ausgezeichnet entwickelt. Sie verknüpfen sich weiter nördlich mit der mächtigen paläozoischen Entwicklung der Vardarzone von Veles usw. Man kann daher von einer Kačanik- oder Veles-Serie des Paläozoikums reden. Ich ziehe den letzteren Namen vor, weil das Vardargebiet die beste Gelegenheit zum Studium dieser Schichten bietet.

Da die Suche nach Fossilien in der Schiefer-Grauwacken-Grünschiefer-Marmor-Serie bisher vergeblich gewesen ist, sind wir für die Altersbestimmung auf stratigraphische Kombinationen und Vergleiche angewiesen. Eine Zugehörigkeit zum Karbon muß als ausgeschlossen bezeichnet werden, da es sich um Bildungen handelt, die in einer Mächtigkeit von einigen tausend Metern unter den ebenfalls gewaltig entwickelten Schichtenmassen des alpin-dinarischen Karbon auftreten. Die faziellen Ähnlichkeiten verweisen auf die Silur-Devon-Serie der ostalpinen Grauwackenzone mit ihren mächtigen Tonschiefern, Grauwacken, Quarziten, umgewandelten Diabasgesteinen und Kalken. Ein ins Einzelne gehender Vergleich der Unterabteilungen verbietet sich, da die intensive Verschuppung des Komplexes die Aufstellung eines stratigraphischen Normalprofils sehr problematisch macht. In der steirischen Grauwackenzone der Ostalpen ist es in dieser Beziehung nicht viel besser bestellt (HERITSCH, Geologie Steiermarks, S. 168 ff.).

Im großen und ganzen könnte die Hauptmasse der Tonschiefer, Quarzite, der eingeschalteten Grünschiefer und Bänderkalkeinlagerungen dem Silur entsprechen, während die Vertretung des Devon am ehesten in den durch mächtige Marmor Massen gekennzeichneten oberen Abteilungen vermutet werden kann. Aber selbstverständlich bleibt ein derartiger Vergleich immer hypothetisch.

b) Die Trojaci-Serie. Im Bereiche des westmazedonischen Gneismassivs und auch der Rhodope treffen wir hochkristalline Sedimentreihen an, die ich nicht als Alters-Äquivalente der Veles-Serie betrachten möchte. Vor allem vermisse ich in diesen tiefsten Abteilungen die charakteristischen mächtigen Serizitquarzite und

dunklen Kieselschiefer, die in der Serie von Kačanik und Veles sehr verbreitet sind. Im allgemeinen bestehen diese stark metamorphen tieferen Regionen aus Glimmerschiefern mit eingeschalteten Amphiboliten, lokal auch Glaukophanschiefern (Vodno). Zahlreich sind Cipollinlagen (Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite), die oft in feingebändertem Wechsel mit den Schiefern verbunden sind, aber auch zu mächtigen Marmorlagern anschwellen können. Wenn man nach Vergleichsobjekten in anderen Gebieten sucht, so drängt sich der Gedanke an die Glimmerschiefer-Marmor-Serie der Murtaler Gebirge in den östlichen Zentralalpen auf. Diese liegt dort unter dem Silur-Devon der Grazer und Murauer Mulde (HERITSCH, a. a. O. S. 134). Mit den dortigen Gneiskernen verknüpft sie sich in derselben Weise wie die ähnlichen metamorphen Schichten Mazedoniens mit den pelagonischen und rhodopischen Gneisen.

Schon in meinem vorläufigen Bericht 1917 habe ich die Vermutung ausgesprochen, daß hier zum Teil vorpaläozoische (algonkische) Schichtgruppen vorliegen.

Anmerkung: Die Verfolgung dieses stratigraphischen Problems erscheint mir auch aus allgemeinen Gründen sehr wichtig. Bekanntlich ist die algonkische Serie im archaischen Faltengebirge Fennoskandias und Laurentias eine vorwiegend grobklastische Formation von kontinentaler Fazies. Gehen wir aus dieser uralten Gebirgsregion auf mitteleuropäisches Gebiet über, so treffen wir im Algonkium der böhmischen Masse usw. mächtige Schieferkomplexe, z. T. mit Diabasmaterial und mit noch sehr untergeordneten Kalk einschaltungen. Wir dürfen schon an sich bei weiterem Fortschreiten in die damaligen mediterranen Geosynklinalregionen eine Zunahme der Kalkmassen erwarten. Das ist es, was wir in den altkristallinen Sedimentserien der östlichen Zentralalpen, des pelagonischen Massivs und der Rhodope antreffen. Wenn diese stratigraphische Altersbestimmung zu Recht besteht, so verhält sich das kalkreiche Präkambrium des südlichen Europa zum skandinavischen kontinentalen Algonkium fast genau so, wie etwa das alpine und böhmische Devon zum schottischen Old Red oder wie das marine Perm und Oberkarbon vieler Mittelmeergebiete zum Rotliegenden und zum produktiven Karbon Mitteleuropas. Es liegen dann stratigraphische Homologien vor, veranlaßt durch die Homologien der Faltungsvorgänge während der archaischen, der kaledonischen und der varistischen Gebirgsbildung.

Eine durchgehende Trennung von 3a und 3b wird sich ohne ganz eingehende Detailuntersuchungen kaum durchführen lassen, da allem Anscheine nach Übergänge stattfinden. Ich habe daher auf meiner Skizzenkarte eine gemeinsame Ausscheidung für die alten Schiefer-Grauwacken-Marmor-Serien gewählt und mich darauf beschränkt, durch eine besondere Signatur jene Abteilungen zu kennzeichnen, die sich durch engere Verknüpfung mit der Gneisserie, durch höhere Kristallinität und abweichende Gesteinsgruppierung von der Kačanik-Veles-Serie abheben.

4. Die kristallinen Kernmassen. Als tiefste Teile der mazedonischen Gesteinsfolge sind im Liegenden der metamorphen Sedimentserie Granitgneise aufgeschlossen. Ihr Verband mit den Hüllschichten ist derselbe wie in der Zentralzone der Alpen und in den kristallinen Kerngebieten des varistischen Gebirges, z. B. im Erzgebirge. Übergänge der Zentralgneise in die kristallinen Schiefer durch Mischung und Wechsellagerung mit diesen sind auf der dem Vardar zugewendeten Abdachung des Grundgebirgsmassivs ausgezeichnet entwickelt (vergl. Kalabak- und Trojaci-Profil). Linsen und Lager amphibolitischer Gesteine als Umbildungsprodukte basischer Eruptiva schalten sich an verschiedenen Stellen ein.

Die Zentralgneismassen sind nicht als ein von den erwähnten alten Sedimenten diskordant überlagertes „Urgebirge“ aufzufassen, sondern sie sind dynamisch veränderte Batholithen, die in diese Sedimenthülle eingedrungen sind, sie metamorphosiert haben und tektonisch mit ihr vermischt wurden, genau so wie wir das im Erzgebirge sehen. Ihre Vergneisung gehörte einer alten Faltungsperiode an.

5. Granitstöcke.

a) Die Granite des Prilep-Typus. Sie treten inmitten der Zentralgneismassen auf und sind oft schwierig von ihnen abtrennbar. Es handelt sich um ziemlich grobe Zweiglimmergranite und Biotitgranite, die z. B. bei Prilep das prachtvolle Felsengebirge des Markovgrad zusammensetzen (vergl. Titelbild in RINNE, Praktische Gesteinskunde, Hannover 1920, 5. Aufl.). Man muß sie als die zuletzt emporgedrungenen Teile jener Magmamassen auffassen, deren frühere Förderungen als Zentralgneise vorliegen. Sie stehen am Schlusse jener gebirgsbildenden Bewegungen, die in den Tiefen den Metamorphismus der Schiefer-Marmor-Serien und ihre randliche Durchmischung mit dem emporquellenden, noch in kristallisationsfähigem Zustand zu Zentralgneis umgeformten Magma-material gebracht haben. Ihr Alter ist jedenfalls paläozoisch, denn die Trias und ihre permische Unterlage ist von allen diesen Vorgängen völlig unberührt.

b) Die granitischen Durchbrüche im Karbonschiefer (Gopešttypus). An verschiedenen Stellen der innerdinarischen Schiefer-Grauwackenzone sind Granitstöcke bekannt, die ihre Umgebung kontaktmetamorph beeinflußt haben. Eine allgemeine Altersbestimmung für sie wäre verfehlt. Ein Teil der Vorkommnisse ist zum jungen „periadriatischen Intrusivkranz“ zu rechnen. Hierher

gehört z. B. der tonalitische Kopaonikgranit in Serbien (S. 29) und vielleicht auch der Hornblendegranit bei Krupanj (Lit. LOCZY und AMPFERER und HAMMER S. 698), der u. a. dunkle permische Kalke durchbricht. Andererseits ist nicht anzunehmen, daß Stöcke von jung-paläozoischem Alter fehlen, besonders da im allgemeinen nur alte Schiefer durchdrungen werden.

In der Umgebung von Gopeš und Resna zeigt auch das mazedonische Karbon kleine, aber wohl ausgesprochene Granit-Durchbrüche. Ein Stock östlich von Gopeš besteht in der Hauptsache aus einem granophyrischen Quarz-Feldspat-Gemenge. An der Straße zwischen Gopeš und Prilep sind östlich von Murgaš dunkle karbonische Schiefer zu ausgezeichneten Chistolithschiefern metamorphosiert. Nach mündlichen Mitteilungen von Dr. SOMMER sind weiter südlich in der Strecke zwischen Murgaš und Monastir in weiter NW—SO-Erstreckung Granite im Liegenden der Karbonschichten bei Lisolaj, Lopatice und anderen Orten bloßgelegt. Ein Blick auf die Karte genügt, um zu zeigen, daß die oben erwähnten Chistolithschiefer nur wenige Kilometer weiter nordwestlich liegen und aller Wahrscheinlichkeit nach auf das Hereinreichen dieser Batholithenzone hinweisen.

Da in Westmazedonien diese Granite nirgends mit jüngeren Schichten als Karbon in Berührung kommen, ist ihre obere Altersgrenze nicht unmittelbar festzustellen. Doch deutet schon der Umstand, daß sie niemals in das westlich unmittelbar anschließende Gebiet der auf dem Karbon lagernden Perm- und Triasschichten hineinreichen, darauf hin, daß sie vor deren Ablagerung entstanden. Sie sind nach meiner Ansicht jungvaristischer Alters und vor der Eruption der permischen Quarzporphyre zum Durchbruch gelangt.

Verbreitung der paläozoischen Serien und des kristallinen Grundgebirges in Westmazedonien

A. Der innerdinarische Karbongürtel

Diese einheitliche Zone zieht entlang des Ostrand des bosnisch-albanischen Triasplatte ohne Unterbrechung aus der unteren Drinagegend im ehemals serbisch-bosnischen Grenzgebiete über Užice, das Goljagebirge und die Gegend südlich von Novipazar; sie quert den oberen Ibar südwestlich von Mitrovica. Unter dem eingefalteten Serpentin- und Kreideflysch-Zug, der von Novipazar nach

Albanien verläuft, verbindet sie sich mit dem Schiefergebiet von Prizren, das von NOPCSA untersucht wurde. Von da ab bis Debra, wo meine Beobachtungen anknüpfen, fehlt es uns an wissenschaftlichen Feststellungen. An dem ununterbrochenen Zusammenhang ist aber nicht zu zweifeln, da die Verhältnisse im Liegenden des albanischen Kalkschichtkopfs von Debra bis zum Ochrida- und Prespasee genau die gleichen sind wie in Bosnien und Serbien.

GOEBEL versuchte in dem westmazedonischen Abschnitte eine „ältere, von basischen Eruptiven durchschwärmte, z. T. von Osten her kontaktmetamorph beeinflusste“ Folge, die Gopešschiefer, und eine jüngere, vorwiegend aus Phylliten, Ton- und Quarzitschiefern bestehende Abteilung, die Prespaschiefer, zu unterscheiden. Ich konnte aber zwischen beiden Serien keine zu einer stratigraphischen Gliederung Anlaß gebenden Unterschiede finden. Granite brechen noch durch die Resnaschiefer nördlich und westlich der Stadt, wie GOEBEL selbst feststellte. Auch in den nördlicheren Gebieten lassen sich für eine durchgreifende stratigraphische Gliederung der monotonen Tonschiefer-Sandstein-Serie des dinarischen Karbons keine Anhaltspunkte gewinnen.

B. Die vorkarbonische Sediment-Serie und das kristalline Grundgebirge

a) Westserbien

Über dieses Gebiet kann ich nur wenig sagen, da es mir nicht aus eigener Anschauung bekannt ist. LOCZY sen. beobachtete an der Drina bei Zvornik inmitten des Karbon-Permgebiets einen weißen Kalk mit Fossilien, die er als *Dalmanella praecursor* Barr., *Lunulicardium* sp. aff. *exilens* Barr. bestimmte. Er wies sie auf dieser Grundlage dem Silur zu; als solches sind sie auch auf der von seinem Sohne herausgegebenen Karte eingetragen. KATZER hat dagegen Stellung genommen.

Im Jelovagebirge sind nach den Aufnahmen von AMPFERER und HAMMER regionalmetamorphe Gesteine bloßgelegt, die von dem Typus der sonst vorherrschenden Karbonschichten erheblich abweichen. Für ihr petrographisches Verhalten gilt das, was in der Einleitung S. 57 gesagt wurde. Diese Schichten streichen nach SO weiter fort und sind in typischer Weise bei Studenica nordwestlich des Ibar-Quertales in Südserbien entwickelt. A. u. H. untersuchten hier die mächtigen Marmorlager, die auf der Krivača

in einer Höhe von 1700 m einer Serie von Phylliten und Quarziten zusammen mit Hornblende-Garbenschiefern und Amphiboliten eingeschaltet sind (Lit. 2, S. 660). Die Kristallinität nimmt gegen Osten und Nordosten zu, so daß sich Glimmerschiefer entwickeln, die von Pegmatitgängen durchdrungen sind und uns somit schon an Gesteine des pelagonischen Massivs erinnern.

b) Amselfeld und Šargebirge

Der S. 43 beschriebene Serpentin- und Kreideflyschzug, der aus der Gegend von Novipazar zuerst in südlicher, dann in südwestlicher Richtung zur Merdita umschwenkt, teilt an der Oberfläche die dinarisch streichende Schiefer-Grauwackenzone spitzwinklig durch. Östlich von ihm tauchen diese alten Schichten bei Mitrovica am Nordende des Amselfeldes auf. Es handelt sich hier um eine auffallende und wichtige Stelle im geologischen Gebirgsbilde. Sie bezeichnet die nördliche Ausspitzung des pelagonischen Gewölbes, das sich trennend zwischen den erwähnten inneralbanischen Ast des Serpentin-Flysch-Zuges und den bei Novipazar mit ihm noch vereinigten innermazedonischen Ast (Vardarzone) einschiebt. Die Emporfaltung der paläozoischen Schichten des Amselfeldes ist, soweit ich sie im Hügelland auf der Ostseite beobachten konnte, sehr steil und zeigt eine allgemeine Tendenz zur Überkipfung gegen Westen. Dahin deuten schon die Angaben von VIQUESNEL, der bei einer Querung des Berglandes zwischen dem mittleren Teil des Amselfeldes und dem Becken von Ipek aus den östlich einfallenden alten, teilweise metamorphen Schiefen in die nach der gleichen Richtung geneigte Oberkreide des erwähnten inneralbanischen Zuges eintrat. Es scheint sich nicht um eine lokale, sondern eine weit verbreitete Überfaltung zu handeln, da ich weiter nördlich im Ibarprofil westlich von Mitrovica die gleichen Verhältnisse feststellen konnte. Die Tatsache stimmt mit dem gesamten Aufbau des weiter im Süden mächtig emportretenden pelagonischen Massivs, das keineswegs ein einfaches Gewölbe darstellt, sondern eine starke Vorwärtsbewegung und sogar Überschiebung gegen Westen erfahren hat. Auch der später zu beschreibende Schuppenbau der Vardarzone fügt sich diesem Bilde ein.

a) In der Umgebung des Amselfeldes habe ich nur wenige Gesteinsbeobachtungen innerhalb der paläozoischen Auffaltungszone. Es handelt sich immer um Serizit-Phyllite und -Quarzite mit Marmoreinlagerungen, die später gelegentlich der Beschreibung

einiger typischer Profile durch den Westrand der nördlichen Teile der Vardarzone noch näher zu erwähnen sein werden. Die Verhältnisse liegen ja so, daß im Gebiet des Amselfeldes und des Lepenactales eine scharfe Abtrennung zwischen der Vardarzone und dem westlichen Gebiete nicht besteht, da mit dem Untertauchen des pelagonischen Gneismassivs die beiderseitigen paläozoischen Züge miteinander verschmelzen.

b) Etwa halbwegs zwischen dem südlichen Amselfeld und dem Becken von Prizren traf NOPCSA inmitten mehr oder minder metamorpher paläozoischer Schiefer einen Granitgneis bei Budakovo (Lit. 1, S. 107). Er wird begleitet von Glimmerschiefern, Amphiboliten, Chloritschiefern und Phylliten mit Pegmatitdurchbrüchen. Vielleicht werden spätere Forschungen auch weiter nördlich in der Richtung nach Mitrovica noch ähnliche Grundgebirgsauftragungen in der Gebirgsachse westlich des Amselfeldes antreffen.

Mehr als 20 km südlich des erwähnten Aufschlusses hat AMI BOUÉ bei seinen vor fast 100 Jahren erfolgten Forschungen einen Granitgneis am Nordabhange des Šargebirges gefunden. Dieser zieht unter dem Kamme zur Südabdachung durch, denn NOPCSA entdeckte nördlich von Kalkandelen große Rollblöcke „von „Protogin“ (1905, S. 98), ohne zum Anstehenden vordringen zu können. Die Gesteinsgesellschaft ist im allgemeinen wohl ident mit der weiter nördlich beobachteten, denn es werden im weiten Umkreis Chloritschiefer, Amphibolite, Serizitphyllite und Quarzite angegeben. Am Nordosthang des Ljubotrnigipfels (2510 m, nach einer neueren Barometermessung nur 2350 m) gibt GRIPP Gneis und kristalline Schiefer mit Marmorlagen an. Auf die Karte eingetragen erweisen sich diese von der Erosion eben noch angeschnittenen Granitgneiskappen mit ihren Hülschiefern ganz offenkundig als die nördlichsten Vorposten des pelagonischen Grundgebirgsmassivs, dessen typische Granitgneise ich zum letzten Male südlich des Beckens von Kalkandelen an der Straße Kičevo-Brod querte.

Eine Reihe interessanter Beobachtungen über die Abdachung des Šargebirges im Vardar-Quellgebiet, zwischen dem Becken von Kalkandelen und dem Hochgipfel des Korab an der albanischen Grenze, stellte GRIPP an. Am Südende des erwähnten Beckens fand er im Profil von Turčane Glimmerschiefer, Cipolline, Glaukophanschiefer und andere phyllitische Gesteine, die das konkordante Liegende der flach östlich einfallenden zuckerkörnigen, rein weißen Marmore der Suha gora bilden. Im Umkreis der Vardarquellen

herrschen ebenfalls Glimmerschiefer oder Phyllite mit Marmoreinlagerungen. Es sind flache Faltengewölbe vorhanden, deren eines im oberen Radikatale östlich des Korab eine große Marmorpartie im Liegenden von Glimmerschiefern bloßlegt. Letztere selbst weisen wieder neue Einschaltungen ähnlicher Art auf. Das Bild muß außerordentlich an die Wechsellagerung der kristallinen Schiefer und Marmore am Vodno bei Üsküb oder bei Izvor an der Babunastraße, sowie an der Malarupa im mazedonisch-griechischen Grenzgebiet erinnern. Ich glaube, daß man alle diese Vorkommnisse als stratigraphisch einander gleichwertige Abteilungen der Gneishülle betrachten kann.

Am besten bekannt ist mir die Gesteinszusammensetzung der hier besprochenen Glimmerschiefer-Marmor-Gruppe am Vodno bei Üsküb, der als ein weit nach Osten vorspringender Ausläufer der soeben beschriebenen Region zu bezeichnen ist und sie zur östlichen Hülle des pelagonischen Massivs in nähere Beziehung setzt (S. 66). Aus der Umgebung des Bahnhofsgeländes aufsteigend tritt man oberhalb der Diluvialterrasse und der neogenen Beckenablagerungen zunächst in 50° NO-fallende plattige graue Kieselkalke, die ich für mesozoisch halte. An ihrer Basis läuft eine mächtige Überschiebung mit breiter Mylonitisierungszone durch. Darunter beginnt das eigentliche Vodnoprofil. Nach Süden, vom Hangenden ins Liegende fortschreitend, treffen wir

1. Quarz-Serizitphyllite und schwarze oder graue Albitphyllite und Chloritschiefer mit Einlagerungen von prächtig entwickelten feldspatführenden Glaukophanschiefern und dünnen Marmorbänkchen. Letztere zeigen auf manchen Schichtflächen gut entwickelte Glaukophansäulchen von 1 cm Länge.
2. Glimmermarmore, z. T. mit Glaukophankristallen. Quarzgänge setzen häufig durch.
3. Dunkle Albitphyllite und phyllitische Glimmerschiefer mit kleinen Granaten.
4. Plattige Marmore und Kalkglimmerschiefer. Sie bilden die Kuppe 1063 des Vodnokammes.
5. Schwarze Albitphyllite, gewöhnliche Phyllite und Grauwacken.
6. Mächtige Marmorzone, vielleicht die Fortsetzung der Suha gora.
7. Glimmerschiefer mit Staurolith.

Hier muß eine Störung durchschneiden, auf deren Südseite die halbkristallinen Kalke und Dolomite von Pusta Bresnica (Trias?) anstehen.

Die ganze Schichtfolge 1—7 fällt unter Winkeln von 50° bis 60° , in den südlicheren Zonen sogar 70° — 80° nach NNO. Die Mächtigkeit der hier angegebenen Gesteinsfolge schätze ich auf rund 2 km, wobei ich aber außerstande bin, zu beurteilen, wie weit tektonische Wiederholungen vorkommen.

Die Glimmerschiefer-Marmor-Serie des oberen Vardar verschwindet nach Süden und Westen unter der mit Karbonschiefern und permotriadischen Sandsteinen beginnenden albanischen Schichtfolge. Die Grenze ist aber noch nicht untersucht. Es birgt das Dringebiet in der Umgebung des Korab, ferner das Gebirge rund um das Kalkandelenbecken sowie zwischen diesem und der Treska bis zur Ebene von Üsküb noch eine Fülle tektonischer und stratigraphischer Fragen, die sich vor allem an die alten Schiefer, Grauwacken und ihr Verhältnis zu den verschiedenen Kalken knüpfen. Die bisherigen flüchtigen Bereisungen dieser schwierigen Gegend reichen für eine Klärung nicht aus.

c) Das pelagonische Massiv

Das kristalline Grundgebirge Westmazedoniens, das sich südlich des Šargebirges emporhebt, bildet eine in NNW—SSO-Richtung langgestreckte Aufragung. Sie reicht vom Rande des Üsküber Beckens ununterbrochen bis zur Magnesischen Halbinsel in Nordgriechenland und greift, so weit bekannt ist, noch auf den nördlichen Teil der Insel Euböa über. Sie wurde früher als westlicher Teil der Rhodopemasse aufgefaßt (so auch noch auf der Karte von NOPCSA, Geol. Rundschau 1921) und mit ihr gemeinsam als nordägäisches Massiv bezeichnet. Bei den während des Krieges vorgenommenen Begehungen entlang des Vardar konnte ich aber bald die Beobachtung machen, daß das westmazedonische Grundgebirge durch einen tief eingefalteten Gürtel von Kreideflysch und eine daran anschließende Schuppenzone aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen tektonisch völlig von der Rhodope geschieden ist. Es spielt die Rolle eines selbständigen Kerngebietes nach Art des Gotthard- und Montblancmassivs der Westalpen.

Die Bergmassen des westmazedonischen Urgebirges: Baba und Peristeri im Westen, Babuna Gb. und Kaimakčalan im Osten umschließen die langgestreckte Ebene von Prilep und Monastir, die den Namen Pelagonia führt. Ich schlage daher diese Bezeichnung für das ganze Massiv vor. Die Längenausdehnung dieser größten Grundgebirgsaufragung der westlichen Balkanhalbinsel beträgt in der NNW—SSO-Richtung vom Becken von Üsküb bis nach

Nordeuböa rund 420 km, die Breite in der Querlinie Prespasee—Černabogen nahezu 60 km. Im Gegensatz zu dem fast geraden Ostrande, der durch den steil angepreßten Flysch der Vardarzone gebildet wird, ist der Westrand nicht geschlossen. Es greift hier sowohl das Peristeri-Gebirge als auch die weiter nördlich liegende Baba spornartig nach Nordwesten in das Schiefer-Grauwacken-Gebiet ein. Das pelagonische Grundgebirge taucht im Norden ungefähr dort unter, wo die albanische Kalk- und Serpentinzone mit einer Schwenkung nach NO landeinwärts reicht, um die sigmoidale Wendung zu den bosnisch-raskischen Kalkgebirgen auszuführen.

Die zentrale Gneis- und Glimmerschieferregion Kadina- und Babunabergland

Wenn man vom Vardartale zwischen Üsküb und Veles in westlicher Richtung gegen das im Jakupicakamme gipfelnde Hochgebirge wandert, tritt man aus der NNW-streichenden, steil gefalteten Oberkreidezone unmittelbar in die kristallinen Kernmassen ein. Die Basalkonglomerate der rudistenführenden Schichten, bestehend aus Gneis- und Granitmaterial, liegen ihnen unmittelbar auf.

Die von Üsküb aus sehr gut sichtbare Kitka (1435 m) und die mehr oder minder gerundeten Waldberge, die sich an sie nach Süden anschließen, bestehen aus grobkörnigen, zweiglimmerigen Granitgneisen. Sie fallen im Bereich des Kadinatales sehr steil nach ONO, dürften aber gegen Westen bald sattelförmig umbiegen, da unter dem Jakupicakamme die kristalline Serie nach der entgegengesetzten Richtung hinabtaucht. Grobkörnige, wollsackartig verwitternde Granite dringen ohne scharfe Abgrenzung durch die Gneise und sind von zahlreichen Pegmatitadern begleitet.

Die gleichen Verhältnisse wie im Kadina-Abschnitt (nördlicher Teil des Grundgebirges) trifft man auch noch an der im Feldzuge als Etappenverbindung viel benutzten Straße über den Babunapaß zwischen Prilep und Veles. Hier stehen grobkörnige, meist schuppig-lagenförmige, z. T. auch flaserige Orthogneise, stellenweise als Augengneise ausgebildet, im Gebirge bis zur Paßhöhe an. Der helle Glimmer herrscht in vielen Fällen so stark vor, daß man von weißen Muskovitgneisen sprechen kann, doch treten diese Abarten in Wechsellagerung mit Zweiglimmergneisen und dunklen, biotitreichen Zonen. Die Bankung fällt an der Babunastraße nach Nordosten, und zwar im Tale meist steiler als auf der Höhe. Zahlreich sind stark saure Pegmatitgänge, die im allgemeinen nur aus Quarz

und Glimmer (Muskovit und Biotit) bestehen. Sie bilden teils Lagergänge, teils quer durchsetzende Trümer. Auch manche reine Quarzadern von einigen Dezimetern Stärke dürften wohl noch zu den letzten Ausläufern der pegmatitischen Ganggruppe gehören.

Die Gneise dieses ganzen Gebirgszuges senken sich nach Westen unter eine metamorphe Schieferhülle, die unter dem schroffen Schichtkopfe der Kalk- und Dolomitscholle des Jakupicagebirges durchzieht. Ich konnte leider diese Zone nur an ihrem nördlichsten Ende im Markovatale unweit des gleichnamigen Klosters queren und traf dort sehr einfache Verhältnisse. Über plattigen Granatgneisen mit bis 2 cm großen Granaten liegt Granatglimmerschiefer und ebensolcher Phyllit. Letzterer ist nicht selten durchspickt von kleinen Feldspatäugen. Ein durchsetzender rutilführender Quarzgang wurde gleichfalls beobachtet. Unmittelbar über diesen hochmetamorphen Schiefer liegen die zuckerkörnigen, hochgradig klüftigen Dolomite der Jakupicascholle. Nirgends ließ sich eine Spur von dem nichtmetamorphen Paläozoikum oder von bunten permotriadischen Sandsteinen anstehend beobachten. Ein ähnliches Profil, nämlich Gneis, kristalline Schiefer und darüber die triadischen Kalke und Dolomite beschreibt GRIPP von seiner Besteigung des höchsten Gipfels dieser Gebirgsmasse (Solunška 2530 m).

Das Bergland östlich von Prilep und seine Fortsetzung zum Černabogen

Nördlich der Ebene von Prilep erhebt sich im Anschluß an die Gneisberge des Babunapasses das Gebiet der grobkörnigen Biotitgranite des Markovgrad und der Umgebung des Treskavicklosters. Es ist eine fremdartige Landschaft, deren Kahlheit die phantastischen Verwitterungsformen der kubisch bis bankig zerklüfteten Granite und ihre in dem extrem sommerheißen Klima besonders stark ausgebildeten Abschalungen rein zum Ausdruck bringt. Man wird an Bilder erinnert, wie sie die Nilkatarakte bei Assuan bieten. Die Granite sind hier, wie im Kadinagebiet, innig verwoben mit den Granitgneisen, die das eigentliche Grundgerüst des pelagonischen Massivs bilden.

Auch Mischgesteine sind vertreten, worauf unter dem Dünnschliffmaterial Proben von granat- und epidotführenden Gneisen aus der Markovgrad-Gegend hinweisen. Reichen Wechsel zeigt ein Steinbruch am Westfuß dieses Berges zwischen Varoš und Konjari, wo von RINNE granat- und epidotreicher Granulitgneis, Granat-

Hornblendegneis, Zoisit-Epidotamphibolit und Granat-Epidotquarzit (z. T. gleichfalls mit Hornblende) gesammelt wurden. Man befindet sich hier ganz deutlich im Kontaktbereich des Granitgneiskerns mit seiner von Amphibolitlagern durchzogenen Schieferhülle.

Kollege RINNE führte mich von Prilep aus in eine Schlucht bei Selče, wo sich über dem mit Granit verflochtenen Gneis eine hochmetamorphe Serie aufbaut, deren abgestürzte Blöcke uns eine beträchtliche Gesteinsmannigfaltigkeit: Muskovitglimmerschiefer mit Granat und Disthen (große Kristalle); Granulitgneis mit Epidot, Granat und Hornblende; Granat- und Epidotquarzfels; Hornblende-Epidotfels und Granat- und Epidotamphibolite vorführen. Auch an der benachbarten Lokalität Prilipec enthalten die granat- und disthenführenden Glimmerschiefer Einlagerungen: u. a. von Epidot- (und Plagioklas)-Amphibolit und von graphithaltigem Muskovitquarzit.

Dr. SOMMER hat die südliche Fortsetzung dieser Gesteinsgruppen im Kalabak- und Visokogebiet mit großer Sorgfalt aufgenommen, mir Einblick in seine Karte gegeben und sein Profil zur Verfügung gestellt. Es geht daraus hervor, daß in dem Bergland östlich der Prileper Ebene ein nordsüd-streichendes Gewölbe vorliegt, dessen Ostflanke wir bei Selče sahen. 1. Der Kern wird von den Granitgneisen gebildet: Biotit- und Zweiglimmergneise, z. T. in granatführende Arten übergehend, sind vorherrschend. Schlieren von feinkörnigen aplitischen Gneisen treten stellenweise auf. Nach oben erfolgt der Übergang in eine porphyrische, durch zahlreiche Biotitanhäufungen ausgezeichnete Randfazies. 2. Im Hangenden folgen die Granat- und Disthenglimmerschiefer wie bei Selče. Sie bilden nicht nur die beiden Flanken, sondern sind in Resten auch auf der Kuppel selbst erhalten. Eingeschaltet sind ihnen dunkle Graphitoidschiefer, Grauwacken, Granatquarzite. 3. Darüber findet sich ein Lager von Granitgneisen (wie 1.) in enger Verbindung mit dunklen, hornblende- und granatreichen Mischgneisen. 4. Eine neue Granatglimmerschieferzone, die mit letzteren Bildungen wechselt, bildet den oberen Teil des Profils.

Die beiden Flanken des Kalabakgewölbes sind in bezug auf die Zahl und Mächtigkeit der Gneiseinschiebungen keineswegs symmetrisch, und man wird lebhaft an jenen Typus des Zwiebel-schalenbaues erinnert, der sich im Erzgebirge so vollendet zeigt. Mir ist es wahrscheinlich, daß auch in Mazedonien die Wechsel-lagerung von Eruptivgneisen und Glimmerschiefern nicht die Folge

einer einfachen lagerförmigen Injektion zwischen aufblätternde Schichtfugen ist, sondern eine tektonische Ursache hat. Es handelt sich dabei wohl nicht um gewöhnliche liegende Falten, sondern um eine Verschiebungsform, die dem plastischen Grundgebirge eigen ist: Es wurden vom Dach einer während der Faltung empordringenden Magmamasse ständig einzelne Partien durch die vor sich gehenden tangentialen Gleitungen abgespalten, „vergneist“ und zwischen den Schichten im Stile großer Lagergänge, aber passiv und unter inniger Durchmischung mit den Schiefnern ausgebreitet.

Die später erfolgten batholitischen Intrusionen von Graniten mit erhaltener massiger Struktur stecken in verschiedenen Teilen

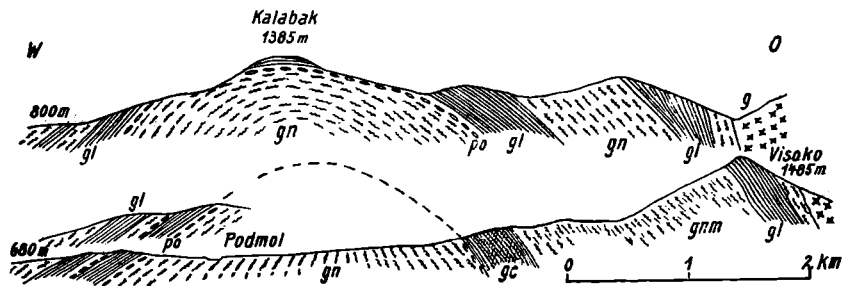


Fig. 5. Profil durch das Kalabakgewölbe nach Dr. SOMMER.

gl = Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer, *gc* = Graphitschiefer, *gn* = Zweiglimmergneis, *po* = porphyrische Randfazies des Zweiglimmergneises, *gnm* = Mischgneis, z. T. mit Amphibol, *g* = Biotitgranit.

des Massivs. Wir sahen sie nördlich von Prilep in der mittleren Gneispartie. Weiter im Süden taucht nach den Aufnahmen SOMMERS ein gewaltiges Biotitgranitmassiv in der Ostflanke des Kalabakgewölbes auf. Es erstreckt sich, einzelne Gneispartien einschließend, bis in die Umgebung der Rasim-Bey-Brücke an der Etappenstraße von Dunje nach Süden.

Die von SOMMER studierten Verhältnisse geben den Schlüssel für die weniger gut erforschten, in der Richtung nach Griechenland anschließenden Gebirge. Die Gneis- und Glimmerschieferserie baut dort nach den Beobachtungen von CVIJIĆ und OESTREICH auch den Hochgebirgskamm des Kaimakčalan (über 2500 m) auf. Sie setzt sich zweifellos noch viel weiter in der gleichen Weise fort. Noch vom Ostfuß des Oeta beschrieb NEUMAYR zwischen

Kap Halmyros und Stavros Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite und Marmore, also die unverkennbare Gesteinsgesellschaft des östlichen pelagonischen Massivs.

Das Gneisgebirge auf der Westseite der pelagonischen Ebene
(Peristeri- und Babagebirge)

Die Quartärebene von Monastir und Prilep bildet keine tektonische Grenze, sondern liegt mitten im Gneis- und Glimmerschieferkern eingebettet. Von der Nordseite des 2532 m hohen Peristeri zwischen Monastir und dem Prespasee brachte Geheimrat RINNE eine Reihe typischer Grundgebirgsgesteine mit, von denen Schliffproben vorliegen: Muskovit- und Biotitgneis (bei Capari), Biotit-Hornblendegneis (bei Rahotin), Plagioklasamphibolit (bei Capari und Malovište), mikroklinführender Biotitgranit (bei Capari), hornblendeführender Granodiorit (bei Kazany). Besonders interessant ist das Auftreten von ophiolithischen Gesteinen, die augenscheinlich zur mesozoischen Eruptivserie Albaniens dem Alter nach zu rechnen sind. RINNE fand in der Malovišteschlucht Olivengabbro, Gabbroamphibolit und Diabas (mit schöner Ophitstruktur); letzterer kommt auch bei Kazany zusammen mit Diabasporphyrit vor.

Der Peristeri springt halbinselförmig in das Tonschiefergebiet von Resna—Gopeš vor und bildet somit eine Abzweigung vom Westteil des Massivs.

Östlich der bis nach Monastir herabreichenden Tonschieferbucht bildet ein weiter zurücktretender Gneisrücken mit regelmäßigem SSO-Streichen den Höhenzug der Baba, der die Ebene von Prilep im Westen begrenzt und das hochgelegene Kruševo, eine im Kriege viel benützte Erholungsstation, trägt. Nach den Mitteilungen von SOMMER und nach den mir in Prilep von RINNE gezeigten Handstücken stehen bei Kruševo muskovitreiche Gneise, injizierte metamorphe Schiefer und durchsetzende, hornblende- und biotitführende, porphyrische Granite an. Ähnliche Gesteine ziehen mit SSO-Streichen und ONO-Fallen auch quer über das Černatal, bevor es in die pelagonische Ebene eintritt. Sie hängen offensichtlich vollkommen mit dem übrigen Teil des Massivs zusammen, denn aus der Quartärebene westlich von Prilep ragen die gleichen Grundgebirgsbildungen hervor. Ebenso zeigt der Höhenzug von Topolčani, der als reine Erosionsform ohne Rücksicht auf die Bankung quer durch das pelagonische Becken zieht und es in einen

nördlichen Prileper Abschnitt und einen südlichen Monastir-Abschnitt gliedert, Gneisglimmerschiefer, von denen ich Stücke in Prilep sah.

Die westliche Grenze des Gneiszuges der Baba und damit des nördlichen Abschnittes der pelagonischen Masse läuft nach meinen Beobachtungen, die sich durch einige Literaturangaben ergänzen lassen, ziemlich geradlinig in nordwestlicher Richtung und ist eine Störung.

Ich beobachtete in dem Profil an der Černa (südlich der Baba), daß der 40° nordöstlich fallende, dort ziemlich feinkörnige Gneis im Westen von dunklen karbonischen Tonschiefern und Grauwacken, den Gopešschiefern GOEBELS, unmittelbar begleitet wird. Mündlichen Mitteilungen von SOMMER verdanke ich die Gewißheit, daß die gleichen Schiefer, durchbrochen von einer Reihe kleiner Granitstöcke, bis zur Ebene von Monastir hinauslaufen.

Nördlich des Černaprofils habe ich den Westrand des Babazuges an der oberen Treska (Straße Kičevo—Brod) gequert. Hier ist der zweiglimmerige, 30° ONO-fallende Gneis auf seiner Ostseite von dunklen Phylliten und grauen Quarziten mit Quarzgängen überlagert, die in ihren tieferen Partien gepreßte Gesteine, nämlich Serizitgneise als Einschaltungen enthalten. Von der hochkristallinen Hüllschieferserie des Kalabakprofils u. a. O. konnte ich hier nichts beobachten. Die Westgrenze des Zuges ist eine deutlich aufgeschlossene Überschiebung, an der sich die normal entwickelten, ONO-fallenden Granitgneise auf nichtmetamorphe, mergelig-schieferige Kalke legen. Nach ihrer Fazies und ihrem stratigraphischen Verband sind letztere als Übergangsglied zwischen Werfener Schichten und Muschelkalk zu erkennen. Sie gehören zu den Vorposten der albanischen Sedimentzone. Halten wir die Richtung der Störung noch weiter nach Norden fest, so kommen wir zu einem dem südlichen Teile des Beckens von Kalkandelen zustrebenden Tal (Padaljštatal), in dem OESTREICH Triaskalk im Westen, ein Tonschiefergebiet im Osten beobachtete. Die Gneise sind hier bereits untergetaucht und kommen auch weiter nördlich nicht mehr zur Oberfläche. Ob der weitere Verlauf der Störung dann durch das erwähnte Kalkandelen-Becken oder östlich von ihm auf dem Gebirgskamm läuft, ist nicht zu sagen.

Zweifellos ist, daß der Störung am Westrand des pelagonischen Massivs eine ziemlich weite Verbreitung zukommt. Auch in Thesalien, wo die Kalkzone von Albanien stark unterdrückt ist, zeigt die Karte PHILIPPSONS, daß die hier ziemlich weit vordringende

Gneis-Region vorwiegend widersinniges Einfallen nach Nordosten besitzt. Ich vermute nach der Erscheinungsform, daß hier das Massiv sehr beträchtlich auf die Trias- und Serpentinzone aufgeschoben ist.

Die Ostflanke des pelagonischen Massivs

Die Glimmerschiefer-Marmorzone

Izvor-Trojaci-Meljnica

Bei Izvor am Austritt der Babuna aus dem alten Gebirge legt sich an den Gneiskern eine nach Osten unter die diskordante Oberkreide fallende Hüllschichtengruppe. Sie besteht aus Granatglimmerschiefern im Wechsel mit Kalkglimmerschiefern und Marmoren. Nach oben nimmt der Metamorphismus etwas ab, die Glimmerschiefer gehen in Quarz-Serizitphyllite über, die gleichfalls mit glimmerführenden Marmoren wechsellagern. Ich bin der Überzeugung, daß sich nördlich von Izvor, unter der bis auf die Kerngneise und Granite transgredierenden Kreide, diese metamorphe Schichtenzone verbindet mit der Glimmerschiefer-Marmorserie des Vodno bei Üsküb und damit auch des oberen Vardargebiets, so daß diese Gesteine wie ein Band um das Nordende der Gneisaufwölbung geschlungen waren.

Die Verfolgung von Izvor nach Süden ist ohne Schwierigkeit zu bewerkstelligen, denn die oft blendendweißen Marmore ziehen weithin sichtbar durch die stark entwaldeten Gebirge und stechen von den dunkleren Gneis- und Schiefermassen beträchtlich ab. Sie fallen südlich der Babunastraße steil, etwa 60—70° nach Osten und wechseln mit vielen Phyllitlagen.

An der Pletvarstraße (Verbindung Gradsko—Prilep) ist der Marmorstreifen durch Schuppenbildung in zwei gespalten, die nach NW rasch divergieren, wobei der westliche mitten im Gneis auskeilt. Einen klaren Einblick bietet ein Profil von der Umgebung des Pletvarpasses nach Osten bis in die Umgebung von Trojaci. Die Anordnung ist folgende: Über den Prileper Gneisen und injizierten kristallinen Schiefern liegen weiße, von Muskovitstreifen durchschossene Marmore. Das Fallen ist 40—45° NNO. Überschoben wird dieser untere Marmorzug von einer Wiederholung des Liegenden und zwar kommen hier feste, plattige bis flaserige, muskovitreiche Augengneise und injizierte granatführende Glimmerschiefer. Darüber baut sich eine zweite, mehrere hundert Meter

mächtige Marmorasse auf. Die als auffallende Bänder den kahlen Hang des kegelförmigen Berges nördlich von Trojaci durchziehenden Schichten fallen ca. 40—45° NNO. Über ihnen liegt konkordant eine buntgemischte, mehrere hundert Meter mächtige Reihe von Glimmerschiefern, z. T. Gneisglimmerschiefern, und kristallinen Kalkbändern. Dunkle, aber hellgefleckte Amphibolite fallen schon von weitem als Einlagerungen in dieser Gruppe auf. Sie zeigen im Schliffbild eine graugrüne Hornblende und hirsekorngroße Albitporphyroblasten, die von Schwärmen kleiner Epidotkörnchen in helizitischer Anordnung durchzogen sind. Es handelt sich jedenfalls um basische Eruptivlager, die der Metamorphose in hohem Grade unterworfen wurden.

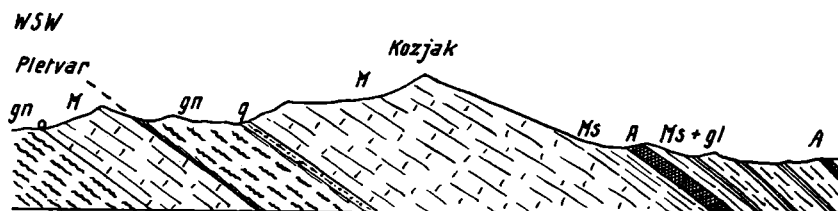


Fig. 6. Pletvarprofil an der Straße Gradsko-Prilep.

gn = Muskovitreiche schuppige Gneise mit untergeordneten Glimmerschieferinlagerungen, *q* = Muskovitquarzit, *M* = weißer Marmor mit lagenweise eingestreuten Muskovitschuppen, *Ms + gl* = feinstreifige Marmorbänder („Cipollin“) in Wechsel mit Muskovitglimmerschiefern, *A* = Amphibolit mit Albit-Epidot-Porphyroblasten.

Die höheren Teile der Schichtgruppe zeigen einen Übergang in Phyllite, die gleichfalls kristalline Kalkeinschaltungen aufweisen. Das Profil hat entschiedene Ähnlichkeit mit jenem von Izvor.

Südlich des Tales von Trojaci¹⁾ laufen beide Marmorzüge vereint weiter und begleiten als ostfallendes Schichtband den Beli-

¹⁾ Im Tale südlich des Etappenlagers Trojaci stieß ich auf örtlich auftretende, von den hochkristallinen Marmoren verschiedene blaugraue Kalke, neben denen glimmerige schwarze Tonschiefer vom Typus des dinarischen Oberkarbons sichtbar waren. Diese vereinzelte Beobachtung, der ich nicht weiter nachgehen konnte, regt die Frage an, ob nicht in der Glimmerschiefer-Marmorschuppe auch verhältnismäßig jüngere, triadische Sedimente mit eingekeilt sind. Die von WELTER erwähnten Kalke mit exotischen Komponenten über dem Marmorzug des Pantaleimon würden in Zukunft ebenfalls Beachtung in diesem Sinne verdienen.

kamenpaß (Belikamen = Weißer Stein). Wir treten hier ganz in das Arbeitsgebiet der Kriegsgeologen von der Vermessungsabteilung Prilep ein, über deren Gesamtergebnisse WELTER kurz berichtet hat. Der Marmorzug ist hier über die Umgebung von Meljnica zum Panteleimon bei Bešista bekannt und zieht hinauf zum Gebirgskamm zwischen dem Kaimakčalan und dem Dobro polje an der griechischen Grenze. Am Panteleimon beschreibt WELTER eine 1500—1800 m mächtige Marmor masse, überlagert von fast ebenso mächtigen konglomeratischen Marmoren mit „exotischen“ Komponenten und darüber 2000 m mächtigen metamorphen Schiefen mit basischen Eruptivlinsen, über deren Natur leider nichts gesagt wird. Es ist daher nicht ohne weiteres zu entscheiden, ob es sich hier um die ersten Spuren der basischen Durchbrüche der Vardarzone oder um ältere Amphibolite handelt.

Die Elenschuppe. Diese östlichste Zone, deren Name von WELTER gegeben wurde, begleitet den Marmorzug im Osten und ist von der griechischen Grenze nach Norden mindestens bis in die Umgebung von Trojaci an der Straße Gradsko—Prilep festzustellen. Sie besteht im südlichen Teile aus Gneisen mit transgredierendem Flysch. WELTER hebt das Fehlen basischer Eruptivgesteine hervor, doch hat dies zweifellos nur lokale Bedeutung. Ich querte die Zone gemeinsam mit Kollegen RINNE beim Übergang vom Černatale über den Sattel von Galište nach Trojaci. Sie besteht dort aus einer fast senkrecht aufgerichteten Reihe von Gneisen (Muskovit- und Zweiglimmergneise), Gneisglimmerschiefern, Granatglimmerschiefern, dunklen Granat- und Zoisitamphiboliten und einigen untergeordneten Marmorbänken. Auch ein Quarzitlager von etwa 10 m Mächtigkeit wurde beobachtet. Ein grober, von flasrigen Quetschzonen durchzogener Biotitgranit bricht durch. Es ist eine ungemein wechselvolle Gesteinsserie, die uns hier entgegentritt und vielleicht nicht frei von Faltenwiederholungen ist.

Zusammenfassung über das pelagonische Massiv

Das östliche Randgebirge der pelagonischen Ebene hat nach den vorhergehenden Ausführungen, die sich z. T. auf die Arbeiten der Kriegsgeologen der Vermessungsabteilung Prilep, besonders RINNE, Dr. SOMMER und Dr. WILRUTH, z. T. auf eigene Orientierungstouren stützen, einen komplizierten Bau. Wir erkennen

1. die Gneis-Glimmerschiefer-Antiklinale des Kalabak mit den durchdringenden Granitkörpern,
2. die nach Westen überfaltete Synklinale des Panteleimon-Trojacimarmors,
3. die Gneis-Glimmerschieferschuppe des Elen und der Paßhöhe von Galište.

Die diskordant auflagernden Basalkonglomerate des Oberkreidezuges enthalten von Ort zu Ort wechselnd die Gerölle metamorpher Gesteine der Unterlage und greifen von Süd nach Nord auf immer westlicher liegende tektonische Elemente über. So liegen sie in der Nähe des Üsküber Becken bereits auf der mittleren Gneisregion 1. Die Oberkreideschichten wurden aber selbst steil gestellt und ziehen mit einem unter Winkeln von $60-80^{\circ}$ nach ONO gerichteten Einfallen auf hunderte von Kilometern durch.

Daraus ergibt sich folgendes. Eine alte gebirgsbildende Bewegung bedingte den Bau und die Metamorphose des heutigen kristallinen Grundgebirges. Die Schiefer-Marmorserie wurde damals von granitischen Magmen der Unterlage metamorphosiert und zwar zweifellos während einer Zeit, in der tangentialen Bewegungen vor sich gingen. Die stark durchmischten Sedimente und Magmagesteine nahmen ähnliche Gneisstrukturen an, wie sie z. B. im Bereiche der Erzgebirgskuppeln zweifellos als gleichzeitige Wirkung von Intrusionen und tangentialer Gleitung auftreten (KOSSMAT, Tektonik des westlichen Erzgebirges, Centralbl. f. Min. usw. 1916, S. 135 und Geologische Rundschau 1922, S. 313). Gegen Ende dieser Periode kamen jene Granitintrusionen, die nicht mehr gneisig deformiert sind, sondern uns noch als Massengesteine vorliegen. Die obere Kreide fand bereits ein ungleichmäßig denudiertes Faltengebiet vor, dessen allgemeinen Bau wir uns wohl in der Hauptsache als flach wellenförmig, etwa nach Art der erzgebirgischen Gneiskuppeln, vorstellen müssen. Der nachgosauischen Faltung verdankt nicht nur der Oberkreidezug, sondern auch die Elen-schuppe, der Marmorzug von Meljnica—Trojaci und die steile Antiklinale des Kalabak die jetzige Erscheinungsform. Dadurch erklärt sich auch der vorgetäuschte Parallelismus des alten Gebirges und seiner transgredierenden Einfassungszone.

Ob in der Schuppe des Trojacizuges auch Karbon und Trias in Form einzelner Reste beteiligt ist, konnte ich nicht sicher entscheiden. Gewisse Kalke, die ich in dieser Zone südlich von Trojaci fand, sind wenig kristallin — etwa von Triashabitus —

und mit dunklen glimmerigen Schiefen von karbonischem Habitus vergesellschaftet, so daß eine Einklemmung jüngerer Schichten inmitten des hochmetamorphen Gebirges wohl denkbar ist.

Anhang:

Die Altersfrage der Tonschiefer am westlichen Rande des pelagonischen Massivs

Die überraschende Erscheinung, daß im westlichen Teil des pelagonischen Massivs nicht die hochmetamorphe Glimmerschiefer-Marmorserie über dem Zentralgneis liegt, die man auf der Ostseite beobachtet, bietet ein interessantes Problem. Das Zusammentreffen der Gneise mit den Karbonschiefern entlang der oben beschriebenen tektonischen Westgrenze würde an sich nicht viel besagen, da wir nicht wissen, wie groß die hier eingetretene Überschiebung ist. Aber die Auflagerung der Grauwacken und Tonschiefer an der Straße von Brod unterstützt die Vermutung, daß die Bedeckung der kristallinen Kernmassen in diesem Gebiet eine grundsätzlich andere war wie im Osten. Auf der Fahrt von Gopeš nach Resna sah ich, daß auch die Gneismasse des Peristerigebirges anscheinend unvermittelt aus den Schiefen emporsteigt und wie ein zweiter Sporn nach Art des Babagebirges in die Karbonlandschaft von Gopeš hineindringt. Das Innere des Peristerigebirges ist nach OESTREICH eine Granitgneismasse, die als Kuppel aus den Hüllschiefern emportaucht und auch Granitdurchbrüche aufweist. Die Hüllschichten bestehen aus Phylliten mit Einlagerungen von Quarzitschiefern; Marmor wird nicht erwähnt. Es ist die Möglichkeit zu erwägen, daß die Schiefer des dinarischen Karbon unmittelbar auf Gneisen liegen, was entweder auf eine stratigraphische Diskordanz oder auf eine tangentielle Verfrachtung zurückführbar wäre. Die Entscheidung über diese Frage würde aber weit eingehendere Studien erfordern, als sie in diesem Gebiet während des Krieges gemacht werden konnten.

Die Kalkschollen der vermutlichen Trias im Einzugsgebiet des oberen Vardar

Im Umkreis des oberen Vardar streben über einem Sockel kristalliner Gesteine des pelagonischen Massivs und ihrer Grauwacken-Schieferhülle hohe Dolomit- und Kalkberge auf, die als isolierte Schollen erhalten sind. Ich habe nur einige von ihnen,

so den Ljubotrn (2510 m), den Žeden, sowie die Jakubica gesehen und einige Stellen ihrer Auflagerung untersucht. Im übrigen bin ich auf die Beobachtungen von OESTREICH, CVIJIĆ, NOPCSA und GRIPP angewiesen.

Nach dem ersten Eindruck scheinen diese Denudationsreste keine bestimmte tektonische Anordnung zu haben. In Wahrheit fehlt diese aber keineswegs, nur folgt sie nicht der gewohnten NNW-SSO-Richtung des mittelmazedonischen Berglandes, sondern fügt sich in die nach NO einschwenkende Anordnung der inneren Teile Nordalbaniens (S. 33).

1. Die nördlichste, ganz ausgesprochen in NO-SW-Richtung angeordnete Schollenreihe bildet die höchsten Teile des Šar dag, also des albanisch-mazedonischen Grenzkammes. Am Osthange des von GRIPP bestiegenen Ljubotrn ziehen paläozoische blauschwarze phyllitische Tonschiefer mit Quarzadern und Einlagerungen von körnigen Grauwackenschiefern durch. Sie setzen sich an der Südabdachung noch weit fort. Darüber erheben sich helle, z. T. druckstreifige flaserige Kalke und Dolomite mit einem steilen Abbruch. GRIPP, der die Auflagerung auf der Nordostseite kennen lernte, zeichnet in seinem Profil über steil gestellten SW-fallenden kristallinen Schiefen mit Marmorlagen eine flach gelagerte Kalkscholle von 1690 m an aufwärts. Die Kalkmasse erstreckt sich vom Gipfel noch ein Stück weiter nach Südwesten, dürfte aber dann durchwaschen sein. Auf der Kobilica, etwa 20 km südwestlich vom Ljubotrn, sahen BOUÉ und der Botaniker GRIESEBACH wieder einen Kalk, der mit dem des Ljubotrn identisch sein soll. NOPCSA, der den Kamm westlich dieses Gipfels auf seiner Reise von Prizren nach Kalkandelen überstieg, beobachtete über metamorphen Schiefen der Nordseite graue dichte Kalkschiefer und außerdem grünliche serizitische Konglomerate, die auf der Südseite bis 1800 m herabreichen und von roten und violetten Schiefen unterlagert werden (NOPCSA 1905, Lit. 1). Diese Beobachtungen können dahin gedeutet werden, daß unter den Kobilicakalken Verrucano, vielleicht auch Werfener Schichten auftreten. Jedenfalls sprechen sie zugunsten der Auffassung, daß diese Kalkschollenreihe der Trias angehört.

Über die nächsten Gipfelerhebungen des Kammes, die Babašnica und die Rudska, liegen keine Nachrichten vor; aber schon aus orographischen Gründen ist ihre Analogie mit den bisher erwähnten Gipfelschollen wahrscheinlich.

Wichtig sind die Beobachtungen über den Korab (2600 m), der als südwestlicher Eckpfeiler des Šargebirges bezeichnet werden kann. Nach den im Kriege ausgeführten Untersuchungen von GRIPP, über die mir interessante briefliche Mitteilungen von ihm vorliegen, folgen am Korabhang über der von Diabasen durchbrochenen Glimmerschiefer-Marmorserie des oberen Vardargebietes gelbliche und grünlichgraue gut gebankte glimmerige Schieferkalke von z. T. flaseriger Beschaffenheit. Sie fallen nach Nordwest ein. Eine mir übersandte Probe erinnerte mich sehr stark an kalkige Werfener Schiefer; jedenfalls hatte das Gestein nicht paläozoischen Habitus. Über ihm liegen die beiden südlichen Kalkgipfel des Korab. Zwischen den letzteren und dem Nordgipfel zieht die Glimmerschiefer-Marmorserie durch, ein Hinweis auf die intensive Faltung dieser Gegenden. Auf der Nordseite des Gebirgsstockes wurde von GRIPP ein Serpentinsetzen und daneben ein Konglomerat mit Diabas-, Gabbro-, Serpentinbrocken entdeckt. Es ist wohl schon ein letzter Rest der Transgressionskonglomerate der albanischen Kreide, die wir westlich des schwarzen Drin in großer Verbreitung kennen.

Ob die Kalkschollenreihe Ljubotrn—Kobilica—Korab bloß dem Umstande ihre Erhaltung verdankt, daß sie dem wasserscheidenden hohen Gebirgskamme zwischen Drin und Vardar angehört, oder ob sie in Form eingefalteter Keile in der Schiefer-Grauwackenunterlage steckt, wäre noch zu entscheiden.

2. Der Žeden.

Während im Šar die paläozoische Unterlage bis in Hochgebirgsregionen emporragt, taucht sie entlang des Beckens von Kalkandelen (Tetovo) tief herab. Die Südostseite dieser langgestreckten, SW-NO-laufenden Senke besteht aus Kalkgebirge, das im größten Teil seiner Erstreckung bis zum Flußniveau herabreicht. Der paläozoische Sockel liegt hier um 1500 oder mehr Meter tiefer als auf dem Šarkamm. Die Absenkung zwar zweifellos von einem Bruch begleitet. Dies läßt sich schon aus dem geradlinigen NNO-SSW-streichenden Verlauf des Gebirgsfußes und aus dem Auftreten von Säuerlingen nordöstlich von Kalkandelen entnehmen (NOPCSA 1905, Lit. 1, S. 97).

Die abgesunkene südöstliche Kalkmasse bildet die 1360 m hohe kahle, ziemlich gerundete Bergmasse des Žeden, der vom oberen Vardar in einem großen Bogen umflossen wird. Das Flußbett ist auf lange Erstreckung tief in die Kalke eingegraben. Die letzteren sind hellgrau, etwas kristallin, in der Regel druckstreifig

und gehen stellenweise in Dolomit über. In der Nähe der Unterlage finden sich im Profil talabwärts (östlich) von Raduše in der Schluchtstrecke „Derbent“ braun verwitternde plattige Kalkschiefer; darunter folgen schwarze paläozoische Quarz- und Kalkphyllite. Die bunten permotriadischen Sandsteine und Konglomerate habe ich hier ebensowenig beobachtet wie am Hang des Ljubotrn. Trotzdem sprechen die Anzeichen dafür, daß es sich um Triaskalk handelt. In einem Profil am linken Vardarhange westlich von Raduše sind kantig zerfallende, grünliche Schiefer und Sandsteine mit kieseligen, manganführenden Lagen über dem Žedenkalk als schmaler, nordfallender Zug erhalten. Sie erinnern an die „Tuffite“, die man in Begleitung der ophiolithischen Gesteinsreihe häufig findet.

Da wir uns in diesem Gebiete bereits im Bereiche des Schuppenbaues der Vardarzone befinden, sehen wir die Žedenkalke gegen NO mit einem Winkel von 40° unter die aufgeschobenen Phyllite und die Serpentinzüge der Chromerzzone einfallen.

Ich neigte früher zur Auffassung, daß auch der Marmorzug der Suhagora südlich der Straße Kalkandelen—Üsküb zur Trias gehöre und die SW-Fortsetzung des Žeden darstelle. Nach der Beschreibung von GRIPP, der an ihrem Nordfuß die konkordante Unterlagerung durch Chlorit- und Glaukophan-führende Schiefer beobachtete, ist es mir aber wahrscheinlicher geworden, daß es sich hier um einen der Marmorzüge handelt, die am Vodno bei Üsküb gegen Osten ausstreichen. Gegen Osten tauchen die Suha gora-Marmore unter Tonschiefer, die das nächste und größte der innermazedonischen Kalkschollengebiete, nämlich die Jakupica, umrahmen.

3. Die scharfen Hochbergsgipfel der Jakupica sind sowohl von den Höhen bei Üsküb wie vom Hügellande östlich des Vardar schön zu überblicken. Ihre durch glaziale Formengestaltung entstandenen scharfen Kalk- und Dolomitgrate mit den eingesenkten Karmulden heben sich vom waldbedeckten Gneis- und Schieferunterbau kontrastreich ab. Schichten, die als Vertretung der Werfener Schiefer oder des Verrucano aufgefaßt werden könnten, wurden nicht beobachtet. Die an der Basis zerrieben erscheinenden, oft glimmerigen Dolomite liegen unmittelbar auf der alten Schieferunterlage. Ausgeschlossen ist es aber nicht, daß irgendwo Fetzen von permotriadischen Sandsteinen und dergl. auftreten, da ich einige Blöcke von Quarzkonglomerat im Wildbachmaterial der Umgebung des Markovklosters sah. Keinesfalls zieht eine derartige Schichtgruppe auf größere Erstreckung durch, denn GRIPP hat bei seiner

Jakupicabesteigung (Lit. 2) keine Spur davon zwischen den metamorphen Schiefen und der Triasscholle entdeckt. Ich glaube daher nicht an eine Transgression, sondern an eine tangentialen Verschiebung der Dolomite gegenüber der Unterlage. Eine derartige Bewegung stünde ganz im Einklange mit den Verhältnissen in der Vardarzone und in der Ostflanke des pelagonischen Massivs, in der Schuppenbau nachgewiesen ist (S. 73). Die Kalke und Dolomite der Jakupica zeigen an verschiedenen Stellen Spuren tektonischer Beanspruchung, so starke Zertrümmerung der Dolomite, Druckbänderung der Kalke. Ähnliches beobachteten wir auch an anderen Kalkschollen der geschilderten Region, so am Ljubotrn und Žeden. Sie sind vielleicht sämtlich aus einer Schichtenmasse herausgeschnitten, die weiter westwärts getrieben wurde als ihr Liegendes, so daß der ursprüngliche Auflagerungsverband größtenteils der Verschleifung zum Opfer fiel. Diese Bewegungen sind wahrscheinlich schon vor der Gosauzeit erfolgt, weil deren Ablagerungen bereits eine durch Denudation zerstückelte Triasdecke antrafen, so daß ein allgemeiner Vorschub dieser letzteren Schichtgruppe damals nicht mehr möglich gewesen wäre. Auch würden wir dann gelegentlich eingeklemmte Gosaureste an der Gleitbahn zu erwarten haben.

VI. Die Vardarzone

Allgemeines

Schon während der ersten Begehungen im Vardargebiet hatte ich Gelegenheit festzustellen, daß die kristalline Grundgebirgsmasse Westmazedoniens von jener der Rhodoperegion durch eine etwa 40—70 km breite Zone von anderer Zusammensetzung und auffallend regelmäßiger SSO-Streichrichtung getrennt ist. Die Zwischenzone kennzeichnet sich durch eine mächtige Entwicklung steil auferichteter paläozoischer Grauwacken und Marmore (Veles-Serie), durch eingeklemmte Züge mesozoischer Kalke und vor allem durch eine ununterbrochene Reihe von Durchbrüchen und Ergüssen ophiolithischer Gesteine (Peridotit, Gabbro, Diabas) und deren sauren Nachschüben.

Ein eingefalteter Gürtel von oberkretazischen, an vielen Stellen fossilführenden Flysch- und Gosauschichten ist vorhanden und erweist sich als einer der am leichtesten festzuhaltenden Leitzüge

der Balkanhalbinsel. Man kann sagen, daß er aus dem nordwestlichen Serbien praktisch ununterbrochen bis zum Golf von Saloniki durchzieht. Da er sich im größten Teile seines Verlaufes zwischen den von ihm unmittelbar überlagerten Ostrand des pelagonischen Gebirges und die Schiefer-Marmor-Serpentin-Schuppen von Veles einschaltete, habe ich ihn in meiner vorläufigen Mitteilung als eine selbständige tektonische Zone behandelt. Ich halte es aber jetzt für zweckmäßiger, den ganzen zwischen der pelagonischen und der rhodopischen Aufwölbung eingefalteten Streifen paläozoischer und mesozoischer Gesteine als eine höhere Einheit zusammenzufassen und den Kreidezug nur als eine Subzone zu behandeln. Ich bezeichne die ganze neue Einheit als „Vardarzone“, da das Vardar-Längstal von Üsküb bis zur Mündung ausschließlich in ihr verläuft.

Wenn man die längere Benennung nicht scheut, kann man auch von einer „Vardar-Kopaonik-Zone“ sprechen, um ihren Verlauf in Serbien dadurch zum Ausdruck zu bringen.

Als Andeutung der Vardarzone ist in Nordwestserbien die Einfaltung eines Zuges von Triaskalken und ophiolithischen Gesteinen im innerdinischen Paläozoikum bei Krupanj-Valjevo zu betrachten. Die südöstliche Verlängerung geht dann durch das Jelica- und Kopaonikgebirge in der Richtung zum Amselfelde bei Mitrovica, wo das Nordende des schon besprochenen albanischen Serpentin- und Flyschzuges von ihr abzweigt. Ihre volle Schärfe erlangt die tektonische Gliederung südlich von dieser Stelle, weil sich nun immer stärker die gewaltige Aufwölbung der pelagonischen Gebirge ausprägt. Die Vardarzone wird damit zu einem tief eingekeilten Gebiet, das sich sehr scharf von den beiderseitigen Grundgebirgsgruppen unterscheidet. Ihr Bau ist einseitig, da im großen und ganzen die paläozoischen Schichtgruppen den östlichen Streifen bilden, während die jüngsten Schichten, besonders die transgredierende Kreide, am Westrande eingefaltet sind. Die Überfaltungs- und Überschiebungstendenz ist durchaus nach dieser Seite gerichtet.

Stratigraphische Vorbemerkungen

Am Aufbau sind folgende Gesteinsgruppen beteiligt:

1. Die Veles-Serie und ihr Grundgebirge.

Eine mächtige Schichtfolge von phyllitischen Tonschiefern in Wechsel mit Grauwacken, gestreckten dünnplattigen Quarziten und

dunklen Kieselschiefern. Einlagerungen von Chlorit- und Hornblende-schiefern (Feldspat-, Zoisit-, Epidotamphibolite) treten fast allenthalben auf. Die Schichtreihe ist besonders in ihren mittleren und oberen Teilen durch zahlreiche Marmorlagen ausgezeichnet, die sowohl in Form dünner Bänke, als auch mächtiger, einige hundert Meter starker Lager auftreten. Die Hauptmasse der Serie ist gewiß altpaläozoisch. Ich fand aber lokal Einfaltungen von glimmerigen schwarzen Tonschiefern und Sandsteinen, die dem dinarischen Karbontypus entsprechen. Sie lassen sich aber in diesem Schuppengebiet nicht ohne ganz genaue Begehungen abtrennen.

Wo die tiefsten Gesteinsgruppen aufgeschlossen sind, beobachtet man, daß auch in der Vardarzone unter der Veles-Serie das Gneisgebiet mit seiner hochkristallinen Hülle durchzieht. Es tritt z. B. an der Malarupa (vgl. S. 111) und am Vardar bei Bogdanci usw. an die Oberfläche.

Kennzeichen der Metamorphose fehlen auch der Veles-Serie niemals, da eine reichliche magmatische Durchtränkung durch die Granite des Plauš-Typus stattgefunden hat. Hornfelse, Knotenschiefer, Granatfelse und dergl. sind in den Profilen von Veles, Hudova usw. besonders in der Nähe von granitischen Apophysen vorhanden.

2. Permotriadische Schiefer-Sandsteine und triadische Kalke.

In der Vardarschlucht nördlich von Veles und in dem einmündenden Pšinjatal beobachtete ich einen Zug von Konglomeraten mit Verrucanohabitus. Die Gerölle bestehen aus Quarz- und Serizit-schiefern, deren letztere zweifellos aus der Veles-Serie stammen. Diese klastischen Schichten gehen über in glimmerige Kalkschiefer, auf deren Schichtflächen angewitterte Myophorien vom Aussehen der untertriadischen *Myophoria costata* liegen. Dieser Fund, zusammengenommen mit der faziellen Ähnlichkeit rechtfertigt die Parallelisierung der Kalkschieferstufe mit den Werfener Schichten.

Als Felsriffe und lange Züge erscheinen ferner splitterige weiße und graue, meist ungeschichtete Kalke, die sich von den paläozoischen Marmoren in der Regel durch ihre geringere Kristallinität unterscheiden. Sie lieferten mir an einer Stelle der Vardarschlucht zahlreiche Durchschnitte kleiner Megalodonten und dürfen daher ohne Bedenken der mittleren oder oberen Trias eingereiht werden.

3. Vermutliche Juraschichten.

In ziemlich großer Verbreitung, wenn auch nur als schmale Züge finden sich plattige Hornsteinkalke in Verbindung mit Schiefern und grauen oder rotbraunen Jaspisschichten. Letztere enthalten an der Babuna eine Unmasse von mikroskopischen Radiolarienskeletten. Es handelt sich um die typische Schiefer-Hornsteinformation der Balkanhalbinsel (= „Tuffit-Jaspisschichten“ Bosniens).

4. Eruptionen der Jurazeit.

Die in Form langer Züge und einzelner Stöcke auftretenden Bronzitzerpentine und Gabbros, sowie die stellenweise zu mächtigen Ergußfeldern (z. B. Marianska-Gebirge, westlich von Hudova) ausgebreiteten Diabasergüsse entsprechen vollkommen den albanischen und serbisch-bosnischen Vorkommnissen. Sie durchbrechen die paläozoischen, bereits vorher gestreckten Schichten der Veles-Serie. Ein Gabbrodurchbruch tritt auch im Triaskalk am Vardar talaufwärts von Veles auf.

5. Als saure, jüngere Intrusionen erscheinen im Diabas des südlichen Vardargebietes bei Hudova und Gjev gjeli rötliche Porphyre und feinkörnige Granite. Ich halte sie für das Gefolge der basischen Eruptionen und daher noch für jungmesozoisch. Ob die Granite des „Plauštýpus“ in diese Phase gehören oder denen im Karbon von Gopeš-Monastir entsprechen, ist im einzelnen Falle nicht zu entscheiden, doch sprechen manche Gründe dafür, daß das erstere der Fall ist.

6. Transgredierende Ellipsactinienkalke von Demirkapu.

Mit ausgezeichneten Basalkonglomeraten liegt über den Diabaslagern des unteren Vardargebietes der flachgelagerte Kalk von Demirkapu, den der Vardar in der wilden Felsschlucht des „Eisernen Tores“ durchbricht. In den Kalken fand ich Ellipsactinien, Nerineenschnitte und ein Belemnitenfragment. Es kann sich nur um Tithon oder höchstens um untere Kreide handeln. Nach den Erfahrungen im übrigen dinarischen Gebirge ist das erstere anzunehmen. Die nur aus vulkanischen Agglomeraten bestehenden Basalschichten machen es wahrscheinlich, daß die Ablagerung ziemlich unmittelbar auf die betreffenden Eruptionen folgte. — Den Demirkapu-Kalken entsprechen wohl die Korallen-Kalke von Lojane bei Kumanovo. Sie liegen mit basalen Tuffschichten und Konglomeraten auf Serpentin (S. 93).

7. Transgredierende Oberkreide (Gosau und Flysch).

Über alle Gesteine, von den altkristallinen Bildungen Westmazedoniens angefangen bis auf Altpaläozoikum, Mesozoikum und die basischen Eruptiva greift die Obere Kreide hinweg. An zwei Stellen, nämlich bei Veles am mittleren Vardar und bei Gračane nordöstlich von Raduše ist ein hochprozentiges sedimentäres Eisenerzlager pisolithischer Art den basalen Schichten eingeschaltet. Die Obere Kreide enthält zahlreiche Einlagerungen von Kalken des Gosautypus mit Hippuriten, Radioliten, Actaeonellen, Nerineen und Orbitoiden. Diese häufigsten Faunenreste weisen auf Oberurton bis Untersenen. Es ist aber sicher, daß tiefere Abteilungen der Oberkreide stellenweise vertreten sein müssen, da im Černaprofil auch Caprinen vorkommen.

Im oberen Teile nehmen die Kalkeinlagerungen ab und es herrscht die Flyschfazies vor.

8. Das transgredierende marine Unter- und Mitteloligozän.

Es beginnt meist mit Konglomeraten, die nach oben flyschähnlichen Sandsteinen und Mergeln Platz machen. Kalkeinschalungen mit Lithothamnien und Korallen bilden mitunter Werksteinbänke. Die gefundenen Faunenreste, unter denen auch zahlreiche Gastropoden und Bivalven sind, verweisen auf Priabona- und Castell-Gomberto-Stufe des italienischen Oligozäns (vgl. S. 141). Diese Schichten nehmen am engen Falten- und Schuppenbau der Vardarzone nicht mehr teil, sondern greifen über die Schichtköpfe hinweg und sind nur noch in leichte Wellen gelegt.

9. Das Neogen füllt in Form von ausgedehnten Fluß- und Seeablagerungen die jungen Senken aus und zeigt nur mehr geringe Schichtenstörungen.

10. Das Diluvium knüpft sich in Form von Terrassen an den Verlauf der heutigen Täler.

Regionale Beschreibung

A) Die Äquivalente der Vardarzone zwischen dem nordserbischen Hügelland bei Valjevo und dem Becken von Mitrovica (Amselfeld)

Man kann die Anfänge der Vardarzone bereits in Nordwestserbien beobachten. Ich verweise auf die geologische Karte von LOCZY jr., auf die Beschreibungen von AMPFERER und HAMMER, sowie auf

das Buch von KREBS über Serbien und werde mich, da mein eigenes Arbeitsgebiet weiter südlich anfang, kurz fassen.

Wenige Kilometer südlich der Stadt Krupanj in Westserbien beginnt eine Triaseinmuldung inmitten der paläozoischen Zone. Sie fällt zunächst wenig auf, da ähnliche schmale Triaskeile auch noch weiter nördlich erhalten sind. Sie verbindet sich mit Schiefer-Hornsteinschichten, sowie mit ophiolithischen Gesteinen, nimmt südlich von Valjevo große Breite an und begleitet nun die gewaltige Peridotitmasse des Maljen-Gebirges. Flächenhaft ausge dehnte Reste transgredierender Kreide, die in Nordserbien schon mit den unteren Abteilungen der Formation beginnen, sind in diesen Gegenden entwickelt, zeigen aber noch nicht jene scharfe Einfaltung, die sich im weiteren Verlauf der Zone zeigt. Sie verhüllen noch beträchtliche Teile des paläozoischen Untergrundes der Nordostseite der mesozoischen Muldenzone, während sie deren Südflügel verhältnismäßig frei lassen.

Jelicagebirge und Kopaonik

Die südöstliche Fortsetzung des Maljen führt quer durch die von KREBS beschriebene Moravaschlucht, der die Eisenbahn zwischen Čačak und Užice folgt. Auf der rechten Flußseite erhebt sich der Kamm des Jelicagebirges, das in SO-Richtung zu dem während des Serbischen Feldzuges wiederholt genannten Ibar-Defilé führt. Das Jelicagebirge war mir schon vor dem Kriege anlässlich einer Untersuchung auf Chromerzlagerstätten bekannt geworden. Es besteht in der Hauptsache aus Serpentin und den darunter besonders auf der Nordostseite zutage tretenden Hornsteinkalken. Immer mehr in der Breite anschwellend, zieht der ganze Gesteinskomplex in der Richtung zum Kopaonikgebirge weiter. Die serpentinreiche Zone nimmt hier fast das ganze Gebiet zwischen den Städten Kraljevo und Raška, ja sogar noch das untere Raškatal bis Novipazar ein. Das Längstal des Ibar bis Mitrovica ist in sie und ihre Hangendschichten eingeschnitten. Auf eine Wiederholung meiner in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin 1917 und in den Sitzungsberichten der Leipziger Akademie 1916 gegebenen Darstellung muß hier verzichtet werden. Die Serpentinzone, in der einige Schollen von mesozoischen Kalken (Dolomit und Hornsteinkalke wohl der Trias- und Juraformation) auftreten, liegt auf der paläozoischen Tonschiefergruppe des Kopaonikkammes; die

Grenze fällt nach SW zum Flusse. Ablagerungen von Kreideflysch und Eruptivbildungen der Tertiärzeit (Trachyte und Andesite) sind in diesen Untergrund eingemuldet. Auf der südlichen Talseite steigt die Schieferhornsteinformation samt den ophiolithischen Gesteinen in teilweise nach Süden überkippten Aufsattelungen wieder empor.

Die im Kern des Kopaonik steckende Masse von tonalitischem Granit (S. 29) muß jünger sein als die basischen Eruptionen und wird niemals von ihnen durchsetzt. Ihr verdanken die von Granatfels begleiteten Kontaktlagerstätten der Magnetitserze von Suvaruda ihre Entstehung. Die sie enthaltenden, gleichfalls unter der Serpentinmasse liegenden Kalke, sowie die begleitenden Schiefer und Sandsteine halte ich trotz der Nähe der Phyllite des Kopaonik nicht für paläozoisch, sondern für altmesozoisch. In der vorläufigen Mitteilung von 1916 habe ich betont, daß der Serpentin- und Kreideflyschgürtel am mittleren Ibar den Charakter einer großen Längseinfaltung zwischen dem alten (zur Rhodopeeinfassung gehörigen) Schiefergebiet des Kopaonikgebirges und jenem des westlichen Raskiens hat. Der allgemeine Bauplan nähert sich bereits jenem der südlichen Teile der Vardarzone, nur ist die Einklemmung und demzufolge die Schuppung nicht so intensiv. Immerhin hat die Serpentin- und Flyschgruppe eine erhebliche Faltung mitgemacht. Die diskordant auflagernden neogenen Konglomerate samt den trachytisch-andesitischen Ergüssen und Tuffen zeigen noch eine merkbare, wenn auch schwache Einmuldung.

B) Die Vardar-Zone zwischen Mitrovica und dem Becken von Üsküb

Nun folgt bei Mitrovica die bekannte Teilung der bisher einheitlichen Serpentin- und Flyschzone. Der westliche Ast schwenkt in der Richtung zur Merdita nach Albanien (vgl. S. 33), der andere zieht unter Beibehaltung der Südostrichtung zum Golf von Saloniki. Zwischen beiden steigt die Nordspitze des pelagonischen Massivs empor, das nach Süden immer größere Bedeutung und Höhe gewinnt. Ich konnte den so gegen Westen begrenzten mittelmazedonischen Zug auf der Ostseite des Amselfeldes in zwei Querprofilen feststellen, die den auffallend regelmäßigen Verlauf der Anordnung bestätigen.

a) Profil östlich von Mitrovica

Östlich der Stadt Mitrovica stehen an der Brücke über die Sitnica (die noch zum Ibar gerichtete Entwässerungsader des nördlichen Amselfeldes) dunkle phyllitische Tonschiefer mit Felspartien von Grauwacke an. Sie werden — ein seltener Fall — deutlich sichtbar von einem schroff aufragenden Serpentinstock durchbrochen und am Kontakt verkieselt. Diese paläozoischen Schichten, deren Grauwacken an einer Stelle unbestimmbare Fossilspuren zeigten (bei Stari trg) gehören zur Amselfeldaufsattelung, also zur Nordspitze des pelagonischen Massivs. Sie enthalten weiter SSO ein fast senkrecht aufgerichtetes Marmorlager. Im Osten werden sie von der steil ONO-fallenden Fortsetzung des am Kopaonik-hange eingefalteten Flyschzuges überlagert. Quarzführende Konglomerate, glimmerige Sandsteine mit Bänken von festen blaugrauen, bräunlich verwitternden Mergelkalken und Mergelsandsteinen, sowie einige knollige Mergelschichten sind die bezeichnenden Gesteine. Ich konnte östlich des Flysch aber noch das Erscheinen eines Serpentinzuges beobachten und stieß dann nach einer kurzen, von Trachyten, jungen Nagelfluhbildungen und Kalktuffen überdeckten Strecke auf einen 80° WSW-fallenden Zug von Quarz-Serizitphylliten. In großer Erstreckung stören die Durchbrüche tertiärer Trachyte und Andesite das Lagerungsbild. Diese Eruptivgesteine sind offenbar infolge der Zersetzung von Schwefelkies oft mit Limonit durchtränkt, der früher in primitiver Weise abgebaut wurde. Vielleicht befindet man sich hier wenigstens stellenweise im eisernen Hut von Sulfidgängen, die im Eruptivgebiet des Kopaonik an verschiedenen Stellen Bleiglanz und Zinkblende führen.

b) Profil etwa 14 km südlich von Pristina durch die ehemaligen Bergwerksorte Janjevo—Novoberdo

Die östlich von Mitrovica beobachteten Gesteinszüge streichen nach SSO weiter und treten weiter südlich in der gleichen Anordnung auf. Ich beschreibe dieses Profil der Einheitlichkeit halber von Westen her, obwohl es in umgekehrter Richtung, von der Bahnstrecke Üsküb-Nisch her, bereist wurde.

1. Aus dem flach gelagerten fluviatilen Neogen des Amselfeldes gelangt man auch südlich von Pristina in anstehende, hier SSO-fallende paläozoische Schichten: Serizitschiefer, Serizitquarzite und Marmorbänke des erwähnten Zuges von Mitrovica.

2. Östlich folgt der steil aufgerichtete, meist 60° und mehr ONO-fallende Flysch, der einen Gebirgsstreifen von mehr als 5 km Breite einnimmt und zweifellos Faltenwiederholungen zeigt. Seine Sandsteine wechseln mit Bänken aus Geröllen von grauem Kalk, Quarzit, Quarz, Gneis und Diabas. Sie bieten ein Bild, das völlig mit dem Flysch des mittleren Vardargebietes stimmt, doch wurden Fossilien nicht gefunden. In diesen Gesteinen setzt ein Trachyt-(Andesit?)durchbruch auf, an den sich der mittelalterliche Silber- und Bleibergbau von Janjevo knüpfte.

3. Es folgt ein mehrere Kilometer breiter Gürtel von ophiolithischen Eruptiven, deren Verbreitungsgebiet schon von weitem durch die dunklen Farben und die kahlen oder mit schütterem Eichengestrüpp bedeckten Kuppen auffällt. Diabasergüsse und Serpentinmassen sind das herrschende Material. Weiter südlich, einige Kilometer von Gnilan entfernt, treten kleine Chromerznerster im letztgenannten Gestein auf. Gabbro, z. T. prächtig getigert, z. T. auch schlierig durch den Wechsel von hellen und dunklen Ausscheidungen, setzt im Serpentinegebiet auf.

4. Ein schmaler, steil westlich fallender Zug aus dichten oder feinkörnigen grauen und weißen Kalken von Triasgepräge begleitet stellenweise die Ostflanke der basischen Eruptiva. Auf der Plateaufläche überkleiden hoch gelegene Jungtertiärschotter in einer Seehöhe von mehr als 800 m beträchtliche Teile des Untergrundes (bei Labljane).

5) Nun endlich tritt man in eine ausgedehnte Region paläozoischer Schichten ein, die sich ohne weiteres als Fortsetzung der gleichen Gesteine des Kopaonikkammes erweisen. Es scheint auch Karbon vertreten zu sein, denn die glimmerigen Schiefer und Sandsteine östlich des oben erwähnten Kalkzuges haben ganz dieses Aussehen. Das Streichen ist ständig SSO, das Fallen wechselt. Man tritt gegen Osten in die älteren Abteilungen der Gruppe ein: typische Quarzphyllite mit Einlagerungen von Bändermarmoren (= Veles-Serie). Auf einer steilen Felskuppe aus einer derartigen Marmorbank liegen die noch von den Mauern umgebenen Ruinen der berühmten mittelalterlichen Bergstadt Novoberdo (von den Türken Gümüş-Hissar, d. h. Silberschloß genannt). Ihre Blütezeit war im 15. Jahrhundert, während des Nemanjidenreiches, das durch den Sieg der Türken in der Schlacht am Amselfelde völlig vernichtet wurde.

Ausgedehnte Bergwerkshalden, auf denen man aber nur noch die von Limonitkrusten durchzogenen, zerfressenen Kalke und eisenschüssige Gangmasse findet, dehnen sich auf beiden Seiten des 1100 m hohen Kammes östlich von Novoberdo aus. Die Erze, vorwiegend silberhaltiger Bleiglanz, scheinen in Kalk aufgetreten zu sein, der von Trachyten durchbrochen und imprägniert wurde. Verquarzte Trachytpartien konnten auf dem Kamme anstehend beobachtet werden.

Ich konnte die paläozoischen Schiefermarmore noch erheblich weiter nach Südosten bis zum östlichen Teile des mit jüngeren Anschwemmungen bedeckten, äußerst fruchtbaren Talbeckens von Gnilan verfolgen.

6. Die nächstfolgende östliche Gebirgszone gehört bereits zur Rhodoperegion der östlichen Balkanhalbinsel und beherrscht nun weite Gebiete Süd- und Ostserbiens. Die gemeinsam mit Herrn HOCHSCHILD aus Frankfurt unternommene Wagenfahrt entlang der östlichen Morava, von der Eisenbahnstation Bujanovce bis zu der erwähnten paläozoischen Zone, ging durchaus im kristallinen Grundgebirge. Leider war die Grenze im Tale nicht bloßgelegt. Die vorherrschenden Gesteine waren graue, zweiglimmerige, biotitreiche Gneise, die sehr stark an den Annaberger, teilweise aber auch an den Freiburger Typus des Erzgebirges erinnern. Lichte, „ptygmatisch“ gefaltete, feldspatreiche granitische Injektionen setzen in ihnen auf. Das Fallen ist meist O bis ONO gerichtet. Es scheint wohl auch hier eine Überfaltung der Rhodope nach SW zu bestehen, wie wir sie in Südazedonien finden. Durchbrüche mittelkörniger Biotitgranite, zahlreiche Aplit- und Pegmatitgänge ergänzen das Bild des alten Grundgebirges. Wir finden das letztere weiterhin auch noch in der Umgebung von Vranje, wo ich gemeinsam mit Herrn Prof. ERDMANNSDÖRFFER Pegmatitgänge mit großen Muskovittafeln im Glimmerschiefer studieren konnte.

c) **Querprofil nördlich des Beckens von Üsküb zwischen dem Vardarknie bei Raduse und der Ebene von Kumanovo**

Der Gebirgsrücken zwischen dem Vardar- und Lepenactal

Obwohl sich meine Beobachtungen über den Abschnitt der Vardarzone zwischen Mitrovica und Üsküb nicht auf eine durchgehende Kartierung, sondern auf die Anreihung einzelner Quer-

profile stützen, geht doch mit voller Gewißheit die tektonische Geschlossenheit dieser Zone daraus hervor. Die steile Stellung der Schichten und die Regelmäßigkeit des Streichens kommt als besonders günstiger Umstand in Betracht. Eine nähere Untersuchung konnte ich in dem Gebirgsabschnitt durchführen, der zwischen dem oberen Vardar und der südlichen Entwässerungsader des Amselfeldes, dem Lepenac, liegt. Daran schlossen sich im Osten die von Dr. GRIPP und mir ausgeführten Begehungen im Kara dag. Der bisher verfolgte Flyschzug vom Kopaonikhang und der Ostseite des Amselfeldes läuft in der Richtung Üsküb weiter und wurde im letztgenannten Berglande mit allen charakteristischen Merkmalen getroffen. Er ist aber nicht die westlichste Einklemmung

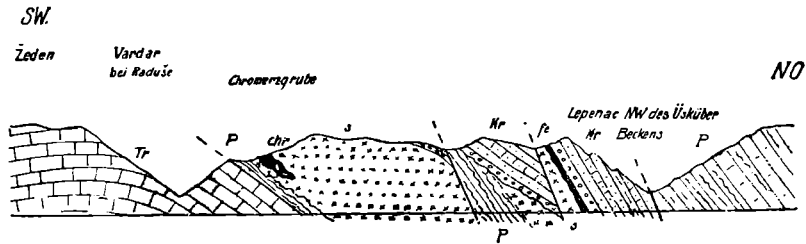


Fig. 7. Profil durch die Vardarzone nordwestlich von Üsküb (aus den Berichten der math.-phys. Klasse d. Sächs. Ges. d. Wissenschaften, Leipzig, Bd. LXX, 1918; KOSSMAT). P = altpaläozoische Veles-Serie, Tr = Triaskalke, S = Serpentin, chr = Chromerz von Raduše, Kr = Transgredierende Oberkreide in Gosaufazies, fe = oolithische Eisensteine an der Basis der Oberkreide.

dieser Art, sondern hat noch ähnliche Gefährten, die W des Lepenacales als eingefaltete Züge mitten zwischen den alten Schieferrn nördlich des Šar dag stecken, ohne sie aber vollständig zu zerteilen. Auf diese Weise hat die Vardar-Schuppenzone in der Profillinie nördlich von Üsküb eine Breite von über 40 km. Sie besteht auch hier aus mesozoischen Einklemmungen zwischen den Zügen der paläozoischen Veles-Serie. Das vorherrschende Einfallen ist für alle Gesteinsgruppen ONO.

1. Der große Talbogen des oberen Vardar zwischen dem Becken von Kalkandelen und Üsküb ist noch in den früher beschriebenen Nordrand der Triaskalkscholle des Žeden (S. 78) eingeschnitten. Während diese nach den Beobachtungen von NOPCSA auf der Südseite flach der paläozoischen Schiefer-Marmorserie aufliegt, ist im Vardartale diese Unterlage nur an wenigen Stellen zu sehen. Der Kalk taucht hier unter die aufgeschobene Serpentin-

zone, die den höheren Teil des nordöstlichen Flußgehänges aufbaut, und mit ihren kahlen und düsteren Felsentblößen einen auffallenden Kontrast zu den weißen Kalken des gegenüberliegenden Žeden bildet.

2. Als Basis der aufgeschobenen Gruppe kommt ein schmaler Streifen von Phyllit zum Vorschein, in dem ich einige einwandfreie Serpentinapophysen nahe der Chromerzgrube Raduše beobachtete. Die Serpentinzone selbst wird der Länge nach durch einen nordöstlich fallenden Aufbruch von paläozoischem Phyllit mit Einlagerungen von Bänderkalk geteilt (Gorance-Aufbruch).

3. Über Serpentin und Phyllit transgrediert die obere Kreide mit Basalkonglomeraten aus dem Material beider Gesteinsgruppen. Sie ist durch die jüngere Faltung ebenfalls zu steilem NO-Fallen aufgerichtet und in ihre Unterlage eingekeilt. Ihre Basalschichten werden im allgemeinen durch die erwähnten Konglomerate gebildet. Lokal sind sie als ein bis über 5 m mächtiges Lager pisolithischer Brauneisensteine mit über 50% Eisengehalt entwickelt. Sie sind magnetithaltig und führen einige Prozent Chromoxyd, die zweifellos aus dem unterliegenden Serpentin herrühren. Genetisch sind sie jedenfalls verwandt mit den Bohnerzen, die von AMPFERER und HAMMER in derselben stratigraphischen Lage, nämlich an der Basis der transgredierenden Oberkreide, über dem Serpentin Westserbiens, nahe der bosnischen Grenze, aufgefunden wurden (A. u. H. Lit. 1, S. 682).

Die über den Basisschichten folgenden Lagen bestehen in der Regel aus einem Wechsel von Quarzsandsteinen mit Mergeln und grauen Kalken. Auch einige Konglomeratbänke mit Quarz-, Schiefer- und Marmorgeröllern finden sich noch mitten in sie eingebettet. Fossilien sind sehr häufig und zwar Radioliten, Hippuriten und Actaeonellen. Nahe dem Südostende des ganzen Höhenzuges liegt nordöstlich von Svilari, wenig über der Serpentinergrenze, ein krümeliger Mergel mit zahlreichen tadellos erhaltenen Exemplaren von *Hippurites Oppeli*, *H. Gosaviensis*, *H. sulcatus*, *Cyclolites elliptica*, *Thamnastraea* n. sp.? Es liegt Untersenon vor.

Die Gosauschichten, deren regelmäßige Schichtrippen sich weithin auf dem letzten Höhenkamm zwischen Vardar und Lepenac beobachten lassen, senken sich von hier zum zweitgenannten Tale herab.

Bei genauer Untersuchung wird sich wohl herausstellen, daß die enge Schuppentektonik des genannten Höhenrückens zwischen

Vardar und Lepenac noch weit nach Nordwesten in das paläozoische Gelände auf dieser Seite des Amselfeldes hineinstrahlt. Vergl. die Übersichtskarte! GRIPP hat von seiner Tour Kačanik—Ljubotrn Proben von Serpentin und Konglomerat aus einem Zug mitten im paläozoischen Gebiet bei Straža mitgebracht. Bei Herrn Ingenieur Branconi sah ich ein Stück eines solchen Konglomerats mit gerundeten Serpentinbrocken in kalkigem, radiolitenführendem Bindemittel. NOPCSA beschrieb 1905 aus der Gegend zwischen Ferizovič und Prizren Flysch (Oberkreide) und Serpentin mitten im paläozoischen Gebiet.

4. Nach Osten taucht der Streifen der mesozoischen Schuppen unter paläozoische Schichten der Veles-Serie, die man am Lepenac entlang der Bahnstrecke und der Straße bei Kačanik ausgezeichnet bloßgelegt sieht. Dunkle Phyllite, Kieselschiefer, Grauwackenschiefer und helle Quarzite verbinden sich mit Marmoren, die auf den Höhen östlich des Lepenac, z. B. in der Nähe des Klosters Sv. Ilja, nördlich von Kučevište, mächtige Züge bilden. Auch Amphibolit-einlagerungen, von denen eine Partie auf die westliche Talseite bei Orman herübergreift, beleben das stratigraphische Bild.

Der Kara dag zwischen dem Lepenac und der Ebene von Kumanovo

5. Östlich des zuletzt beschriebenen Zuges von Kačanik—Kučevište läuft jener SO-streichende Flysch-Hauptzug durch, der sich aus dem Kopaonikgebiete herüberzieht. Er besteht aus Kalksandstein mit Quarz-, Phyllit- und Marmorbrocken, aus festen Mergeln und aus Kalken. Zwischen ihm und dem erwähnten paläozoischen Marmor nördlich des Klosters Sv. Ilja erscheint ein fester Diabas mit mitgerissenen Marmorbrocken. Dieser wird unmittelbar unterlagert von rötlichen Mergelkalken und Kalkschiefern, die fest auf der paläozoischen Unterlage kleben und vielleicht als Jura aufzufassen sind.

Der nach meiner Schätzung etwa 5—8 km breite Flyschstreifen zeigt im Anfang nordöstliches Fallen, bildet aber eine tief eingefaltete Synklinale, denn GRIPP fand am Ostflügel westliches Einfallen. Die Zugehörigkeit zur Kreide wird durch einen von ihm gemachten Inoceramenfund erwiesen. Ich vermute, daß im Untergrund des Beckens von Üsküb dieser Flyschzug des Kara dag mit dem gegen ihn konvergierenden gleichartigen Gesteinszug des

oben beschriebenen Rückens von Raduše zusammenfließen wird. In dem südlich von Üsküb gelegenen Abschnitt der Vardarzone können wir nur mehr einen Streifen dieser Art festhalten.

6. Der höhere Kara dag-Kamm östlich der Flyscheinfaltung besteht wieder aus einer genauen Wiederholung der Gesteine von Kačanik und ist die unverkennbare Verlängerung der Schuppenzone von Veles. Das Streichen ist nach den Beobachtungen von GRIPP und mir genau nordwestlich. Wo ich das Fallen sah, war es meist isoklinal nach ONO gerichtet. Diese paläozoische Zone hat hier eine Breite, die ich auf weit über 10 km schätze.

7. Auch zwischen dem Kara dag und dem Gneis der Rhodope zeigen sich eingeklemmte Reste mesozoischer Gesteine. GRIPP fand sogar noch einen Zug von Flysch mit Orbitoiden — einer Foraminiferengattung, die in den Oberkreideschichten der Vardarzone ungemein häufig ist. Nordöstlich davon liegt ein Serpentin-vorkommen bei Lojane, nordwestlich von Kumanovo, das ich gemeinsam mit Prof. ERDMANNSDÖRFFER und Bergdirektor HOPPE besichtigte. Der chromerzführende Serpentin, in dem übrigens Gabbro- und Anorthositgänge auftreten, wird auf seiner Ostseite von einem rötlichen Porphyр begleitet, der mich an jenen des südlichen Vardargebietes erinnerte und wohl auch als jüngerer Nachschub aufzufassen ist. Ein sehr steil stehender, NW-streichender Streifen von korallenführenden hellen Kalken in Begleitung eines nordöstlich anschließenden Bandes schwärzlicher Tuffschiefer und Sandsteine trennt die erwähnten Eruptivgesteine von einem zweiten Serpentinzug. Die eingeklemmten Sedimente sind jünger als der letztere, da sie Gerölle von ihm in den Basislagen einschließen (Beobachtung von Dr. GRIPP). Im Kalk konnte der letztgenannte Geologe Milioliden, Hydrocorallier, *Diplaraea* sp., *Convexastraea* sp., Crinoiden, Echinoiden, Chamiden und Gastropoden nachweisen. Die Korallen verweisen durch ihre Verwandtschaft auf Stramberger Schichten. Damit ist auch die nahe Beziehung zu den Kalken der Demirkapu-Schlucht am Vardar gut begründet. Der erwähnte östliche Serpentinzug wird entlang einer gut aufgeschlossenen, steil stehenden NW-Störung gegen ein Gebiet feinkörniger Granite mit roten Aplitgängen begrenzt. Zweifellos ist man nicht mehr weit entfernt von dem vorhin beschriebenen Granit- und Gneisgebiet des Morava-Berglandes, das ich auf der Fahrt Tabanovce—Gnilan querte (Rhodopezone).

C. Die Vardarzone zwischen dem Becken von Üsküb und der Ebene von Saloniki

Südlich der Neogenmulde von Üsküb tritt die Vardar-Zone in ausgezeichneter Form an die Oberfläche und wird durch das lange Anhalten ihrer steilen, im Gelände schön heraustretenden Gesteinszüge und durch die Mannigfaltigkeit der letzteren das interessanteste Glied des mazedonischen Gebirgsbaues. Der Grundplan läßt sich mit wenigen Worten darstellen: im Westen liegt der auf das pelagonische Massiv transgredierende, aber tief eingefaltete Kreidezug mit etwa 5—10 km durchschnittlicher Breite. Daran grenzt im Osten ein Schuppengebiet mit keilartigen Trias-Jurakalken und deren Begleitgesteinen; dann folgt eine geschlossene Zone der altpaläozoischen Gesteinsserie. Alles wird durchzogen von langen Lagerzonen von Serpentin und Gabbro. Es ist kaum ein nennenswerter Unterschied zwischen einem generellen Profil durch die Vardar-Zone von Veles und jenem von Priština vorhanden.

Der ganze Gürtel erscheint schmaler, als er tatsächlich ist, weil sein östlicher Abschnitt bis zur Rhodope zu einem beträchtlichen Teile von transgredierenden Schichten des Oligozäns und des limnisch-fluviatilen Neogens verhüllt wird. Erst im südlichen Mazedonien ist die Grenze in größerer Ausdehnung wieder freigelegt.

a) Der Oberkreidezug am Westrande der Vardarzone südlich von Üsküb

Diese Schichtenreihe stellt ein so auffallendes Grenzband auf der Westseite der Vardarzone dar, daß ich sie in meinem Vorbericht als eine der letzteren gleichwertige, besondere Einheit behandelte. Ich halte es jetzt aber doch für zweckmäßiger, sie nur als Unterzone aufzufassen, besonders im Hinblick auf die mehrfache Verzahnung, die wir im nördlichen Abschnitt des Gebirges kennen lernten. Eine zusammenfassende Betrachtung dieses Bandes möge aber trotzdem vorausgeschickt werden, um die Darstellung des Baues der östlichen Gebirgsglieder zu entlasten und zu vereinfachen.

Die Verbindung mit den gleichaltrigen Schichten am Lepenacflusse und am Kara dag muß eine ununterbrochene sein, denn wir

sehen diese am Nordrande des Tertiärbeckens von Üsküb untertauchen und in ihrer Verlängerung die geschlossene Reihe der südlichen Vorkommnisse emporsteigen.

Am Ostrande des Vodno, oberhalb der Stadt Üsküb, gehen die Kreideschichten mit einer der schönsten Diskordanzen, die ich kenne, quer über die Phyllit-Marmorbänder hinweg. Letztere fallen mit großer Regelmäßigkeit $50-60^{\circ}$ NNO, während sich die Oberkreide etwa $30-40^{\circ}$ nach SO neigt. Man kann bei Sopište auf der Südostseite des Vodno Aufschlüsse sehen, in denen sich die Basalkonglomerate der Kreide, bestehend aus Quarz-, Phyllit- und Marmorgeröllen, mit einem kalkigen Bindemittel voller Radioliten, Orbitoiden und Actaeonellen quer über die steilen Schichtköpfe der alten Serie legen, so daß man Handstücke von der Grenze schlagen kann. Unreine fossilreiche, sandige graue Kalke in Wechsel mit mergeligen Bändern und Sandsteinen bilden die folgenden Schichten. Bei einigermaßen sorgfältiger Sammeltätigkeit würde man hier eine ziemlich gute Fauna zusammenbringen können. Ich begnügte mich mit dem Auflesen von *Hippurites Oppeli*, einem Radioliten aus der Gruppe des *R. Mortoni* und von Actaeonellen. Auffallend ist die Häufigkeit von Orbitoiden. Von dem Eozän, das CVIJIC in der Nähe angibt, habe ich und Dr. GRIPP, obwohl die Stelle von uns genau untersucht wurde, nichts gesehen. Ich vermute, daß es sich um eine Verwechslung mit den foraminiferenführenden Schichten der Oberkreide handelte.

Eine nicht sehr mächtige Neogenbedeckung im Markovatale südlich von Üsküb trennt auf eine Strecke von etwa 10 km die Kreideaufschlüsse des Vodnohangs von den ihnen völlig entsprechenden auf der Ostseite der kristallinen Gebirge Westmazedoniens. Diese bilden nun ununterbrochen deren Begleitung bis zur Ebene westlich von Saloniki.

Am Ostgehänge der Kitka liegen über dem Granit und Gneis die basalen Gosauschichten, an einer Stelle mit einer Lage voll *Actaeonella gigantea*. Das Profil setzt sich in dem mehrere Kilometer weiter südlich aus dem Hochgebirge austretenden Kadinatale fort. Arkosen mit gerundeten Gneisblöcken, fest auf der kristallinen Unterlage klebend, leiten die transgredierende Gruppe ein. Sie gehen über in glimmerige Sandsteine und Flyschmergel, denen einige etwa 1 Dutzend Meter mächtige Felsbänke von brecciosen Kalken mit Radioliten und Orbitoiden eingebettet sind. Weiter im Hangenden treten die Einlagerungen vom Gosautypus

allmählich zurück und es herrscht der Habitus des Flysch. Obwohl nordöstliches Einfallen fast allgemein ist, besteht zweifellos mehrmalige Faltenwiederholung. An der Babunastraße von Veles nach Prilep sieht man hinter Kilometer 4 ausgezeichnete Faltenbilder, die durch den Einschnitt des Tobolkaflusses bloßgelegt sind.

Sehr schöne Profile durch einen beträchtlichen Teil der Zone bietet auch die Straße Gradsko—Prilep in ihrem Abschnitt durch die Rajacschlucht. Auch hier sind die Faltenbilder z. T. modellartig schön. Die Schichten sind teils quarzreiche Konglomerate und Quarzsandsteine mit Quarzadern, teils zähe graue Tonschiefer und graue oder bläuliche flatschige Kalkschiefer, sowie unreine

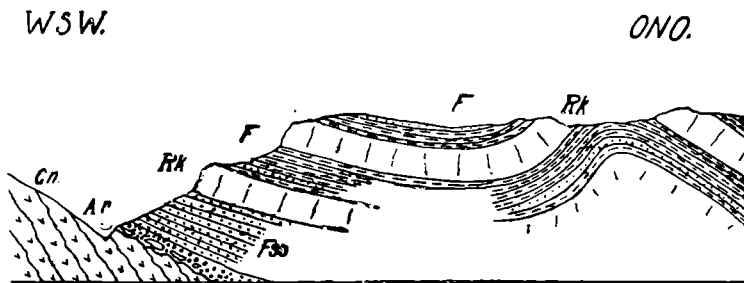


Fig. 8. Profil durch die Auflagerung der Oberkreide auf dem Granitgneis des Kadinatales bei Tišovica. (Aus den Berichten der math.-phys. Kl. der Sächs. Ges. der Wiss. Leipzig, Bd. LXX, 1918; KOSSMAT.)

Gn = Muskovitreicher Granitgneis des pelagonischen Massivs; *Ar* = Arkose mit Quarzbrocken und Gneismaterial; *Fss* = glimmeriger Flyschsandstein; *F* = Wechsel von Flyschmergel und Sandstein; *Rk* = Radiolitenbreccienkalk.

dünnbankige Kalke von sandiger Beschaffenheit. Gelegentlich sind Quarz- und Marmorgerölle auch in den Kalken enthalten. In der weiter talabwärts folgenden „Dolenja Klisura“ (von den deutschen Truppen die große Adlerschlucht genannt), westlich von Drenovo, treten zwei durch ein Flyschband getrennte, steil ostfallende Kalkzüge auf, die wahrscheinlich eine tektonische Wiederholung darstellen. Bei ihnen ist die Zugehörigkeit zum tieferen Mesozoikum nicht unmöglich, da in der südlichen Fortsetzung Triasklippen auf ähnliche Weise durchspießen. Die Abgrenzung zwischen Kreide und älterem Mesozoikum dürfte in diesem Abschnitt nicht immer einwandfrei sein, da sämtliche Schichten stark gepreßt sind. Zahlreiche Nerineenanwitterungen fand ich auf einer Kalkschieferbank am südlichen Talgehänge gegenüber der Etappenstation Drenovo.

Eine ausgezeichnete Entwicklung der oberen Kreide legt das Černaprofil in der Umgebung des Pološkoklosters bloß. Es sind diese Schichten durch steil eingefaltete Züge von älterem (triadischem) Dolomit und Kalk in drei Streifen zerlegt, die faziell und faunistisch noch in jeder Weise den 70 km weiter nördlich liegenden Ablagerungen des Kadinaprofils entsprechen (vgl. Fig. 13).

1. Der westlichste Zug grenzt im Černaprofil an das kristalline pelagonische Massiv; nur entwickelt sich hier eine lokale Störung, an der südlich von Galište ein schmaler Serpentinstreifen zwischen beiden Gruppen sichtbar wird. Die Gerölle des Serpentin finden sich bereits in den ersten Flyschbänken. Fossilien sind besonders zahlreich in dem von Galište zur Černa herabführenden Tale. Es handelt sich um Actaeonellen, Radioliten und Hippuriten. Die Schichten streichen fast senkrecht aufgerichtet durch die schmale Černaschlucht, und zwar ragen die härteren Bänke, durch Erosion geschlitzt, wie Späne aus dem mit Gestrüpp bedeckten Steilhang heraus.

2. Auch der mittlere, auf beiden Seiten durch Triasdolomitrücken eingefasste Flyschzug des Černaprofils steht noch steil.

3. Das östliche Band der gleichen Schichten hat mehr den Typus einer Mulde mit synklinalem Fallen der beiden Flügel. Die Basalkonglomerate liegen hier auf Triaskalk und Dolomit und führen sowohl Gerölle aus diesem wie auch aus den paläozoischen Schichten. Fossilienreste, und zwar Chamidenschalen, sind schon in den unteren Lagen vorhanden. Die Kalkbänke dieser Kreideschichten bilden bastionenartig herauswitternde Felsriffe, die besonders talaufwärts vom Pološkokloster eine ausgezeichnete, nach Westen überliegende Faltung zum Ausdruck bringen. Das Landschaftsbild erinnert in verblüffender Weise an die malerische Isonzoschlucht bei Santa Lucia. Von besonderer Wichtigkeit war mit die Auffindung einer Lage von konglomeratischem Kalk mit guten Caprinenquerschnitten, die eine Abrollung zeigen wie in den ähnlichen Gesteinen am Isonzo. In beiden Fällen fand eine Umschwemmung schon während der oberen Kreide selbst statt, so daß wir z. B. in derartigen Schichten neben Caprinengeröllen scharfe Hippuritenreste im Bindemittel finden. Sicher ist, daß der Caprinenhorizont (= cenoman-unterturone Schiosistufe der Südalpen) hier entwickelt war, was die Transgression bis an die Basis der oberen Kreide herabrückt. In den Trümmern einer frühchristlichen Basilika der Ruinenstadt Stobi an der Černamündung bei Gradsko

hatte ich schon vor meinem Besuch der Schlucht einige Säulen gesehen, die aus schön gezeichneten Caprinenkalken bestanden. Da im weiten Umkreis der Stadt diese Schichten überhaupt fehlen, dürften die betreffenden Fossilienmarmore wahrscheinlich durch Flößen aus der sonst für den Transport unzugänglichen Černaschlucht herausbefördert worden sein.

Nur in den Einzelheiten der tektonischen Zersplitterung wechselnd, geht das geschilderte Schichtsystem zur griechischen Grenze weiter. Nordöstlich des im Kriege oft genannten Dobropolje legen sich die Basalkonglomerate am östlichen Kozjakgehänge auf den Gneis der sog. Elenschuppe und verschwinden mit dieser unter der mit Urwald bedeckten Andesitmasse der Kravica usw. Diese Eruptivlandschaft liegt auf einem enormen Riß, der schräge durch den bisherigen Verlauf der Vardarzone geht. An seinem jenseitigen Rande grenzt der SSW streichende, steil stehende Kreidekalk der Dudica die vulkanischen Gesteine gegen die alte Schiefermarmorserie des Malarupa-Portakammes ab. Einzelne abgerissene Kreideschollen stecken mit scharfen Umrissen inmitten der Durchbrüche. Die sandige Fazies tritt an der Dudica völlig zurück gegenüber der Rudistenkalkentwicklung, die z. B. den 2169 m hohen Gipfel aufbaut.

Die steil aufgerichteten Kalkschollen ziehen hangabwärts in das Moglenabecken, tauchen unter dessen jüngere Ausfüllungen und erscheinen wieder auf der gegenüberliegenden Seite, die während des Krieges vom Feind besetzt war. Wir wissen aber durch Untersuchungen von CVIJIĆ und OESTREICH, daß der hier aufragende Nisi dag in der ganzen Strecke zwischen dem See von Ostrovo und der Stadt Vodena aus Kreideschichten besteht, die nach der Beschreibung völlig identisch sind mit den weiter oben geschilderten Ablagerungen des Kadinaprofils. Die flyschähnlichen klastischen Ablagerungen zwischen den Radiolitenbänken spielen auch hier wieder eine große Rolle, was wahrscheinlich mit der Nähe des Kaimakčalankammes zusammenhängt, an den sich die ganze Folge anlagert. Serpentin wurde bei Ostrovo und Vodena inmitten dieser Region aufgefunden und tritt wahrscheinlich in genau der gleichen Weise zutage wie an der Černa oder an der Topolka.

Nun haben wir den Westrand der Ebene von Saloniki erreicht; aber der bisher verfolgte Zug ist zweifellos auch hier nicht zu Ende. Nach den Untersuchungen von CVIJIĆ zieht östlich

des thessalischen Olymp, der als Triasscholle auf altem Grundgebirge manche Ähnlichkeit mit dem Jakupicagebirge hat, das gefaltete Band von Litochori durch. CVIJIĆ beschreibt es als ein schmales Gebiet flyschähnlicher Gesteine, Serpentinschiefer und Serpentine. Auch tonige bläuliche Kalke und Hornsteinkalke bilden Einschaltungen. Unbestimmte Fossiliendurchschnitte wurden bei Litochori gesehen. Die Schilderung dieses nördlich bis nordwestlich streichenden Streifens erinnert mich ungemein an die Kreide und ihre Begleitschichten in der Umgebung von Drenovo. Wir können somit von Üsküb bis nach Thessalien ein und denselben tektonischen Leitzug festhalten und es ist höchst wahrscheinlich, daß der geradlinige Verlauf der hellenischen Ostküste von hier bis zur Halbinsel Magnesia der Grenze dieser weichen Schichten gegen das westlich davon aufragende Gneisgebirge folgt.

b) Die Schuppen der Subzone von Veles—Alchar

Die starke Längszerschneidung dieses Gebirgsabschnittes bringt es mit sich, daß bei großer Beständigkeit des allgemeinen Baues die Einzelheiten beträchtlichen Veränderungen im Streichen unterworfen sind. Felsriffe von Kalken mesozoischen Alters (Trias, Jura), dunkle ophiolithische Gesteinszüge schieben sich ein und keilen wieder aus, so daß es sorgfältiger Begehungen bedarf, um die Lokaltektunik zu klären. Soweit die Ungenauigkeit der topographischen Unterlage es zuließ, habe ich dies während meines Sommeraufenthalts im Jahre 1918 noch versucht. Die Fossilienarmut der vorkretazischen Bildungen Mazedoniens macht es oft schwierig, bei einzelnen Kalkriffen die Entscheidung zu treffen, ob es sich um ältere oder jüngere Kalke handelt. Die Kristallinität ist Schwankungen unterworfen und daher nicht immer als stratigraphischer Maßstab zu bewerten.

In der Schilderung werde ich wieder die typischsten Profile von Norden nach Süden fortschreitend kurz darstellen, um das Beobachtungsmaterial wenigstens so weit zu verwerten, als es im Rahmen einer zusammenfassenden Darstellung möglich und wünschenswert ist.

Das Pšinjaprofil (vergl. Fig. 9)

(Erstes Auftreten der Schuppenzone südlich des Beckens von Üsküb)

Die Szenerien beiderseits des Pšinjafusses, talaufwärts von seiner Einmündung in den Vardar bis zu der heißen Quelle von

Katlanovo, gehören zu den besonders malerischen Stellen der Vardarzone. Sie bieten durch den reichen Wechsel der Gesteinsfarben, sowie durch die scharf gezeichnete kahle Felslandschaft, in der die einsamen Klöster Bogorodica und Sv. Jovan eingebettet sind, einen fremdartigen Reiz. Vom Vardar ausgehend quert man an der Ostgrenze des im Vorhergehenden beschriebenen 70° ONO-fallenden Kreideflysch eine mit Kalzit ausgefüllte ebenso geneigte Überschiebungskluft und tritt damit in die Schuppenzone ein.

1. Das erste den Flysch anormal überlagernde Gebirgsglied ist ein steil aufgerichteter plattiger Kalk, der von einem etwa 10—15 m mächtigen Gabbrolager durchsetzt und z. T. zu Kalksilikatfels umgewandelt ist. Dem Habitus nach erinnert er an den mesozoischen Kalkzug, der in der streichenden Fortsetzung nach SO die gleiche Grenzstellung einnimmt (Hornsteinkalk von Ele-Novodica westlich von Veles).

2. Es folgt eine mehrere hundert Meter breite Serpentinpartie, in der bei Station Karabunište weiße, mehrere Dezimeter bis über 1 m mächtige Gänge von amorphem Magnesit auftreten. Vielleicht würde er wegen der Nähe der Bahn eine Ausbeutung gestatten.

3. Eine schroffe Felsklippe von splitterigem weißem Kalk, identisch mit dem im nächsten Profil zu erwähnenden Megalodontenkalk, tritt als ein beiderseits auskeilendes Lager ein.

4. Es schließt sich daran eine sehr bunt gemischte Gesteinsmasse: verquarzte Sandsteine, graue Kieselgesteine, Tonschiefer, roter Jaspis, etwas Hornsteinkalk und einige schmale Lager von verquetschtem Serpentin. Man ist hier in einer stark zerrütteten Aufbruchzone, die im Streichen nach SO vorwiegend aus paläozoischen Schiefen und Grauwacken mit Serpentin- und Gabbrodurchbrüchen zusammengesetzt ist.

5. Östlich des Steilhanges von 4 streicht eine in langer Erstreckung geschlossene Kalkmauer durch. Zunächst sind es massige helle Kalke, die in Verband mit den Megalodontenkalken der weiter südlich gelegten nächsten Profillinie stehen. Sie werden auf der Ostseite sofort begleitet von einem ebenfalls fast senkrecht aufgerichteten Hornsteinkalk und Kalkschiefer, der zweifellos der sog. Schiefer-Hornsteinformation angehört. In eine Nische dieser Felswand ist auf der rechten Seite der Pšinja das kleine Kloster Bogorodica eingebaut.

6. Es folgt eine neue, fast senkrecht stehende, streichende Störung. Schwarze glimmerige Tonschiefer und tiefrote Sandstein-

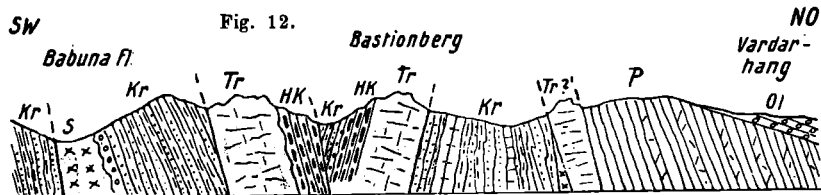
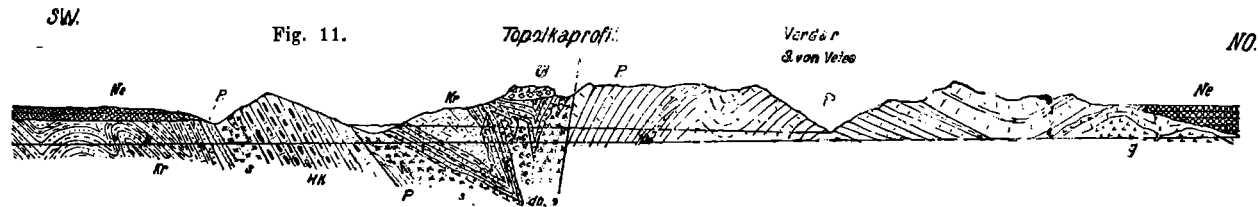
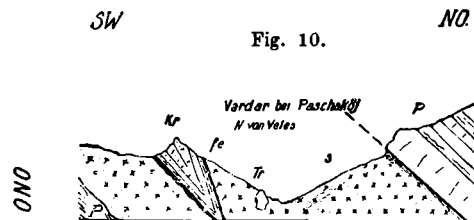
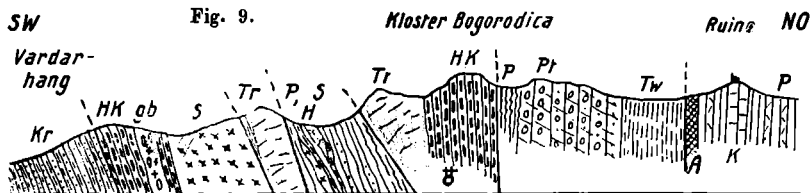
schiefer legen sich unmittelbar an den Hornsteinkalk in einer Breite von einigen Zehnern von Metern. Sie werden gegen Osten abgelöst durch schroffe felsbildende Quarzkonglomerate mit eingebetteten Geröllen von altpaläozoischen Serizitschiefern. Die schon durch die Fazies angeregte Vermutung, daß es sich um Rotliegend handle, wird noch dadurch gestützt, daß sich bei weiterer Verfolgung des Profils ebenfalls steilgestellte sandig-glimmerige; bräunlich-graue Schiefer und wulstige, glimmerige Kalkschiefer anschließen. Auf den Schichtflächen der letzteren fand ich angewitterte kleine Myophorien, die so sehr der *Myophoria costata* der untertriadischen Werfener Schichten gleichen, daß die Parallelisierung mit diesen gerechtfertigt ist.

7. Ein neuer streichender Verwurf bringt uns in eine völlig andere Gesteinsgruppe. Wir finden sofort östlich des Werfener Zuges einen mit schwarzen serizitischen Quarzphylliten verbundenen Plagioklas-Amphibolit und sind damit in der Veles-Serie angelangt. Nun folgt eine Marmoreinschaltung der anderen. Die zwischenliegenden Schichten sind die wohlbekannten Serizitphyllite, ferner helle, plattige Serizitquarzite und glimmerige Grauwackenschiefer, Amphibolschiefer schieben sich zwischen diese Sedimente ein.

Das übergreifende Oligozän und die neogenen Schotter, über welche die Fahrstraße Veles—Üsküb führt, verdecken auf den Anhöhen die alte Unterlage. Doch entlang der Pšinja kommt diese bis über Katlanovo hinaus zum Vorschein und bildet die steilen Kahlwände.

Die altpaläozoische Zone ist hier also die einzige, die eine große Breitenstreckung aufweist. Sie ist unzweifelhaft die unmittelbare streichende Verlängerung des nördlich von Üsküb aufragenden Karadag und bildet den Leitzug für die Ostflanke der Vardarzone. Die basischen ophiolithischen Gesteine und die mesozoischen Kalke sind hauptsächlich an der Grenze gegen die Kreide-Subzone entwickelt und in hohem Grade durch Störungen zerschlitzt.

Sieht man von den verwirrenden Details ab, so ergibt sich eine verhältnismäßig einfache vorgosauische Anordnung: nämlich eine Einmündung mesozoischer Sediment- und Eruptivgesteine über einer aus der Veles-Serie gebildeten Unterlage. Diese Gesteinsfolge nahm den Raum zwischen den schon in der Kreidezeit bloßgelegten Grundgebirgsaufwölbungen des pelagonischen Massivs und der Rhodope ein. Erst die nachgosauische Tektonik



P = alpaleozoische Veles-Serie, Pt = Permische Sandsteine und Quarzkonglomerate, Tw = Werfener Schichten; Tr = Triaskalke; HK = Hornsteinkalke, H = Jaspis-schichten, ab = Diabas, gb = Gabbro, s = Serpentin, g = Granit O. von Veles, Kr = Transgredierende Oberkreide, fe = oolithische Eisensteine in der Oberkreide, Ol = transgredierendes marines Oligozän, Ne = fluviales Neogen.

Fig. 9—12. Profile durch die Vardarzone S. des Beckens von Üsküb.
(9 = Pšinja-, 10 = Paschakoj-, 11 = Topolka-, 12 = Babuna-Profil).

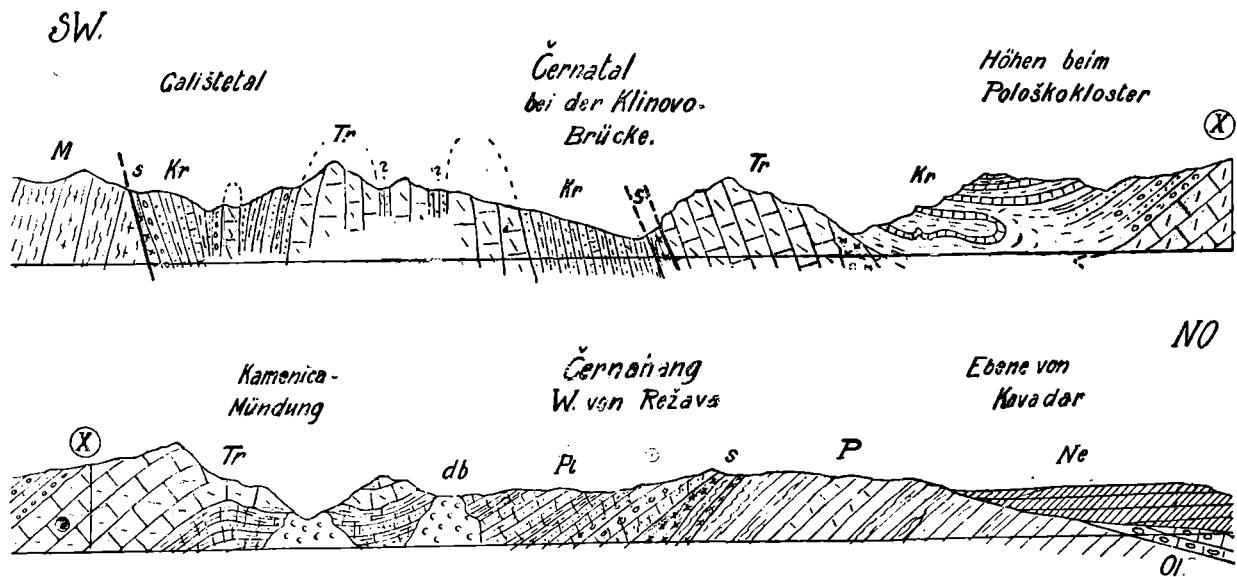


Fig. 13. Profil durch die Černaschlucht zwischen der Umgebung von Galište und dem Neogenbecken von Kavadar.

M = metamorphes Grundgebirge (Granitgneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Marmore), *P* = altpaläozoische Veles-Serie, *Pt* = vermutlich permotriadische Quarzsandsteine, Konglomerate und sandigglimmerige Schiefer, *Tr* = Triaskalke und Dolomite, *db* = Diabas, *s* = Serpentin, *Kr* = transgredierende Oberkreide, *Ol* = transgredierendes marines Oligozän, *Ne* = fluviatiles Neogen.

Anm.: Fig. 10, 11, 13 aus den Berichten der Math.-phys. Klasse der Sächs. Ges. der Wiss. Leipzig, LXX. Bd., 1918 (Kossmat).

hat die intensive Zusammenpressung und Zerschlitzung des Muldenzuges gebracht, so daß wir nun eine ganze Reihe mehr oder minder schmaler, zerrissener Bänder vor uns sehen. Dieses Bild bleibt auch für den weiteren Verlauf bestehen.

Im allgemeinen kann man das Pšinjaprofil für die Umgebung der ganzen Bahnstrecke vom Rand des Beckens bei Üsküb bis nach Veles gelten lassen. Als wichtig möchte ich nur hervorheben, daß ich in der Nähe von Novačani in dem Kalkriff, welches Nr. 5 des ersten Profils entspricht, eine größere Zahl von kleinen Megalodontenanwitterungen fand. Schräge durch das Riff setzt ein Gangstock von Amphibolgabbro, der am Salband stark eisenschüssig zersetzt ist. Silikatfelse fand ich am Kontakt nicht, doch sind erfahrungsgemäß die Kontaktbänder an diesen basischen Gesteinen selten durch tiefer greifende Metamorphoseerscheinungen ausgezeichnet.

Profil von Paschaköj nördlich von Veles

(vergl. Fig. 10)

Gleichgeblieben mit dem vorhergehenden Profil ist hier der auf den westlichen Flysch überschobene Zug der Hornsteinkalke, der auch noch die Kuppe von Elenovodica westlich von Veles bildet und auf seiner Ostflanke in weiße dichte, massige Kalke von Triashabitus übergeht. Östlich davon folgen dunkle paläozoische Tonschiefer. Letztere sind oft verkieselt, wahrscheinlich in Zusammenhang mit Intrusionen der Gabbros und Serpentine, von denen sie reichlich durchsetzt sind. Die Gabbros gehören der schlierig streifigen, amphibolführenden Abart (uralitisiert) an; der Serpentin herrscht aber im allgemeinen vor. Er schließt oberhalb der Station Paschaköj eine mitgerissene Kalkscholle ein, die in die Fortsetzung des Triaszuges von Novačani fällt und vielleicht ein abgerissenes Fragment von ihr ist. Die Serpentinzone hat bei Paschaköj eine beträchtliche Breite von schätzungsweise 2 km und reicht bis auf das östliche Vardargehänge, wo sie von der 40° — 45° ONO-fallenden Phyllit-Grauwacken-Marmor-Serie entlang einer ausgezeichnet aufgeschlossenen Überschiebungsfläche überlagert wird.

Mitten in dieser Serpentinzone ist auf dem westlichen Vardargehänge oberhalb der Eisenbahnstation eine nach Westen überkippte Synklinale transgredierender Oberkreide eingefaltet. Sie ist kaum mehr als 100 m breit und zeigt auf beiden Flügeln die klastischen Basalbildungen. Der Serpentin ist in der Nähe der Grenze wabig verwittert und wurde von einem Eisenpisolith über-

lagert. Das Erz ist identisch mit jenem von Gračane nördlich von Raduše und hat eine Mächtigkeit von mehreren Metern. Es zeigt gleichfalls stark magnetische Beschaffenheit bei schaliger Struktur der hirsekorn- bis erbsengroßen Körner, die zweifellos ursprünglich ganz aus Limonit bestanden. Vielleicht handelt es sich in beiden Fällen um Dehydratisierung durch thermische Einwirkungen in der nach-ophiolithischen Zeit. Die Vergesellschaftung des Erzes mit eisenschüssig erdigen Verwitterungsprodukten der unterlagernden Serpentine zeigt, daß es ursprünglich sedimentär auf dessen zersetzter Oberfläche gebildet wurde. Stellenweise sind auch normale Basalkonglomerate der Gosau in Verbindung mit diesen eisenschüssigen Schichten entwickelt. Sie enthalten Gerölle von Schiefer-Hornsteinkalk und zersetztem Serpentin. Im stratigraphischen Hangenden der Basalzone bilden sich unreine, sandige Kalke und bröcklige Mergel mit Chamidenresten aus.

Wir haben hier die nördliche Ausspitzung einer langen Kreideeinfaltung vor uns, die südwestlich von Veles im Topolka-Profil breit entwickelt, aber ohne Eisenerzeinschaltung, auf die basischen Gesteine transgrediert.

Die östlichste Kreideeinfaltung des ganzen Gebiets fand ich noch in der oben erwähnten, aufgeschobenen Phyllit-Grauwacken-Marmorzone an der Straße Veles—Üsküb nördlich von Paschaköj. Auch sie ist nach Westen überkippt und besteht aus mergeligen Kalken mit Quarzkörnern, Chamiden- und Ostreenresten. Ein grünlicher Sandstein, wohl das Umschwemmungsprodukt basischer Eruptivgesteine, trennt sie von einer schmalen, mitten im alten Gesteinszug auftretenden Serpentinpartie.

Als sich die Kreide in der Vardar-Zone ablagerte, muß wohl die Decke der basischen Eruptiva einen erheblichen Teil der Oberfläche eingenommen haben, da die Transgression mit Vorliebe, aber keineswegs ausschließlich, auf diesen Bildungen liegt.

Die Profile in den Tälern der Topolka und Babuna südwestlich von Veles

(vergl. Fig. 11, 12)

Im Profil von Paschaköj nördlich von Veles sind die Zonen westlich des paläozoischen Hauptbandes größtenteils verdeckt durch die basischen Eruptiva. Sogar eine oberkretazische Einmündung ist noch von der Denudation verschont geblieben. In den Profilen westlich und südwestlich von Veles geht diese Erscheinung, die mit der tiefen Lage dieses Teiles der Schuppenzone zusammen-

hängt, weiter. Im Topolka-Profil z. B. ist zwischen dem westlichen Hornsteinkalkzug und der östlichen paläozoischen Einfassung fast die ganze Breite durch die eingefalteten Gosau-Flyschschichten eingenommen. Nur die basischen Eruptiva, nämlich Serpentin- und Olivin-Diabas, tauchen darunter, wie das Profil Fig. 11 (S. 102) zeigt, empor.

Südlich der Topolka besteht die Vardar-Z. für eine kurze Strecke in der Hauptsache aus dem Gosau-Flyschbände und aus der östlich angrenzenden paläozoischen Zone. Die Keile älteren Mesozoikums beschränken sich hier in der Regel auf schmale Streifen ophiolithischer Gesteine. Der westliche Kalkzug (v. Elenovodica) dürfte aber wohl noch durchlaufen und nur vom Tertiär verdeckt sein, denn in den schönen Aufschlüssen an der Babuna-Schlucht erscheinen mitten in der Oberkreide schmale felsige Züge aus massigem hellem Kalk (Trias) und hornsteinführenden Schichten, die teils von Störungen begrenzt, teils noch von den anhaftenden Basalkonglomeraten der Gosau begleitet, emporstehen. Rote Radiolarite mit zahllosen Radiolarien sind in den Schieferhornsteinschichten vorhanden. Sie geben die Gewähr, daß wir tatsächlich noch im Mesozoikum stehen. Auch in diesen Profilen zeigt sich die starke Zerschlitung der Gesteine zu steil aufgerichteten schmalen Streifen. Wieweit sie geht, ersieht man auch daraus, daß sogar noch mitten im östlichen paläozoischen Zug eine neue, steil zwischen Störungen eingezwängte Serpentinlage durchgeht, die sich in der Richtung nach Süden zu einem mächtigen Bande entwickelt.

Die paläozoische Hauptzone im Osten des Schuppenzuges ist durch eine sowohl an der Topolka, wie an der Babuna voll aufgeschlossene Längsverwerfung gegen den Serpentin abgeschnitten. Die Schichten stehen an ihr fast senkrecht oder fallen steil SSW. Das Profil Topolka-abwärts bietet einen ausgezeichneten Einblick in den Bau der paläozoischen Veles-Serie. Die Marmorlager, von dünnen Bänken angefangen bis zu mächtigen bergbildenden Zügen, beherrschen besonders den höheren Teil der Schichtfolge, fehlen aber im ganzen Profil nicht, vermutlich weil es nicht bis in die tiefsten Horizonte hinabreicht. Die schiefrigen Gesteine sind in der Hauptsache dunkle Quarzphyllite mit eingeschalteten quarzgeäderten dunklen Kieselschiefern und mit einzelnen Zügen von karbonathaltigen Amphibolschieferu. Die gefalteten und gestreckten hellen Serizitquarzite, oft im Querbruche wie Holz aussehend, gehören hier überall mit zu den Leitgesteinen.

Die Schichtenneigung ist fast durchgehend SW. Man befindet sich im Südwestschenkel einer Antiklinale, deren Achse hier zufällig im Vardar-Tale verläuft. Steigt man von Veles aus durch einen Graben der linken Vardarseite aufwärts (Yenischlucht), so tritt man in den Gegenflügel ein. In den tieferen Schichten des letzteren erscheinen, wie übrigens auch an der unteren Topolka, Grauwackeneinlagerungen, deren eine im letztgenannten Schnitt gröbere Lagen mit gewalzten Quarzgeröllen führt.

Die ganze Veles-Serie zeigt bald stärkere, bald schwächere Spuren der Kontaktmetamorphose, die sich bis zum Auftreten von biotit- und granatreichen Hornfelsen und von Quarz-Granat-Pyroxenfels steigern (Dünnschliffe liegen vor). Die Ursache dieser Erscheinung liegt im Auftreten feinkörniger Biotitgranite. In der Topolkaschlucht fand ich einen Lagergang eines derartigen, etwas porphyrischen Gesteins mitten im Marmor. Er ist durch die nach-gosauische Tektonik stark kataklastisch beeinflusst. Noch schöner sind die Erscheinungen in der Yenischlucht auf der linken Vardarseite, die ich zuletzt gemeinsam mit Kollegen RINNE besuchte. Ein gut aufgeschlossener mittel- bis feinkörniger grauer Biotitgranit vom Typus der Plauš-Granite, durchzogen von rötlichen Aplitgängen, ist hier an der Talsohle unter einer mächtigen Marmor-masse angeschnitten und entsendet lagergangartige Apophysen in letztere oder in deren Zwischenschichten. Silikatfels habe ich an dieser Stelle nicht beobachtet, doch wurde nur ein kleiner Teil des Aufschlusses im einzelnen untersucht. Innerhalb der Lagergänge, von denen einer 5 m mächtig ist, sich aber bald in zwei Äste zerschlägt, ist der Granit (z. T. auch als Granitporphyr ausgebildet) bis zu einem gefalteten serizitischen Augengneis deformiert. Über die Altersfrage dieser Gesteine wird an anderer Stelle gesprochen werden.

In der Strecke zwischen dem Babuna-Profil und der Straße Gradsko—Prilep zog ich keinen Querschnitt durch das ganze Schuppengebiet, konnte aber durch Einblicke von Norden und Osten wahrnehmen, daß eine Veränderung des tektonischen Charakters nicht eintritt. Die östlich des Gosau-Flyschzuges aufragende Klepa westlich der Station Viničani—Gradsko ist ein schroffes Kalkriff, das ich für die Fortsetzung eines der mesozoischen Klippenzüge der Babuna-Schlucht halten muß. Östlich davon breitet sich das steil aufgerichtete Tonschiefer-Marmorsystem, bald ONO-, bald WSW-fallend aus. Es wird der Länge nach von einem breiten

Serpentin- und Diabasgürtel durchspalten, der westlich des Klosters Čičevo durchzieht. Die paläozoische Region ist viel breiter, als sie im Kartenbilde erscheint, da ihr östlicher Teil unter den transgredierenden Tertiärschichten liegt. Man kann am Vardar nördlich von Viničani bloßgelegte, steil SW-fallende Schiefer-Marmorzüge mitten im Oligozängebiet beobachten. Das Südwestfallen macht in der Nähe der Westgrenze des paläozoischen Zuges einer steilen Überkipfung Platz, wendet sich also nach Nordosten. Mit dieser Neigung schiebt sich der westlichste Marmorzug auf die vorliegenden basischen Eruptivgesteine. Das Profil westlich von Gradsko ist somit bis auf Einzelheiten mit jenem nördlich von Paschaköj identisch.

Kontaktmetamorphe Schichten und augengneisähnlich gepressten Granit (Schlucht von Sfikiana bei Gradsko) habe ich auch in diesen Gebieten beobachtet. Es unterliegt keinem Zweifel, daß in der Tiefe unter dem Veles-Zug weithin junge granitische Intrusionen durchziehen, von denen nur die oberen Ausläufer bloßgelegt sind.

Das Černa- und Alchar-Profil

(vergl. Fig. 13)

Schon im Querschnitt des Rajac-Flusses an der Straße Gradsko—Prilep nimmt der in den nördlichen Abschnitten auf einen schmalen Streifen beschränkte mittlere Schuppenzug eine beträchtliche Breite an.

Die Černa liefert von ihrem Austritt aus dem pelagonischen Grundgebirgsmassiv angefangen ein prachtvolles Profil bis zum Tertiärbecken. Glücklicherweise war es mir möglich, mit Unterstützung des Herrn Hauptmann JUNGMANN vom Kriegsgefangenen-Arbeiterbataillon das Černa-Tal noch Anfang September 1918 zu begehen, als eben die Vorbereitungen zum Baue einer bulgarischen Feldbahn getroffen wurden. Herr Kollege RINNE nahm an dieser Begehung teil. Das Profil habe ich bereits in den vorläufigen Mitteilungen 1918 geschildert, wiederhole aber hier die wichtigsten Punkte. Entsprechend der bisherigen Darstellung werde ich auch hier im Westen beginnen, um auf einfachste Weise den Vergleich mit den bisherigen Profilen zu ermöglichen.

1. Der an das pelagonische Massiv angrenzende, bereits S. 97 beschriebene Kreidestreifen wird im Graben von Galište der Länge nach durch einen schmalen, von einer Klamm durch-

schnittenen Zug körniger, weißer Kalke gespalten, die auf der Westseite von Kreidekonglomeraten begleitet werden.

2. Weiter östlich steigt der Hauptzug von Kalk und Dolomit auf. Er ist einige Kilometer breit, fällt an seiner Westgrenze steil in der gleichnamigen Richtung und ragt mehr als 1000 m über die hier in etwa 300 m Seehöhe fließende Černa auf. Wegen der Jugendlichkeit der Talerosion und der Kahlheit des Geländes zeigt das Gebirge jene wild zerrissenen Formen, die uns in den Kalkalpen erst innerhalb der Hochregion begegnen. Wie weit dieser Zug nach beiden Seiten fortstreicht, ist mir unbekannt; er muß aber nach Norden auskeilen, bevor er die Straße Gradsko—Prilep erreicht.

3. Der im Osten angrenzende Flysch wird 4. vom nächsten Kalk- und Dolomitzug überschoben. Dieser hat entschieden das „Triasgepräge“. An der Westgrenze ist in der Umgebung des Klinovostegs ein etwa 100 m dicker Schubspan aus verruscheltem Serpentin und einigen Resten von frischem Peridotit (im Dünnschliff als Wehrlit bestimmbar) mit heraufgerissen und legt sich mit einem etwa 1 m starken Mylonit auf die steil ONO-fallenden oder fast vertikalen Flyschschiefer.

Auf der östlichen Seite des gleichen Kalk- und Dolomit-zuges tritt neuerdings eine Serpentinmasse auf, die von Gabbro (mit feinfaseriger „uralitischer“ Hornblende) begleitet ist. An einer Stelle ist der Durchbruch des erstgenannten Gesteins durch etwas glimmerige Kalkschiefer aufgeschlossen, die unmittelbar am Kontakt eine etwa daumen- bis dezimeterdicke Kalksilikatrinde (mit mikroskopischem hellem Pyroxen u. a.) aufweisen. Ich vermute, daß die in Rede stehenden Schichten zu der zwischen dem Triaskalk und der ophiolithischen Gesteinsgruppe zu erwartenden jurassischen Schiefer-Hornsteinreihe gehören, habe aber dafür keine Belege.

5. Im Osten folgt die bereits S. 97 beschriebene breite Kreidemulde von Pološko mit ihren liegenden Falten.

6. Auf ihrem Ostflügel kommen in normaler Lagerung unter den Basalkonglomeraten der Gosau-Flyschschichten wiederum massige Kalke und Dolomite heraus, die sich durch ihren Gesteinscharakter deutlich genug von den Marmoren der Veles-Serie unterscheiden. Die Zuweisung zur Trias wird hier noch dadurch gestützt, daß im Liegenden rötliche und grünliche, glimmerig-sandige Schiefer, Quarzsandsteine und Quarzkonglomerate von dem bekannten Typus der permotriadischen Serie mächtig emportauchen. Sie stimmen mit dem Verrucano der Pšinja-Schlucht überein. In den tieferen

Partien fand ich außer Geröllen von Quarz auch solche von altem Schiefer und Marmor. Mitten durch die Sandsteine und Konglomerate brechen kuppenförmig die mesozoischen Diabase (mit mikroskopischer Ophitstruktur). Mit südwestlichem, also normalem Fallen legen sich diese Basalschichten des mesozoischen Profilabschnittes auf die Phyllit-Marmorgruppe des unteren Teiles der Černaschlucht.

Wir haben somit im Černa-Profil eine mächtige Entfaltung der an der Vardar-Strecke zwischen Üsküb und Veles angetroffenen mittleren Schuppenzone vor uns. Während sie aber im nördlichen Abschnitt kaum mehr als 2 km breit ist, entwickelt sie sich an der Černa zu einer etwa 10—15 km breiten Region und zeigt dementsprechend großzügigere Verhältnisse. Ihre westlichen Kalk- und Dolomitpartien haben noch mehr oder minder den tektonischen Typus der Keilschuppen wie in der Babuna- und Vardarschlucht. Aber die östlichen entwickeln sich zu einem mehr offenen Faltenbau mit normalem Auftauchen der permotriadischen klastischen Schichten unter den Kalkmassen.

Auf einer Begehung in dem südlich der Černa befindlichen ehemaligen Bergwerksgebiet von Alchar—Rožden nahe der griechischen Grenze konnte ich von hohen Stellen des Gebirgskammes sehen, daß die schroffen Berge der Černa mit jenen von Alchar auch geologisch in unmittelbarem Zusammenhang stehen. So läuft der mittlere der drei Triaskalkzüge (Nr. 4) fast geradlinig, steil ONO-fallend nach Alchar und zeigt an seiner Westgrenze einen hier chromerzführenden Serpentin in genau der gleichen Lage wie an der Černa. Auch das östliche Dolomitgebiet (Nr. 6 der Profilbeschreibung) ist noch östlich von Rožden vertreten und wird hier von einem Serpentinorkommen begleitet; es verschwindet dann aber unter der hoch emporsteigenden Decke des aus Andesitgeröllen bestehenden Neogenschotters. Im Süden stoßen die sämtlichen mesozoischen Streifen von Alchar an die NO-laufende Grenze des jungvulkanischen Gebirges, das hier die Moglenaebene abschließt.

7. Die paläozoische Ostzone ist an der unteren Černa in einer etwa 10 km langen, einige Kilometer breiten Strecke aufgeschlossen. Das Einfallen ist vorwiegend südwestlich gerichtet, so daß die Schichten unter die auflagernden Verrucano-artigen Konglomerate der Triasbasis von Zug Nr. 6 normal einsinken. In der Nähe der Grenze ziehen zwei Serpentinlagergänge durch die hier etwas verkieselten Phyllite. Die allgemeine Schichtfolge vom Hangenden ins Liegende ist in der oberen Abteilung:

Quarzphyllit mit gefältelten und gestreckten hellen Quarzitlagern und einzelnen Marmorbänken,
heller, gestreckter Serizitquarzit,
einige Meter Marmor, im oberen Teile quarzitstreifig,
heller, gestreckter Serizitquarzit,
eine ca. 10 m mächtige Marmorbank,
Epidot-führender Hornblendeschiefer und dunkler Tonschiefer,
einige Meter blautreifiger Marmor.

Die untere Abteilung besteht aus einer hunderte von Metern mächtigen Wechsellagerung dunkler quarzreicher Phyllite und heller feinplattiger Serizitquarzite mit mehreren Hornblendeschieferzügen. Kalke treten hier, ähnlich wie im Kern der Veles-Antiklinale, zurück.

Ein interessanter kleiner Aufschluß kommt weiter talabwärts bei Trstanj nördlich von Drenovo noch inmitten der Tertiärbedeckung durch die Erosion der Černa zutage. Ein verquarzter Tonschiefer und Epidot-Hornblendeschiefer mit einzelnen kristallinen Kalkbänken wird hier von Diabas und Serpentin durchbrochen. Letzterer schließt Kalkschollen ein und zwar in einer Weise, die den Primärkontakt vollkommen deutlich zeigt.

D. Die Aufwölbung des kristallinen Grundgebirges im Mala rupa-Gebiet

Im südlichen Mazedonien erhebt sich rund 20 km westlich der serbisch-griechischen Übergangsstation Gjevčjeli eine geschlossene Gebirgsmasse, die in der Mala rupa (2004 m) und Drena (2061 m) gipfelt. Da diese von mir nur einmal durchstreifte Gegend eine Darstellung durch Dr. K. OSSWALD im zweiten Mazedonienhefte findet, erwähne ich sie bloß soweit, als es zur Verbindung meiner Beobachtungen in Innermazedonien mit denen meiner Arbeitsnachbarn im Bereich der Vardar—Dojranfront nötig ist.

Hat man vom Vardartale aus die etwa 12—14 km breite Anhäufung von Diabasergüssen und Gabbromassen mesozoischen Alters durchquert, so steht man bei Kojnsko am Abbruch eines mächtigen Grundgebirgsgewölbes, dessen Ostseite abgesunken und unter den Eruptivmassen begraben ist. Man steigt von hier zur Mala rupa durch eine glänzend aufgeschlossene Gesteinsfolge, die mit etwa 20—30° westlicher Neigung aus einem Kern von muskowitzreichen Granitgneisen des Babunatypus bis hoch in die marmorreiche Schieferhülle hinaufführt. Zunächst über den Gneisen liegen hier

wie an der Ostflanke des pelagonischen Massivs Gneisglimmerschiefer und normale Glimmerschiefer, bis sich die ersten Marmorlager einschalten. Nun folgt ein Profil, das mich vollständig an die Vodno-Serie erinnert und mit ihr nach meiner Ansicht stratigraphisch ident ist. Die reiche Wechsellagerung umfaßt Knotenglimmerschiefer, Serizitphyllite und gekörnelte Quarz-Albit-führende Chloritschiefer, dazwischen immer wieder kristalline, von Quarzadern durchsetzte Kalke — ganz wie am Vodno. Die mächtigste obere Marmorpartie bildet die steil gegen Osten abbrechenden Schichtköpfe des Mala rupa-Drenakammes. In weiter Flucht sind diese gebänderten Abstürze im Gelände verfolgbar. CVIJIĆ hat südlich des am Fuß der Mala rupa-Berge eingeschnittenen und zum Moglenabecken ziehenden Nontetales eine große Ausdehnung der Glimmerschiefer-Marmorserie im Pajk-Gandačgebirge festgestellt. Er erwähnt dort auch Amphibolite, was die Ähnlichkeit mit der Trojaci-Serie der früher beschriebenen pelagonischen Gegenden erhöht.

Auf der Mala rupa angelangt, hat man gegen Westen noch zu der sanften Kuppe der Porta (2172 m) zu steigen. Man tritt aus dem Hangenden der Mala rupa-Marmore ganz unvermittelt in eine wohl nur scheinbar konkordant auflagernde Serie von wenig metamorphen dunklen Tonschiefern und Grauwacken, die in großer Breite vom Rand des Moglenabeckens heraufziehen und einen Bogen um das kristalline Halbgewölbe der Mala rupa beschreiben, so daß sie schließlich mit einer Wendung zu östlichem Streichen und nördlichem Fallen in das Gehänge nördlich von Kojnsko hineinziehen. Ich hielt zunächst diese obere Gruppe (Porta-Serie) für karbonisch. Wenn man sie aber quert, sieht man die dunklen Tonschiefer mit hellen Serizitphylliten und harten serizitischen Grauwacken, vor allem aber mit zahllosen kristallinen Kalk- und Kalkschieferlagen wechseln. OSSWALD erwähnt in der Porta-Serie auch Grünschiefer und Kieselschiefer, die mir entgingen. Auf meinem Wege nach Norden (über die Iberica) zog ich mehrere Kilometer weit immer durch diese Schichtfolge, die in ihrem oberen Teile sehr an Gesteine zahlreicher Abschnitte der Veleszone, besonders im Gebiete zwischen der Černa und Topolka, erinnert. Ich kenne im dinarischen und westmazedonischen Karbongebiet keine derartige Faziesgruppierung und bin jetzt der Ansicht, daß wir hier das Äquivalent der Veles-Serie vor uns haben. Die unteren Tonschiefer und Grauwacken würden den kalkarmen Hori-

zonten des Černaprofils und der östlichen Ljubotrn-Abdachung sehr gut entsprechen, während die obere kalkreiche Gruppe mit den Schichten der Höhenzüge zwischen dem Topolka- und Černatale zu vergleichen ist. In meinen Notizen habe ich an Ort und Stelle noch aus dem frischen Eindrücke heraus diese Ähnlichkeit besonders hervorgehoben.

Besteht die Parallelisierung zwischen Porta- und Veles-Serie zurecht, dann haben wir im Mala rupa-Profil die schon aus allgemeinen Gründen als wahrscheinlich angenommene Aufeinanderfolge zweier, durch Marmoreinschaltungen gekennzeichnete Schichtengruppe vor uns: nämlich der Vodno- oder Trojaci-Serie, die noch zum kristallinen Gneismantel gehört, und der nicht mehr als regionalmetamorph zu bezeichnenden Veles-Serie. Die Folge dürfte trotz der anscheinenden Konkordanz nicht lückenlos sein. Dies wird schon angedeutet durch die auffallend scharfe Faziesgrenze. Nordwestlich von Kojnsko gewann ich auch den Eindruck, daß dort die Portagrauwacken und Tonschiefer über etwas tiefere Schichten des Mala rupa-Profiles greifen.

Über den Portaschichten liegt nördlich von Kojnsko die helle, zwar nicht marmorartige, aber druckstreifige Kalkmasse des Zweiohrenberges (Bratočilo 1756 m), an die sich weiter östlich noch eine ähnliche anschließt. Ich betrachtete diese Gruppe als eine jüngere, vermutlich triadische Auflagerung. In der Mitteilung von OSSWALD findet sich die Angabe, daß er unbestimmbare Muschelreste darin entdeckte, was die Annahme sehr stützen würde, da im Velespaläozoikum niemals Fossilandeutungen zu sehen sind. Im Liegenden dieser Kalke finden sich über den eigentlichen Portaschichten dunkle glimmerige Schiefer, und harte kantig brechende Quarzsandsteine, die auf einer Alpenweide westlich des Gipfels anstehen. Sie erinnerten mich an das Karbon und Perm. Auch die am Südhang des Zweiohrenberges durchziehenden Porphyroide könnten vielleicht dazu gehören, so daß man das Mala rupa-Portaprofil wahrscheinlich mit Perm und Trias abzuschließen hat, was auch mit den Verhältnissen auf dem abgesunkenen Flügel stimmen würde (vergl. OSSWALD über das Humaplateau).

Gegen Norden taucht die ganze Schichtfolge unter das riesige Diabasegebiet, das sich weiter aufwärts bis nahe an die Demirkapuschlucht erstreckt.

Auf der Westseite versinkt die paläozoische Schieferfolge des Portakammes steil aufgerichtet an SSW-NNO-Brüchen. Wir

treten damit in die bereits beschriebenen Rudistenkalkschollen der Dudica und des Kožuk ein, neben denen die phantastisch herausgewitterten Mauern der trachytisch-andesitischen Gangdurchbrüche emporsteigen. Es ist somit das ganze Gebiet hier in Schollen zerbrochen und jeder unmittelbare Zusammenhang mit den von Üsküb bis Alchar verfolgten paläozoisch-mesozoischen Zügen der Vardarzone zerschnitten.

Die Stellung des Mala rupa-Gewölbes in der Vardarzone

Es erhebt sich die Frage: Wie ist die Mala rupa-Aufwölbung tektonisch zu bewerten? An ihrer Basis beobachten wir das Wiederauftauchen des pelagonischen Grundgebirges und ich äußerte daher in meiner vorläufigen Mitteilung (Sitzber. der Sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig 1918) die Meinung, daß wir es nur mit einem vorspringenden Sporn der pelagonischen Masse zu tun hätten. Dies kann für die vorgosauischen Verhältnisse zutreffen, aber durch die nachgosauischen Störungen ist doch das Mala rupa-Portagebiet in einer Weise gegen Westen begrenzt, daß man es als eine Aufwölbung inmitten der Vardarzone selbst betrachten muß. Vor allem scheint mir jetzt doch ausschlaggebend die Tatsache, daß der leitende Kreidezug westlich der Porta vom Dudicakamme herab zum Moglenabecken streicht und sich hier, wie bereits beschrieben, zum Ostfuß des Olymp fortsetzt. Serpentinpartien wurden von OESTREICH sowohl bei den Dudice-Kolibe (Alpenhütten) als auch bei Ostrovo und Vodena gefunden, so daß alle Merkmale zutreffen und damit die Mala rupa-Portaregion vom pelagonischen Massiv ebenso scharf abgetrennt wird wie dies für die Vardar-Schuppenzone der Fall ist. Eine Unregelmäßigkeit liegt darin, daß die von Andesiteruptionen begleiteten jungtertiären Brüche den ganzen innermazedonischen Leitzug hier wie einen spröden Stab durchgeknickt haben, was sich auch in einer vorübergehenden Veränderung des Streichens (an der Dudica SSW gegenüber dem noch bei Alchar herrschenden SSO-Streichen) ausdrückt.

Somit gehört die Mala rupa zur paläozoischen Ostzone der Vardarregion von Veles und erhält ihre tektonische Eigenart in erster Linie dadurch, daß in ihr das kristalline Grundgebirge zutage tritt, was im bisherigen Verlauf nirgends der Fall war. Das beharrliche SW-Fallen der altpaläozoischen Schichten an der unteren Černa und der Antiklinalbau im Veles-Profil erklären sich nun damit, daß in einer ungefähr SSO-NNW-laufenden Richtung eine

Aufwölbung durchzieht, die aber weiter nördlich nicht mehr so hoch emporragt wie an der Mala rupa. Damit stimmt nun eine Reihe sonstiger Verhältnisse überein. Auf der Ostseite des unteren Vardar finden wir den später zu erwähnenden Plaušrücken, dessen nordöstlich einfallende Schichtenfolge das Bild eines Gegenflügels zu der südwestlich fallenden Serie an der unteren Černa bietet. Auch sie legt im Kern das kristalline Grundgebirge frei. Erklärlich wird durch das breite Anschwellen und hohe Emporsteigen des Mala rupagewölbes auch die auf der Karte deutlich hervortretende Erscheinung, daß die West- und Ostgrenzen der Vardarzone im südlichen Mazedonien nicht mehr parallel laufen, sondern divergieren (man vergleiche den Abstand zwischen pelagonischem Ostrand und rhodopischem Westrand etwa in einer Linie westlich von Štip mit dem beinahe doppelt so großen Abstand zwischen dem Westrand der Belašica und dem Ostabfall des Kaimakčalan). Im Fortstreichen nach Norden spitzt somit das Mala rupa-Gewölbe aus, bezw. taucht tiefer hinab.

E. Das basische Eruptivfeld im Südabschnitt der Vardarzone

Im südlichen Vardarabschnitt tritt, tief zwischen der Mala rupa im W und dem Plauš-Dedeligebirge im O versenkt, ein schätzungsweise 15—20 km breites, 40 km in NW-Richtung langes Eruptivgebiet von Diabasen, Gabbros und ihrem sauren Gefolge an die Oberfläche. Es erstreckt sich nach Nordwesten zweifellos unter dem Tertiär noch ohne Unterbrechung weiter, kommt in dem S. 111 beschriebenen Aufschluß an der unteren Černa zum Vorschein und hängt offensichtlich mit den schmalen Zügen der nach Veles—Üsküb fortlaufenden basischen Eruptiva zusammen. Es ist aber dort wesentlich stärker zerstückelt und steiler gestellt. Das Eruptivfeld am südlichen Vardar, das man nach dem aus ihm aufgebauten Marianska-Hügelland (westlich von Hudova) benennen könnte, wurde von OSSWALD genauer untersucht und beschrieben (vergl. 2. Mazedonienheft).

Die Eruptionen sind jünger als die paläozoischen Schiefer und deren Metamorphose; sie sind auch jünger, als die wohl ziemlich sicher der Trias zugehörigen Kojnsko- und Humakalke (vergl. OSSWALD). Dagegen werden sie von den Demirkapukalken mit einem mächtigen, ausschließlich aus basischem Gesteinsmaterial bestehenden Transgressionskonglomerat bedeckt. In den Demirkapu-

kalken fand ich glücklicherweise Ellipsactinien, Nerineen und Belemniten, die anzeigen, daß als obere Grenze der Eruptionszeit das Tithon in Betracht kommt.

Wie OSSWALD ausspricht, ist das Eruptivgebiet des Marianska-gebirges ein Beleg dafür, daß die Anlage der Vardarzone ein tektonisches Ereignis der Jurazeit ist. Zu einer ähnlichen Auffassung gelangte ich auf Grund anderer Erwägungen in meiner vorläufigen Arbeit 1918 S. 271. Man kann nur auf diese Weise die enge Verknüpfung der Vardarzone mit den mesozoischen basischen Vulkan-Eruptionen erklären, die in den beiderseitigen kristallinen Grundgebirgsmassiven stark zurücktreten und meist sogar völlig fehlen. Die Amphibolite und Grünschiefer in den Schiefer-Marmorserien haben mit den mesozoischen Ophiolithen nichts zu tun, sondern sind in eine weit ältere Periode der Gebirgsgeschichte einzureihen.

F. Der Plauš-Dedelizug

Östlich des basischen Eruptivfeldes des Marianska-gebirges zieht im südlichen Mazedonien auf dem linken Vardargehänge der Plauš-Dedelizug durch, der oberhalb von Demirkapu aus dem Tertiärbecken emportaucht und dann zusammenhängend bis zur Ebene von Saloniki anhält. Seine genaue Untersuchung wurde durch LEUCHS und ERDMANNSDÖRFFER vorgenommen, auf deren im zweiten Mazedonienhefte gebrachte Darstellung verwiesen sei. Ich lernte dieses Gebiet einmal unter Führung von LEUCHS kennen und habe später ein Profil nordöstlich der Etappenstation Hudova begangen, das ich hier beschreibe, da es an das Untersuchungsgebiet der beiden genannten Geologen nach Norden anschließt.

In dem Graben, der von Barakli zum Vardar oberhalb von Hudova herabfließt, sind die Gesteinsfolgen an den kahlen Felshängen und teilweise in der Bachsohle ausgezeichnet bloßgelegt. Unter dem östlichen Randteile des soeben beschriebenen Diabasgebietes, das hier noch in einem schmalen Streifen auf die linke Vardarseite herüberreicht, stehen im unteren Teile des Grabens bereits die ersten Aufschlüsse der Phyllit-Marmorserie an, durchbrochen von einer großen Anzahl von Diabasgängen, die hier in die tadellos erhaltenen und verhältnismäßig flach aufliegenden Eruptivdecken einmünden. Kleine saure Eruptivstöcke, schon durch ihre helle Farbe von weitem auffallend, setzen durch die basische

Gruppe durch. Die von mir mitgenommenen und im Dünnschliff untersuchten Proben eines mit Apophysen den Diabas durchdringenden Stockes bestehen aus einem feinkörnigen, biotitarmen Granit, dessen Klüfte von einem zarten Epidotbelag durchzogen sind.

Talaufwärts der Diabasgrenze steigt das Plaußgebirge mit nordöstlich fallender Schichtung empor. Zunächst sind biotitreiche Schiefergneise, wie sie auch ERDMANNSDÖRFFER und LEUCHS weiter südlich beobachtet haben, aufgeschlossen. Sie werden durchschwärmt von Apliten und feinkörnigen kataklastischen Biotitgraniten mit z. T. 1 cm langen porphyrischen Feldspäten. Es folgen kontaktmetamorphe phyllitische Schiefer und Hornfelse mit Einlagerungen von typischen Serizit-Quarziten, dunklen kohlenstoffreichen, z. T. hell gebänderten Kieselschiefern und Hornblendeschiefern (plagioklas- und augitführend) der Veles-Serie. Eine ausgezeichnete Gliederung des Gebirgshanges wird durch die eingeschalteten Marmorbänder bewirkt, von denen besonders zwei schon von weitem im Gelände auffallen. In einem der letzteren habe ich am Hange nordöstlich von Hudova konglomeratische Partien mit Geröllen verschiedener harter Gesteine gefunden.

Die Schichtengruppierung stimmt mit der von Veles ausgezeichnet überein, nur ist die Injektion, die wir dort verhältnismäßig vereinzelt beobachteten, hier viel bedeutender. Es scheint, daß der ganze Axialteil der Vardarzone in diesen Gebieten über einer granitischen Batholithreihe ruht, die unter ihm emporgepreßt wurde. Ihre Gesteine haben große Ähnlichkeit mit jenen Durchbrüchen, die wir im Diabas sahen, und deren große Bedeutung von OSSWALD im Gebiet westlich von Gjevgjeli zuerst erkannt wurde. Diese Beobachtungen und die daraus zu ziehenden Folgerungen hinsichtlich des jugendlichen Alters dieser Intrusion ermutigen zur Annahme, daß auch die Granite in den alten Gesteinen der Vardarzone von Hudova und Veles erst nach den basischen Intrusionen folgten. Tatsächlich sehen wir sie nie von letzteren durchbrochen. Es wäre auch eigenartig, wenn diese Granite, die innerhalb des basischen Eruptivfeldes von Gjevgjeli so verbreitet sind, dem unmittelbar östlich davon liegenden Teil der Vardarzone fehlen sollten. Vielleicht wird genauere Untersuchung sogar den unmittelbaren Verband beider noch aufdecken, und zwar wäre dies am ehesten bei weiterem Verfolgen des linken Vardarhanges talaufwärts von Hudova zu erwarten. Ich halte die Granite dem-

nach für das saure Gefolge der jurassischen basischen Eruptionen und glaube, daß sie zeitlich ins jüngere Mesozoikum gehören. Die obere Kreide zeigt niemals kristalline Beschaffenheit, während die Triaskalke der Vardarzone einen Habitus aufweisen, der sie von den völlig unveränderten Äquivalenten in den äußeren dinarischen Sedimentzonen fast immer etwas unterscheidet. Es scheint mir daher die Annahme begründet, daß die Intrusion eine Begleiterscheinung der vorgosauischen Faltung war.

Ich werde in diesem Zusammenhange an eine Beobachtung erinnert, die ich vor längerer Zeit im ungarisch-siebenbürgischen Grenzgebirge südlich von Großwardein machen konnte. Hier sind die mesozoischen Kalke und die auf ihnen liegenden mächtigen Bauxitlagerstätten der Gegend von Remeš durch die Wirkung saurer Eruptionen verändert; die Bauxite z. B. zu korundführenden Diasporgesteinen geworden, während die auf ihnen transgredierende Gosau mit Rudisten- und Plagiptychusresten keine Spur einer Veränderung zeigt. Eine spätmesozoische Eruptionsperiode ist hier angedeutet. Zur Gewißheit wird eine solche im nördlichen Kleinasien (KOSSMAT, Geologische Beobachtungen in den Erzgebieten von Trapezunt, Mitt. d. Geolog. Ges. Wien, 1911).

G. Das Intrusivgebiet der Umgebung von Bogoslovac und Štip

Außer Verbindung mit der zusammenhängenden Vardarzone, aber in der ungefähren nordwestlichen Verlängerung des Plaußzuges, erhebt sich 18 km östlich von Veles aus den marinen Oligozänschichten der Bergrücken des Bogoslovac (880 m) und weiterhin das Granitgebiet von Štip, das nach Osten bereits den Anschluß an das Grundgebirge der Rhodope gewinnt, so daß es die Rolle einer Randzone des letzteren spielt.

Der Bogoslovac zeigt eine durch den westlichen Gipfel laufende, nahezu senkrecht aufgerichtete Scholle von muskovitreichem, flaserigem Augengneis (mit lamellarem Quarz zwischen den Feldspat-Glimmerpartien), die inmitten einer großen Gabbromasse eingeschlossen ist. An einer Stelle des Südhanges steckt ein etwa 1½ m langes Fragment von grobflaserigem Biotit-Granitgneis in einem schlierigen Pyroxen- und Amphibolgabbro, der von einem Serpentinegang durchsetzt wird. Östlich des Bogoslovac ist eine größere Masse von typischem Bronzitserpentin entwickelt. Am Nordostfuß des Berges, unmittelbar über dem bulgarischen Orte Bogoslovac, der bereits im Oligozän liegt, steht als Nordbegrenzung der basischen Intrusivzone eine stark zerrüttete Gruppe von metamorphen Quarzitschiefern, Phylliten und Biotitschiefern an; Injektionen granitischen Materials (feinkörniger, kataklastischer

Biotitgranit, Muskovit-Biotitgranit und aplitische Apophysen) treten darin auf.

Die Gesteinsvergesellschaftung entspricht jener der tieferen Teile des Plaušprofils. Ich bin daher der Meinung, daß der Bogoslovac noch zur Vardarzone gehört, deren Ostrand wahrscheinlich nicht durch eine einfache Linie, sondern ein System von Längsstörungen von der Rhodopemasse abgegliedert wird.

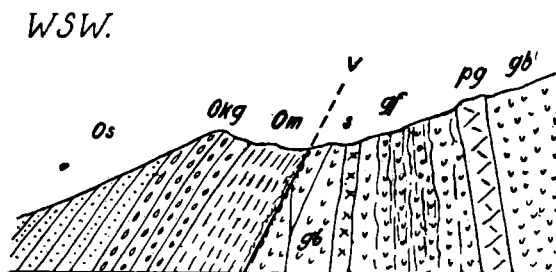


Fig. 14. Profil durch den Südwesthang des Bogoslovac.

gb = Gabbro, *gf* = Flaser gabbro, *pg* = Gabbropegmatit, *s* = Serpentin, *Om*, *Os*, *Okg* = Oligozäne Mergel, Sandsteine und Konglomerate, *V* = Verwerfung.

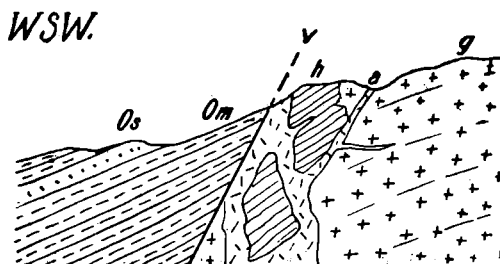


Fig. 15. Profil bei der heißen Quelle von Novoselo bei Štip.

g = grauer, mittel- bis feinkörniger Granit, *a* = roter Aplit, *h* = Hornfelsschollen, *Om*, *Os* = Oligozäne Mergel und Sandsteine, *V* = Verwerfung (Ursprungsspalte der heißen Quelle)

Beide Figuren aus den Berichten der math.-phys. Kl. der sächs. Ges. d. Wiss.
Leipzig 1918, S. 278, 279 (KOSSMAT).

Einfachere Verhältnisse herrschen bei Štip selbst, wo ein Stock von feinkörnigem, grauen Biotitgranit den Schloßberg und die Steilhänge der Bregalnicaschlucht bildet. Er ist durchsetzt von rötlichen Apliten und schließt Schollen von Hornfels ein, die aus paläozoischen Schiefen hervorgegangen sein dürften. Sowohl der Höhenzug von Štip, als auch der Bogoslovac erheben sich als nordweststreichende, im allgemeinen von Längsstörungen begrenzte Horste aus dem Oligozän. Letzteres fällt auf der Südseite steil

nach SW ab und geht dann in den leichtwelligen Faltenbau der mittleren Vardarmulde über.

CVIJIĆ hatte die Auffassung vertreten, daß am Bogoslovac — und das Gleiche müßte auch für die Gegend von Štip gelten — ein tertiärer Granitlakkolith vorliege, der das Oligozän durchbrochen habe. Aber abgesehen davon, daß die Hauptmasse des westlichen Bogoslovac ein Gabbromassiv ist, konnte nirgends, auch nicht in den sehr empfänglichen Mergeln, die Spur einer Kontaktmetamorphose wahrgenommen werden. Bei einer gemeinsamen Besichtigung des Randes, die Geheimrat RINNE und ich zusammen mit Dr. BEGER im Sommer 1918 vornahmen, wurde auf diese Frage sorgfältig geachtet. Die Granite bei Štip und am Bogoslovac sind zweifellos voroligozän und treten bereits als Gerölle im Oligozän der ersten Lokalität auf. Hingegen halte ich sie, ebenso wie die Plaušgranite, für nachophiolithisch; nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. ERDMANNSDÖRFFER wurden von ihm aplitische Apophysen im Serpentin des Bogoslovacgebiets beobachtet.

Es sei erwähnt, daß CVIJIĆ und NOPCSA bei ihren zwischen Radovište und Štip ausgeführten Reisen auch südöstlich des letztgenannten Städtchens in dem Höhenzug entlang der Westgrenze der Rhodopemasse Granite angetroffen haben, über deren Natur sie sich nicht näher aussprechen. NOPCSA fand auch ein Serpentinvorkommen an einer Stelle dieses Randes etwa 20 km südöstlich von Štip.

Zusammenfassung über die Vardarzone

Durch ihre Einklemmung zwischen dem pelagonischen Massiv und der als Rhodope bezeichneten Zentralregion des balkanischen Gebirgssystems erhält die Vardarzone eine tektonische Verwandtschaft mit dem wohlbekannten Briançonnais in den Westalpen. Auch dieses zieht als tief eingefalteter Gürtel von Sedimenten und einigen ophiolithischen Gesteinszügen zwischen den äußeren Massiven (Mt. Blanc, Finsteraarhorn) und den inneren (penninischen) Faltungen der Westalpen durch. Dieser Vergleich soll nichts zu tun haben mit einer tektonischen Korrelation, denn Vardarzone und Briançonnais liegen, wie später auszuführen sein wird, je auf der entgegengesetzten Flanke einer zentralalpinen Achse.

Ihrer ursprünglichen Anlage nach ist die Vardarzone eine Mulde, die sich zwischen dem pelagonischen und dem rhodopischen Grundgebirgsgewölbe eintiefte und durch auffallend ausgedehnte

Durchbrüche ophiolithischer Gesteine und deren „salischer Gefolgschaft“ ausgezeichnet ist. Jene orogenetischen Bewegungen, die in der vorgosauischen Faltung ihren Höhepunkt erreichten, haben wahrscheinlich am Westflügel der Zone auch tangential Ab-scheerungen hervorgerufen, und ich erklärte die unmittelbare Auflagerung einer dynamisch veränderten Trias auf dem pelagonischen Grundgebirge in der Jakupica und am Šar dag auf diese Weise.

Die Oberkreide-Transgression fand das pelagonische Massiv bereits durch Denudation bloßgelegt vor. Der gleiche Gosau-Flyschzug, der an seiner Westseite auf das kristalline Grundgebirge übergriff, lag mit seinem östlichen Teile auf Serpentin, auf Triaskalk und auf Paläozoikum der Vardarzone. Die intensive nachgosauische Schuppung hat diese Zusammenhänge teilweise zerschnitten, aber bei genauerem Studium der Profile, vgl. Černa und Babuna, gehen sie noch ohne weiteres hervor. In den nördlicheren Teilen der hier behandelten tektonischen Einheit, wo die Intensität der Faltung nachließ, weil das pelagonische Widerlager dort nicht vorhanden war, geht die Kreide in breiter Fläche und nicht übermäßig gefaltet, über alle Gebirgsglieder hinweg. Sie greift, von der albanischen Kalk- und Serpentinzone angefangen, schräge über die paläozoischen Schiefer von Novipazar und weiterhin über die Fortsetzung der Vardarzone (Kopaonik) bis auf das zur Rhodoperegion gehörige kristalline Grundgebirge Nordserbiens. Diese Feststellung ist von Bedeutung.

Es wird gewiß für jeden, der bei der tektonischen Deutung eines Gebirges den Vergleich mit den Westalpen vor Augen hat, ziemlich nahe liegen, die Vardarzone als Wurzel des inneralbanischen Serpentinlandes (Merdita) aufzufassen. Es wäre die Deckenzone in Tertiärzeit über das pelagonische Massiv hinweggewandert, etwa wie die Klippenserie der Schweiz über das autochthone Aarmassiv und die hevetischen Faltenpakete. Aber die Lagerung der Oberkreide schließt, wie im vorläufigen Bericht (Sächs. Akad. d. Wiss. 1918) betont wurde, diese Deutung aus. Die albanischen Deckenschübe sind jünger als der Eozän-Unteroligozän-flysch, über dessen fossilführende Ablagerungen sie um einige Zehner von Kilometern vorglitten. Die Trias- und Ophiolithgesteine der Vardarzone hingegen bildeten schon vor der oberen Kreide die östliche Einfassung des pelagonischen Massivs. Die Gosauablagerungen gingen über ihre denudierten Schichten hinweg

bis auf das Grundgebirge. Noch augenfälliger ist die Tatsache, daß in der Vardarzone das fossilreiche Unteroligozän die Reihe der flach gelagerten jüngeren Schichten einleitet. Von den kristallinen Rhodopegesteinen angefangen bis zum Gosauflyschrand des pelagonischen Massivs bildet es einen transgredierenden Überzug über den Falten und Schuppenkeilen; nirgends nimmt es mehr an ihnen teil. Die Mittelpartie der Dinariden war fast starr, als die Außenzonen noch in lebhafter Tangentialbewegung überquollen.

Die Schuppen und Faltungen der Vardarzone sind somit nicht über das kristalline pelagonische Gebirge hinweg mit den albanischen Überschiebungen in Verbindung zu setzen. Es handelt sich vielmehr um zwei verschiedene Überfaltungszonen, von denen die albanische ihre Wurzeln westlich des pelagonischen Massivs hat und randlich sogar unter letzteres eintaucht (vergl. S. 71). Die Vardarzone hingegen hat ihre Wurzeln zwischen pelagonischem und rhodopischem Massiv und zwar liegen diese unter den oberflächlich sichtbaren Schuppen selbst. Es ist hier im Grunde nichts anderes geschehen, als daß die schon während der vorkretazischen orogenetischen Bewegungen klar angelegte Einmündung durch eine neue intensive Faltung stark zusammengepreßt, versteilt und von Scherungsflächen zerschnitten wurde. Die Überschiebungstendenz geht auch hier, ganz im Innern des Gebirges, noch immer deutlich in der Richtung nach der dinarischen Seite, also zur adriatischen Geosynklinale.

Das Oligozän hat diesen Bau schon vorgefunden und zeigt nur schwache Bewegungen von posthumem Charakter.

VII. Die Rhodoperegion. (Thrakisches Massiv)

Die weiter östlich liegenden Gebirge gehören jener Region an, die in der Literatur schon seit langem als Rhodopemasse bekannt ist. Wenn wir ihr Verhältnis zu den eben besprochenen Schuppen betrachten, dann muß gesagt werden, daß die oft mit dem Begriff Rhodope verbundene Vorstellung von einer innerhalb des jungen Kettengebirges als Fremdkörper steckenden „alten Masse“ nicht zutrifft. Die Gesteine sind alt, sie haben alte tektonische Vorgänge und eine alte Metamorphose durchgemacht. Aber genau das Gleiche gilt auch von ähnlichen Bildungen der ostalpinen Zentralzone. Die Rhodope, das pelagonische Massiv und die altmetamorphen Teile der Alpen sind durch jene Be-

wegungen tektonisch umgearbeitet, die das junge Kettengebirge gebildet haben. Sie sind erst durch sie zu ihrer tektonischen Hochlage gelangt und wir wissen, daß zwischen ihnen im Untergrund jüngerer alpiner Sedimente genau die gleichen Gesteine durchziehen.

Zur Rhodope im tektonischen Sinne gehören in Mazedonien und angrenzenden Bulgarien die ganzen aus kristallinen Gesteinen bestehenden Gebirgsmassen östlich der Linie Dojransee-Strumica-Štip: so z. B. der Kruša Balkan, die Belašica, das Ograzden- und Plaškavicegebirge nördlich der Strumica, das Rilogebirge und die eigentliche Rhodope östlich der Struma. In der Richtung nach Serbien schließen sich die Osogovberge nordöstlich des Beckens

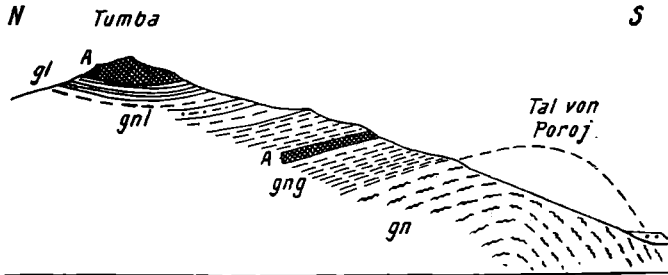


Fig. 16. Profil durch den westlichen Teil des Belašicegebirges.

gn = zweiglimmeriger, schuppig-faseriger grober Gneis in Wechsel mit dünnplattigen Schiefergneis, *gng* = plattiger, feinkörnig schuppiger Gneis und Gneisglimmerschiefer, *gnl* = Granatglimmerschiefer, *gt* = Gneisglimmerschiefer, *A* = Feldspatamphibolit.

von Üsküb an, ferner die kristallinen Gebiete beiderseits der Morava bei Vranje-Kruševac-Kragujevac. Sie werden schließlich mehr und mehr unter transgredierenden Kreide- und Tertiärschichten begraben, so daß sie dann nur mehr als sog. Inselberge im Drau-Save-Zwischenstromland auftauchen.

Die mazedonischen Teile der Rhodope wurden während des Krieges von Prof. ERDMANNSDÖRFFER und Dr. WURM untersucht, vergl. Heft 13 der „Kriegsschauplätze“.

Die ganze Gesteinsgesellschaft des kristallinen Grundgebirges, das wir in Westmazedonien kennen lernten, kehrt in der Rhodoperegion wieder und bildete hier für ERDMANNSDÖRFFER den Gegenstand genauer petrographischer Studien, über die in den Sitzungsber. d. Preuß. Akad. 1920, 32. Bd., S. 576 ein vorläufiger Bericht ge-

geben wurde. Eine mannigfache Serie von Granit-, Sediment- und Mischgneisen, z. T. auch von Leptiten, bildet in Ostmazedonien wie in der Belašica das Grundgerüst. Sie enthält Einlagerungen von Hornblendegneisen und Plagioklasamphiboliten, die z. B. in der Belašica die flach auf Gneis liegende Scholle des Tumbagipfels bilden. Die metamorphen Schiefer treten in jene charakteristische Durchmischung und Wechsellagerung mit den Orthogesteinen, wie wir sie in den Zentralalpen, im Erzgebirge usw. haben. Die über diesem Grundgebirge liegende metamorphe Schiefer-Marmorgruppe bildet nördlich der Strumaniederung und in der Umrandung des Dramabeckens hohe Gebirge. Sie wird zweifellos bei weiterer Kartierung die tektonische Analyse der Rhodope wesentlich erleichtern und Herausarbeitung von großen Synklinalzonen gestatten.

Massige Granite bilden das Gefolge der Granitgneise der Rhodope. Sie haben oft nur wenig an der bereits vor ihrem Aufdringen bestandenen Regional- oder besser Piezo-Kontaktmetamorphose geändert. ERDMANNSDÖRFFER drückt sich S. 579 seiner zitierten Arbeit in folgender Weise über diesen Punkt aus: „Die für das chemische Gleichgewicht während der allgemeinen Metamorphose maßgebenden thermischen Parameter scheinen nicht sehr erheblich von dem in der Kontaktsphäre des Granits abzuweichen“. Es handelte sich einfach um den geschlossenen Ablauf der Tiefenvorgänge im Untergrunde des alten Faltengebirges, dem diese Regionen angehörten.

An der Westgrenze der süd-mazedonischen Rhodopegebirge stellen sich nach den Beobachtungen von ERDMANNSDÖRFFER die Gesteinszüge steil, streichen SSO-NNW und zeigen Mylonitisierungserscheinungen, die nicht der letzten Phase der Faltung angehören können, da noch Umkristallisation und Verquarzung eingetreten ist (vergl. die „Hälleflinten“ von Strumica). Außerdem sind aber noch jüngere Bewegungen eingetreten, die selbst das Oligozän am Rande verworfen haben (vergl. S. 119). Leider ist im nördlichen Mazedonien und in Serbien das Verhalten der Rhodopegebirge zu den westlichen Einheiten (Vardarzone) nicht im Einzelnen bekannt. Vielleicht stellt sich auch dort eine ähnliche Längsstörung ein. Jedenfalls verdient hervorgehoben zu werden, daß ich im Gneisgebirge von Serbien nördlich von Kumanovo nordöstliches, also widersinniges Einfallen noch in geringer Entfernung von der Vardarzone antraf (S. 89).

Bemerkungen über den Anschluß der Rhodope und der Vardarzone an Kleinasien

Die Rhodope bedeutet für die Balkanhalbinsel dasselbe, wie die Zentralzone für die östlichen Alpenländer. Ihre nördlichen sedimentären Außenfalten bauen den sogenannten Balkan, d. h. die Fortsetzung der Karpathen, auf. Entsprechend dem Umschwenken des Balkans in die Ostrichtung zeigt auch die Rhodope eine Umbiegung des Streichens, das sogar bis zur ONO-Richtung geht. Beobachtungen darüber hat WURM in Ostmazedonien angestellt.

Ich bin auf Grund der Arbeiten W. PENCKs der Auffassung, daß in Kleinasien der ONO-streichende mysische Olymp südlich des Marmarameeres zur Rhodope gehört. W. PENCKs Beschreibung der kristallinen Gesteine entspricht dem Bilde, das uns im mazedonischen Grundgebirge entgegentritt. Wenn nun der genannte Teil mit entsprechender Bogenwendung einen Anschluß an die zur Rhodope gehörige östliche Chalkidike gewinnt, dann wird es wahrscheinlich, daß die Vardarzone in die paläozoische und mesozoische Einfaltungsregion zwischen dem mysischen Olymp und der karisch-lydischen Masse einmündet.

Die letztere (kar.-lyd. Masse) und das westlich anschließende Zykladenmassiv im ägäischen Meere ist somit eine kristalline Aufwölbung der weiter außen liegenden Reihe, der auch das pelagonische Massiv Westmazedoniens angehört. Die Gebirgsachse erfährt aber in der Verbindungsstrecke zwischen der pelagonischen und der zykladischen Aufragung eine Depression, in welcher der innere Einmuldungsgürtel (Vardar-Zone) mit der äußeren Sedimentzone (osthellenisch-inneralbanische Kalk- und Serpentinegebirge) zusammenfließt. Ihre vereinigten Falten winden sich um die emporstrebenden Gewölbe.

Wir haben im ägäischen Gebiet einen ähnlichen „Kerngebirgsbau“¹⁾, wie er im inneren Teile des varistischen Bogens innerhalb des erzgebirgisch-sudetischen Abschnittes auftritt, und wie er sich innerhalb des Karpathenbogens in den Grundgebirgsaufragungen Tatra, Tatrakrivan, Inovec usw. wiederholt. Dieser Kerngebirgsbau tritt an die Stelle geschlossen fortstreichender, gleichmäßiger Gebirgsachsen dort, wo starke Krümmung des Faltungsgürtels Verkürzungen der inneren Bogenteile mit sich bringt. Die Faltenachsen biegen sich auf und ab, um sich der Raumverkürzung anzupassen.

¹⁾ Gemeint ist damit die Tendenz zur Bildung kurzer Grundgebirgsdome (Kuppeln) an Stelle gleichmäßig fortlaufender, langer Achsen. *

Zweiter Teil

Die geologische Geschichte Mazedoniens

A. Die vortertiäre Geschichte

1. Die paläozoische und vopaläozoische Zeit

Wo in der Balkanhalbinsel die tiefsten Teile der Gesteinsreihe bloßgelegt sind, treten uns Granitgneise entgegen und darüber eine durch Mischung und Wechsellagerung mit ihnen eng verbundene konkordante Reihe von Hülsedimenten. Sie besteht heute aus Glimmerschiefern, Albit- und Chloritphylliten, lokal auch Glaukophanschiefern. Eingeschaltete Marmore, angefangen von feinsten, in Kalkglimmerschiefer übergehenden Bänkchen bis zu mächtigen Massen, sind regional in ihr verbreitet. Ich bezeichnete diese Gruppe, die im Mala rupa-Profil von den Gneisen an aufwärts etwa 1500 m mächtig ist, als Mala rupa- oder Trojaci-Serie. Feldspat-, Zoisit-, Epidot- und Granatamphibolite bilden häufige, meist wenig mächtige Einlagerungen. Diese ganz metamorphe Folge entspricht ziemlich genau der Brettsteinserie der Steirischen Zentralalpen.

Anderen Typus, besonders hinsichtlich der Metamorphose, aber auch in der Faziesgruppierung, hat die im Vardarbergland allgemein verbreitete Veles-Serie. Ihre Kristallinität ist wesentlich geringer, soweit nicht Kontaktmetamorphose eingegriffen hat. Tonschiefer und Kieselschiefer, helle glimmerige Quarzite, Grauwacken und zahlreiche Einlagerungen von Amphiboliten bilden das Grundgerüst. Die meist als schöne Marmore ausgebildeten Kalk-einlagerungen häufen sich im mittleren und oberen Teil, wo sie oft gebirgsbildende Lager darstellen. Die ganze Gruppe erinnert außerordentlich an das Paläozoikum der nordalpinen Grauwackenzone, hat aber noch keine Fossilien geliefert. Die Mächtigkeit ist wegen der Schuppenbildung schwer zu schätzen, übersteigt aber wohl 3000 m.

Die jüngste der alten Gesteinsgruppen ist das kalkarme, vorwiegend aus schwarzen Schiefen und glimmerigen Sandsteinen mit einigen Quarzkonglomeratlagern bestehende dinarische Karbon und der über verschiedene Glieder des Paläozoikums transgredierende permotriadische Sandstein-Schieferhorizont, der in allen normalen Profilen die Kalkablagerungen der Trias unterteuft.

Es wurde gezeigt, daß die eingangs erwähnten Kerngneise plutogene Gesteine sind, die ihre Schieferhülle verändert und injiziert haben. Es handelt sich um Magma- und Mischgesteine, die in noch plastischem, kristallisationsfähigem Zustand unter mächtigen vorkarbonischen Schichtreihen umgeprägt wurden. Emporquellen und Kristallisation dieser Magmen, ihre Verzahnung mit der Sedimenthülle und die Ausbildung des Kontakthofes erfolgten während einer vor sich gehenden Faltung. Die mit einer solchen verbundenen Gleitvorgänge in den Gesteinsserien unterwarfen das Kristallisationsgefüge und die allgemeine Massengruppierung im tiefsten Unterbau von Anfang an der tangentialen Verzerrung. Die Erscheinungen sind in Mazedonien von der gleichen Art wie etwa im varistischen Grundgebirge von Sachsen (KOSSMAT, Geolog. Rundschau 1922 S. 313) u. a. O.

Es besteht ein scheinbarer Widerspruch zwischen der obigen Auffassung und den Ergebnissen der petrographischen Untersuchungen von Prof. ERDMANNSDÖRFFER im Grundgebirge Ostmazedoniens. Er fand, daß die dortigen kristallinen Schiefer „prä-kristallin“ deformiert sind, daß ihre Tektonik älter ist als ihre End-Metamorphose. Die im Dünnschliff zu beobachtenden Mineralverbände erfolgten nach ihm in ruhendem Zustand „statisch“, d. h. nur unter Belastungsdruck. Der Widerspruch verschwindet aber, wenn man berücksichtigt, daß die magmatische Durchwärmung und Durchgasung die Faltung überdauerte. Die Faltung erstarrte allmählich durch die Erkaltung der hochgedrängten heißen Massen, die gleichzeitig auch durch die Denudation des Gebirges mehr und mehr der Oberfläche genähert wurden. Überall schließt sich an die Gneisphase die schon mehr lokalisierte Granitphase an, deren Produkte nicht mehr schieferig deformiert sind.

Es fragt sich nun, in welcher Zeit die erwähnte Regionalmetamorphose (Piezometamorphose WEINSCHENKS) eintrat. Zunächst ist es völlig klar, daß sie nichts zu tun hat mit jenen tektonischen Bewegungen, die das dinarische Gebirge in seiner heutigen Gestalt geschaffen haben. An beliebig vielen Stellen Westmaze-

doniens kann man sich überzeugen, daß die Basalkonglomerate der transgredierenden Oberkreide bereits sämtliche Gesteine des alten Untergrundes in ihrer heutigen Ausbildung enthalten.

Die allgemeine Metamorphose des mazedonischen Grundgebirges muß auch älter sein als die Schiefer-Hornstein- und Serpentinformation, die wir in den Jura stellten, während sie AMPFERER und HAMMER in Serbien sogar der Trias zuweisen. In den sandigen Kalken dieser Gruppe liegen bereits Brocken von Phylliten, die Konglomerate schließen Quarzite, Marmore u. dergl. ein. Die Diabas- und Serpentingänge brechen im Vardar- und Černagebiet durch bereits vorher gestreckte und metamorphe Phyllite, Marmore usw. quer durch. Damit rückt die Ausbildung der letzteren vor die Anfänge der eigentlich dinarischen Faltung zurück.

An der unteren Černa ruhen die weder regionalmetamorphen noch sonstwie veränderten Konglomerate, Sandsteine und Schiefer im Liegenden der mächtigen weißen, mesozoischen Dolomite (jedenfalls Trias) auf der Veles-Serie auf; sie enthalten Quarzgerölle, gelegentlich auch Marmorkomponenten. Am mittleren Vardar schließen sie Brocken von Serizytphyllit ein. In Bulgarien lagern die permotriadischen Sandsteine im Liegenden der Triaskalke des Balkans diskordant auf den kristallinen Gesteinen der Rhodope. In Ostserbien gilt dies bereits für die Reste von pflanzenführendem Oberkarbon.

Anderseits ist für die Festlegung der unteren Altersgrenze der geschilderten Umprägungen die Tatsache wichtig, daß die Gesteine der Veles-Serie überall noch die Spuren der nach oben ausklingenden Tiefenmetamorphose tragen. Man wird daher zur Folgerung gedrängt, daß letztere unter der mächtigen Bedeckung durch diese Schichten während eines alten Faltungszyklus eingetreten ist. Damit kommt man auf die paläozoische Gebirgsbildungsperiode, die bei uns in Mitteleuropa mit der varistischen Faltung kulminierte. Damit stimmt auch, daß in Westmazedonien die Granite des Gopeštýpus in den Karbonschiefern stecken. Auch sind im Rotliegenden stellenweise Porphyreergüsse eingeschaltet, die in Mitteleuropa als magmatische Abkömmlinge der granitischen Phase varistischer Gebirgsbildung wohl bekannt sind.

Es wäre aber ein Fehler, wenn man deshalb die Anfänge der dinarischen Gebirgsbildung in das Paläozoikum zurückversetzen wollte. Diese Intrusions- und Metamorphosevorgänge, sowie die Faltungen, zu denen sie gehören, haben mit dem dinarischen

System nichts zu tun. Sie führen sich auf die Bildungsgeschichte eines Kettengebirges zurück, das nach ganz anderer Anordnung und in ganz anderer Ausdehnung aufgebaut war. Es umfaßte außer den Rumpfgebirgen Mitteleuropas alles, was wir vom alten Untergrund der Gebirge des Mittelmeeres zufällig an der heutigen Oberfläche sehen. Die Spuren dieses Gebirges waren ausgetilgt, als sich die Trias-Geosynklinale ausbildete. Die neuen Faltungen, die allmählich aus letzterer emporwuchsen, erhielten andere Anordnungen und sie haben die alten Züge des Untergrundes mehr oder minder umgeformt, sie manchmal so weit verwischt, daß heute fast nur die aufgeprägte junge Tektonik ins Auge fällt. Über posthume Metamorphose vergl. S. 134.

2. Die Triaszeit

Das gelegentliche Auftreten oberpermischer Kalke, ferner die weite Verbreitung und gleichförmige Ausbildung der sandig-glimmerigen Werfener Schiefer und ihr Übergang in die darüber folgenden Kalke läßt annehmen, daß nach der kontinentalen Rotliegendzeit das Mittelmeer neuerdings vom größten Teile Südeuropas Besitz ergriff. Die Zeit der Mittel- und Obertrias bedeutet im allgemeinen das Vorherrschen geosynklinaler Verhältnisse in dem Bereich, der später Schauplatz der jungen mediterranen Faltungen wurde. Es ereigneten sich aber doch schon damals Krustenbewegungen, die als Vorläufer dieser Orogenese gedeutet werden können. Die konglomeratischen Schichten im Muschelkalk mancher Gegenden (z. B. Raibl, Idria im südalpines Gebiet), vor allem aber die Häufigkeit von Eruptivgesteinen in der ladinischen Stufe (Basis der Obertrias) und die weite Verbreitung von sandig-schiefrigen Faziesgebilden inmitten der sonst herrschenden Kalkmassen weisen auf tektonische Vorgänge hin¹⁾, über deren Natur und Ausdehnung noch sehr wenige zusammenfassende Beobachtungen vorliegen.

In Mazedonien sind keine Unterlagen für die Feststellung derartiger Bewegungen vorhanden, so daß hier kein Anlaß vorliegt, auf sie einzugehen. Sicher ist, daß vor Ende der Trias eine fast ausschließliche Herrschaft des Meeres in diesen Gebieten anzunehmen ist, denn im oberen Teile der Formation sind die bekannten hellen

¹⁾ Im östlichsten Teile der Südalpen tritt z. B. die „Pseudogailtaler“ Fazies der ladinischen Schichtgruppe auf. Sie besteht aus Umschwemmungsmaterial paläozoischer Schiefer und Grauwacken. Vergl. *Mitteil. der geol. Gesellschaft Wien* 1913, S. 70 und *Verhandl. der geol. Reichsanstalt* 1913, S. 431.

Kalke so sehr verbreitet und selbst in der Nähe der Rhodope und des pelagonischen Massivs im allgemeinen so frei von Spuren eines detritusspendenden Landes, daß für ein solches kaum ein nennenswerter Raum übrig bleibt.

3. Die orogenetischen Bewegungen in der Jurazeit

Den raschen Fazieswechsel im Hangenden der Triaskalke halte ich für die Folge von Emersion und darauffolgender, teilweise tiefer Versenkung. Von besonderem Interesse sind die Erscheinungen in Raskien, die daher hier in Kürze wiederholt werden sollen. Vergl. auch S. 15.

Im oberen Ibargebiet (zwischen Tutinje und Ribarič) beobachtete ich das Auftreten von Kalkkonglomerat mit rotem Bindemittel als trennenden Horizont zwischen Triaskalk und Hornsteinkalk der Schieferhornsteingruppe. Im Flußgebiet des Lim erinnerten mich auf der Südseite der Zlatar planina bei Prijepolje die in der Basalzone der gleichen Serie auftretenden knolligen Kalke mit rotem Bindemittel ganz an die Fazies des roten Lias. Vom Dachsteinkalk stechen sie scharf ab. In den darüberliegenden dunklen, bröckligen Schiefen und den damit wechsellagernden Kieselschiefern sind dünne Kalkbreccienbänke mit Hornsteinbrocken eingeschaltet. Nördlich von Sjenica fand ich brecciöse Kalkbänke mit Hydrozoen in Wechsel mit den ersten Bänken der ziemlich mächtigen Radiolaritschiefer.

Die Frage, ob letztere Schichten als Tiefseeablagerungen zu betrachten sind, läßt sich unter diesen Umständen schwer entscheiden. Hochpelagisch sind sie auf keinen Fall. Aber die neuen holländischen Forschungen im Sundaarchipel¹⁾ haben uns gelehrt, daß neben einem in Bewegung begriffenen Auffaltungsgürtel schmale Tiefseerinnen leicht entstehen und auch leicht wieder durch Antiklinalwellen der Kruste verdrängt oder verlagert werden. Vielleicht erklären sich so die widersprechenden Befunde, nämlich die sowohl in den Kalkalpen wie in dem hier geschilderten Gebiet beobachteten Vergesellschaftungen von Radiolariten mit einzelnen klastischen Bänken. Der Vergleich mit den Verhältnissen der Tertiär-Quartärzeit im Sundaarchipel trifft für das Ost-Mediterran-

¹⁾ MOLENGRAAFF: Modern Deep Sea Research in the East Indian Archipelago. Geographical Journal. London. Feb. 1921. S. 97 ff. — Ferner neue Arbeiten von BROUWER in der Akad. Amsterdam, Geolog. Rundschau u. a. O.

gebiet der Jurazeit besonders auch aus dem Grunde zu, weil damals durch orogenetische Bewegungen in den axialen Teilen des dinarischen Systems ähnliche Inselketten gebildet wurden.

Daß tatsächlich eine Gebirgsbildung in Gang war, geht aus dem Verhalten der höheren Abteilung der Schiefer-Hornsteingruppe hervor. Die Absätze tieferen Meeres machen nach oben Sandsteinen und glimmerigen Schiefen von flyschartiger Beschaffenheit Platz. Die Sandsteine sind im allgemeinen nicht als Tuffite zu bezeichnen, sondern bestehen hauptsächlich aus Quarz, toniger Substanz und Glimmer. AMPFERER und HAMMER wiesen Gerölle von paläozoischen Quarziten, Tonschiefern, von fossilführenden Kalken (Mesoz.?), von Serpentin und Diabas nach. Innerhalb der gleichen Schichtgruppen fand ich südöstlich von Novipazar zahlreiche Brocken und Splitter von paläozoischen Serizitphylliten als Einstreuung in sandigen Kalkbänken.

Da die Beobachtungen ein vorkretazisches (S. 16) und nach-triadisches Alter (jünger als unterliassische Brachiopodenkalke) der Schieferhornsteingruppe und ihrer Ophiolithe in der mittleren Balkanhalbinsel erschließen lassen, ist der Beweis für eine Heraushebung und eine bis zu den paläozoischen Gesteinen hinabreichende Abtragung der Axialzone des dinarischen Gebirges in jurassischer Zeit gegeben. Diese Schlußfolgerung bleibt auch dann aufrecht, wenn es außerdem eine ähnliche Gesteinsgruppe in der Trias von Serbien und Albanien geben sollte (S. 20). Es würde sich dann der gleiche Vorgang in zwei, durch Ablagerung der reinen Dachsteinkalke und Dolomite der oberen Trias unterbrochenen Phasen wiederholt haben.

Für die Altersgliederung der jurassischen Orogenese liegen einige stratigraphische Unterlagen vor. Im westlichen Balkan sah F. TOULA, dem man überhaupt viele Beobachtungstatsachen dieser Art verdankt, fossilführenden Dogger mit basalen Sandsteinschichten transgredierend auf Muschelkalk abgelagert (Sitzungsbericht d. Wiener Akad. math.-nat. Kl. 1877). Auch die bekannten Liassandsteine von „Grestener Fazies“¹⁾, die an zahlreichen Stellen des Balkans in Bulgarien und Ostserbien von TOULA u. a. gefunden

¹⁾ Vergl. die Zusammenstellung von J. F. POMPECKJ in seiner Arbeit über den Lias von Angora. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. Berlin 1897. Heft 4. — Angaben über jurassische Krustenbewegungen in den Südalpen finden sich u. a. bei F. HÄRTEL, Verhandl. der geol. Reichsanstalt Wien 1920, Nr. 8, 9 und A. WINKLER, ebendort, Jahrbuch, 1920, Heft 1, 2.

wurden, sind durch ihre diskordante Lagerung über Trias und älteren Gesteinen ein klarer Beleg für wichtige Bewegungen. In den Ostalpen sind diese gleichfalls nachweisbar und müssen dafür verantwortlich gemacht werden, daß im Norden der heutigen Kalkalpen die Triaskalke weithin denudiert wurden, so daß das Liasmeer kristalline Gesteine der böhmischen Masse zu Sedimenten der randalpinen Grestener Fazies verarbeiten konnte.

Nach dieser Orogenese der älteren Liaszeit, die sich weit hinaus über den Bereich ihrer Hauptentfaltung verrät durch die Lücke und Faziesänderung am Ende der Trias (häufiges Fehlen des Rhät), sind Bewegungen auch während der späteren Abschnitte des Jura verfolgbar. Leider erschwert die Seltenheit von brauchbaren Fossilien in der Schiefer-Hornsteinfazies der kritischen Gebiete einstweilen noch die scharfe stratigraphische Erfassung. Aber die Auflagerung der Basalkonglomerate des Tithonkalks von Demirkapu (S. 116) und Lojane (S. 93) auf ophiolithischen Gesteinen der Vardarzone fixiert den Abschluß einer orogenetischen Phase der Jurazeit. In Serbien wird das Ende dadurch gekennzeichnet, daß von der Belgrader Gegend herüberreichend der Requienienkalk der neritischen Unterkreidefazies über das Serpentin- und alte Schiefergebiet südöstlich von Valjevo transgrediert (LOCZY junior, Földtani Szemle, Budapest 1921, I, S. 70). In der albanischen Landschaft Merdita fand VETTERS Oberneokom-Ammoniten (*Crioceras Duvali*, *Phylloceras infundibulum*) in Kalktonschiefen, die als Einschaltung zwischen groben Gabbrokonglomeraten über der basischen Eruptivmasse liegen.

Wenn man alle diese Anzeichen zusammenfaßt, so wird man zur Annahme gedrängt, daß die „ophiolithische“ Eruptions- und Störungsepoche Südeuropas sich mindestens zu einem großen Teile mit der „Kimmerischen Phase“ der Krim und des saxonischen Fal tungsfeldes von NW-Deutschland deckt. In letzterem Gebiet lag ihr Spielraum zwischen Kimmeridge und Unterneokom.

Die äußeren Zonen des dinarischen Gebirges zeigten während dieser Bewegungsepoche großenteils mächtigen, geschlossenen Absatz von vorwiegend kalkigen, oft hornsteinreichen Sedimenten. Doch finden sich auch recht beträchtliche Gebiete, in denen eine Transgression des Oberjura (z. B. in Stramberger Korallenfazies oder in Südtiroler Ammonitenfazies) über bloßgelegte Trias eintrat, so in Süddalmatien, im mittleren Isonzogebiet nördlich von Görz u. a. O.

4. Die Magmabewegungen während und nach der Jurazeit

a) Von besonderem Interesse sind die basischen „ophiolithischen“ Eruptionen, nämlich von Gabbros¹⁾, Peridotiten und Diabasen, deren gewaltige Ausdehnung jene der tertiären Eruptiva der gleichen Gegenden weit übertrifft. Es geht eine förmliche Kette dieser „grünen Gesteine“ aus Kleinasien und den Balkanländern durch die Alpen bis in die Faltegebiete der westlichen Mittelmeerländer, nämlich Apennin und Pyrenäen.

Die erste Eintiefung der Vardarzone fällt in diese Eruptionszeit, denn der Zug der Ophiolithe läuft zwischen den an solchen Gesteinen relativ armen Gebieten der Rhodope einerseits, des pelagionischen Massivs andererseits durch, während die vorhergegangenen Ablagerungen der Obertriaskalke noch keine Anzeichen der Heraushebung dieser beiden Gebiete erkennen lassen. Das letztgenannte der beiden Massive trennt die Eruptivregion des Vardar von der albanischen ab. Die Ausbrüche hielten sich an die tektonischen Tiefenzonen und dürften zu einem beträchtlichen Teile submarin erfolgt sein. Stellenweise wuchsen sie aber über den Meeresspiegel empor und lieferten Gerölle.

Auch vom Standpunkt der Magmaforschung sind die basischen Eruptionen von allgemeiner Bedeutung. Verglichen mit den alten, paläozoischen Graniten zeigen sie uns eine vollkommene Umkehr des Magmatypus, die Verdrängung des „salischen“ durch den „femischen“ Charakter. Während in der salischen, d. h. granitischen Phase die Umschmelzungsprodukte der durch Faltung verdickten und in ihre magmatische Unterlage einsinkenden Oberkruste einen bestimmenden Einfluß auf die Zusammensetzung ausübten, hat sich nachher mit der Versteifung des intrudierten Gebirges die salische Kruste verstärkt. Die Eruptionen der mesozoischen Zeit (Jura) brachten uns Material aus der schwereren Magmaschicht unter ihr. Sie beweisen uns deutlich, daß wir damit einen Schlußstrich hinter die varistische Gebirgsbildungsperiode zu ziehen haben und im ersten Entwicklungsprozeß einer neuen stehen.

¹⁾ Hierher gehören auch die petrographisch sehr mannigfaltigen Gesteine des Eruptivstocks von Jablanica an der Narenta in Bosnien. JOHN, Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1888 S. 343 und BECKE (in KATZER: Geolog. Führer durch Bosnien und die Hercegovina. Sarajevo 1903. S. 227) wiesen verschiedene Typen, von olivinführenden noritischen Gabbrogesteinen anfangend bis zu quarz- und biotitführenden dioritischen Modifikationen, nach.

b) Mit der weitergehenden Faltung und dem dadurch neu einsetzenden Aufschmelzungsprozeß traten im Gefolge der ophiolithischen Gesteine Magmen von granitischer bis dioritischer Zusammensetzung auf. Feinkörnige Granite und Aplite, deren große Verbreitung in der Umgebung von Hudova und Gjevgejeli betont wurde, durchbrachen nun und durchtränkten die Vardarzone.

Aller Wahrscheinlichkeit nach ist die Häufigkeit eines kristallinen Habitus in den zentraldinarischen Triaskalken nicht bloß auf Dynamometamorphismus, sondern auch auf die magmatische Durchwärmung dieser Gebirgsteile in spätesozoischer Zeit (aber vor der Gosau) zurückzuführen. Sie fehlt den Sedimenten der äußeren dinarischen Zonen selbst dort, wo diese unter mächtigen Schubmassen freigelegt sind. — Ähnliche Verhältnisse finden wir auch in den Alpen, deren zentraler Gürtel kristallinen Triaskalk häufig, und zwar in verschiedenen tektonischen Stockwerken zeigt, während selbst die tiefsten Elemente der äußeren Sedimentzonen keinen Metamorphismus aufweisen.

Wir haben somit eine Phase saurer junger Intrusionen in der ungefähren Mittellinie des dinarisch-balkanischen Faltungsgürtels. Der granodioritische Stock des Kopaonikgebirges gehört ihr nach meiner Auffassung gleichfalls an und möglicherweise ist auch der Hornblendegranit bei Krupanj in Nordwestserbien (Boranjagranit) hierher zu rechnen.

Während die feinkörnigen biotitführenden Granite und die rötlichen Aplite, die in der Umgebung von Hudova usw. verbreitet sind, kein besonderes petrographisches Interesse beanspruchen dürften, verdienen die hornblendeführenden Intrusiva größere Aufmerksamkeit. Herr Prof. REINISCH, Leipzig, hatte die Freundlichkeit, ein hornblendereiches, biotitarmes granodioritisches Gestein des Kopaonikgebirges, das in der Umgebung von Lisina die Hauptmasse des Intrusivstockes darstellt (in meiner vorläufigen Mitteilung 1916 als „syenitisch“ bezeichnet) zu analysieren. Es stellte sich heraus, daß ein Tonalit vorliegt — ein Ergebnis, das auch zum mikroskopischen Dünnschliffbild ausgezeichnet stimmt. Die Intrusion muß jünger sein als jene der Peridotite, die das unmittelbare Hangende der Tonalite und ihres Kontakthofs bilden. Unter den von der Metamorphose betroffenen Gesteinen sind auch Bildungen beteiligt, die das Gepräge der Schieferhornsteinschichten haben; außerdem war niemals ein Durchbruch des Serpentin durch die unter ihm lagernde tonalitische Gesteinsmasse zu sehen, während in den paläozoischen Schiefen der Ummantelung Serpentingänge (bei Mitrovica) auftraten.

Die zweite von Prof. REINISCH ausgeführte Analyse betrifft ein helles aplitisches Ganggestein, das ich im paläozoischen

Schichtenzug der Yenischlucht östlich von Veles antraf. Ich vermute, daß es gleichfalls in die junge Intrusivphase gehört. Von Bestandteilen zeigt es Quarz, Plagioklas (natronreich), Kalifeldspat, etwas Turmalin und Apatit.

Nach seiner Zusammensetzung könnte das Gestein einen Tonalitaplit darstellen.

	I	II
SiO ₂	67,10	71,45
TiO ₂	0,31	} nicht bestimmt
P ₂ O ₅	0,16	
Al ₂ O ₃	17,62	
Fe ₂ O ₃	2,58	0,80
FeO	1,16	0,48
MgO	1,28	0,42
CaO	4,00	1,49
Na ₂ O	3,21	5,30
K ₂ O	2,02	2,88
Glühverlust . .	0,82	1,12
	<u>100,26</u>	<u>100,12</u>

I. Tonalit von Lisina, Kopaonikgebirge in Serbien (analys. REINISCH 1922).

II. Aplitisches Ganggestein, Yenischlucht östlich von Veles, Mazedonien (analys. REINISCH 1922).

Aller Wahrscheinlichkeit nach sind auch in der Rhodopezone Ostmazedoniens plutonische Intrusionen aus nachophiolithischer Zeit vorhanden. Serpentine sind ja in manchen Gebieten nachgewiesen; auch befindet sich unter den von mir mitgebrachten Gesteinen ein schöner Augit-Hornblendegabbro (mit reichlichem Titanit) aus dem Šarlijagebirge nordöstlich von Seres und Demirhissar, das ich mit Dr. WURM besuchte. Reich differenzierte dioritische und granodioritische Gesteine mit reichlich eingesprengten Magnetitkörnern treten hier im Granitgebiet auf (WURM, in Heft 13 der „Kriegsschauplätze“ und Neues Jahrbuch für Min., Geol., Pal. 1922).

LUGEON und SIGG beschreiben im Bull. des laborat. géogr., géol., min. Université Lausanne 1917 aus der Gegend von Stratoni in der östlichen Chalkidike, die vielleicht noch in die Fortsetzung der Vardarzone fällt, einen durch auffallende Differenzationserscheinungen ausgezeichneten Stock von vorwiegend hellem „Plagiogranit“, der im Marmorgebirge aufsetzt und Vererzungen (Kiesstöcke) bewirkt hat. Durch die Kombination Orthoklas mit Andesin-

Labrador nimmt das Gestein eine eigenartige Mittelstellung zwischen Granit und Gabbro ein, so daß man an V. M. GOLDSCHMIDTS Opdalitgruppe erinnert wird. Die petrochemische Untersuchung dieser Gebirge verspricht noch mancherlei wichtige Ergebnisse für das Studium von Magmareihen.

Wie lange die granitischen Eruptionen in Mazedonien dauerten, ist einstweilen nicht zu sagen. Sicher sind sie älter als das flachliegende, transgredierende Unteroligozän; auch in den Gosauschichten habe ich keine Spuren einer Kristallinität angetroffen. Die teilweise magnetische Beschaffenheit der Eisenpisolithe an der Gosaubasis bei Veles und Raduše könnte ja thermische Einwirkungen andeuten, aber die marinen Mergel und Kalksandsteine darüber zeigen keinerlei Veränderung.

Unwahrscheinlich ist es nicht, daß in der Balkanhalbinsel auch noch tertiäre Granite und Tonalite nachgewiesen werden. Es muß ja in der Tiefe eine magmatische Kontinuität bis zu den chemisch nahestehenden Trachyten und Andesiten der Miozänzeit bestanden haben.

Von besonderer, allgemeiner Bedeutung für die Klärung der Zusammenhänge von Orogenese und Magmabewegung ist die Feststellung von Analogien in verschieden alten Faltungsgürteln. Hier ist an erster Stelle das von V. M. GOLDSCHMIDT petrochemisch untersuchte kaledonische Gebirge Norwegens (Faltung silur-devonisch) zum Vergleich heranzuziehen.

a) Die ophiolithischen Gesteine des dinarischen Gebirges entsprechen genau dem Stamm der kaledonischen grünen Laven und Intrusivgesteine (Alter untersilurisch bis höchstens obersilurisch), dessen Förderung im Vor- oder Frühstadium des dortigen großen Faltungsprozesses erfolgte.

b) Die saure Gefolgschaft der basischen Eruptionen weist geologische Beziehungen zu den sauren Gliedern des Opdalit-Trondhjemitstamms von Norwegen auf. Dieser ist charakterisiert durch die mit den Tonaliten verwandten Trondhjemite, umfaßt aber auch Granitite und gehört einem späteren Stadium der Gebirgsbildung an als die grünen Gesteine. Er hat im Kaledonischen Gebirge Großbritanniens gleichfalls typische Vertreter.

Unverkennbar sind auch die Analogien mit der Eruptionsgeschichte im varistischen Faltungsgebirge, wo sich an die mehr oder minder dem Stamm der grünen Gesteine entsprechenden Diabaseruptionen des Devon später, während der Hauptfaltung,

die vorwiegend granitischen, z. T. auch dioritischen, selten gabbroiden Intrusionen der Karbonzeit anschlossen. Es handelt sich um die gleiche „Umkehr des Magmatypus“ wie im Verlaufe der jungen mediterranen Faltung (KOSSMAT: Die mediterranen Kettengebirge usw., Abh. Sächs. Akad. Leipzig 1921. Math.-nat. Kl. 38, Bd. II, S. 46 und Berichte S. Akad. 1916 S. 174).

In Mazedonien selbst weist die große Häufigkeit von Amphiboliten (metamorphe Äquivalente des Stammes der grünen Laven und Intrusivgesteine¹⁾ in den alten Schiefererien darauf hin, daß ein ähnlicher Zyklus von Magmabewegung, wie er bei der spätmesozoisch-tertiären Faltung eintrat, auch schon vorher während der paläozoischen Gebirgsbildung stattgefunden hatte. Er schloß wie im varistischen und kaledonischen Gebirge mit granitischen Intrusionen ab (Zentralgneise und alte Granite des pelagonischen und rhodopischen Massivs).

5. Die vorgosauische Faltung und die Gosau-Transgression

Die kretazische Hauptfaltung folgte den einleitenden Bewegungen der ophiolithischen Zeit und baute ein Gebirge, dessen äußerste westliche Zonen wir noch in den dinarischen Kalkalpen Inneralbaniens, Raskiens und Bosniens treffen. Überall liegt hier und in Mazedonien die Kreide diskordant auf der Unterlage: von den jurassischen Gesteinen angefangen bis auf Trias, auf Paläozoikum und Altkristallin. Die Transgression begann lokal schon vor der oberen Kreide. Zweifellos liegt aber eine besondere Gebirgsbildungsphase in einem späten Abschnitt der Unterkreide vor, denn die Verbreitung der jüngeren Formationsabteilung ist von letzterer unabhängig. Wo man die Altersbestimmung am meisten einengen kann, liegt eine deutliche Lücke zwischen dem oft bathyal entwickelten Neokom und den litoralen Caprinenschichten des Cenoman (vergl. Südalpen am Isonzo usw.). Gewöhnlich fehlen diese beiden Horizonte und man findet die allbekannte Diskordanz der turon-senonen Rudistenschichten.

¹⁾ V. M. GOLDSCHMIDT, Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Videnskapselskapets Skrifter. I. Mat.-nat. Kl. Nr. 2. Kristiania 1916. — Nachtrag: Eine ausgezeichnete, von zahlreichen chemischen Analysen gestützte Darlegung der Eruptionsfolgen im alpinen Gürtel gibt P. NIGGLI: Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweizerische min. u. petrogr. Mitteilungen II, Heft 3, 4. Zürich 1922. Seine Ergebnisse stimmen zu den obigen Ausführungen.

Die Überflutung ging im Osten bis an die Rhodope heran und überdeckte deren nördlichen Teil in Serbien, doch ragte sowohl die Hauptmasse der Rhodope, als auch des pelagonischen Massivs über den Meeresspiegel empor.

Was das Hinabtauchen so großer Teile der „kurz vorher“ gefalteten Gebirge veranlaßte, wissen wir nicht. Der Gedanke liegt nahe, daß es sich um die verzögerte Anpassung an die durch die Faltung überstark gestörten Isostasieverhältnisse handelte. Jedenfalls ist es im eurasiatischen Kettengürtel und beiderseits desselben auffallend verbreitet. Wir werden ähnliche Verhältnisse im Tertiär treffen (vergl. S. 140).

Während im Inneren des Gebirges die großen vorgosauischen Faltungen vor sich gingen, lagerte sich im Hochkarst, in den dinarischen Küstenfalten Dalmatiens und Westgriechenlands eine geschlossene, aus dem Jura in die Kreide reichende Schichtfolge ab. Die adriatische Großmulde war in ständiger Senkung. Die Bewegungen der inneren Zonen können sich hier nur in Faziesveränderungen der abgelagerten Schichtfolge spiegeln, z. B. in dem Vorherrschen verhältnismäßig seicht gebildeter, aber doch auch unter ständiger Senkung abgelagerter Rudistenbreccien und Rudistenkalke der Oberkreide. Orogenese im dinarischen Hinterland, geosynklinale Senkung im Außengebiet liefen nebeneinander her und gingen randlich ineinander über, so daß die Diskordanzen sich allmählich in parallele Schichtfugen verlieren, wie W. PENCK an Beispielen aus anderen Gebieten dargelegt hat („Der Südrand der Puna de Atacama“. Abh. Sächs. Akad. math.-nat. Kl. XXXVII. 1. Leipzig 1920. S. 365).

Es ist keineswegs anzunehmen, daß während der Ablagerung der Gosau-Schichten der Faltungsvorgang völlig ruhte. Seine Wirkungen treten aber gegenüber der Senkung zurück. Die erhebliche Mächtigkeit der klastischen Gosau-Flyschserie zeigt, daß aber nicht gleichmäßige Senkung des ganzen Gebietes eintrat, sondern daß im Verhältnis zur innermazedonischen Einmündungszone die beiderseitigen Massive einer fortdauernden Aufwölbungstendenz folgten und daher ständig neues Material spendeten, das den klastischen Charakter der Oberkreideablagerungen bis zum Ende bedingte. Schließlich wurde das Meer verdrängt durch ein stärkeres Anschwellen der Bewegung am Ende des Mesozoikums, ein Paroxysmus, dessen hohe regionale Bedeutung allgemein bekannt ist.

B. Die Tertiär-Quartärgeschichte Mazedoniens

1. Der nachgosauische, vorollgozäne Abschnitt

Der nachgosauische Faltenparoxismus hat u. a. der gesamten Vardarzone jenen Schuppenbau gegeben, der heute ihr charakteristisches Merkmal ist. Sämtliche Schichten, die Gosau inbegriffen, sind zu schmalen, steil aufgerichteten, nach West überschobenen Zügen geformt, die uns zeigen, daß die Muldenregion zwischen pelagonischem und rhodopischem Hochgebiet auf einen geringen Bruchteil ihrer früheren Ausdehnung zusammengepreßt wurde. Daß sich diese beiderseitigen Aufragungen dabei nicht verhielten, wie die starren Backen einer Quetsche, läßt sich daraus ersehen, daß sie dabei selbst enger gefaltet wurden. Besonders deutlich erweist sich dies in den aufgerichteten und eng zusammengeklappten Faltenzügen der Glimmerschiefer-Marmorserie auf der Ostflanke des pelagonischen Gebirges. Auch die westliche Randüberschiebung des letzteren auf die vorliegende albanische Innenzone (Überschiebung Brod-Monastir) dürfte damals erfolgt sein. Die obere Altersgrenze der genannten Bewegungen ist durch die flache Auflagerung des transgredierenden marinen Unter- und Mitteloligozäns auf den abgetragenen Falten und Schuppen Innermazedoniens gegeben.

In der großen nachgosauischen Gebirgsbildungsperiode handelt es sich nicht um einen einmaligen Akt, sondern um eine Summe von Vorgängen, die an die früheren und folgenden anknüpften, aber doch nicht kontinuierlich abliefen, sondern gebirgsbildende Kulminationen aufwiesen. Eine solche Kulmination scheint die Wende von Kreide und Tertiär gewesen zu sein. Schichten aus dieser Zeit fehlen allgemein, mit Ausnahme der dalmatinisch-istrischen Küstenzone, wo die brakisch-limnischen „liburnischen Kalke“ (Übergangsstufe von Kreide zum Eozän) abgelagert wurden, aber auch hier nicht lückenlos.

Die Ablagerungszeit des in den äußeren dinarischen Sedimentfalten Albaniens, Dalmatiens, Griechenlands so stark verbreiteten Alttertiärs in Form von transgredierenden Nummulitenkalken und eozän-unteroligozänen Flyschbildungen bedeutet wiederum gewissermaßen einen Rückschlag in der Höhenlage des Faltengebietes, ganz ähnlich, wie wir ihn gelegentlich der Gosau-transgression beobachteten. Ein erheblicher Teil des Eozän-

flysch dürfte aus umgeschwemmten Gosauflyschmaterial hervorgegangen sein, das auf diese Weise aus den inneren Teilen des Gebirges weiter nach außen gelangte und zur Speisung der neuen Sedimentationsgebiete beitrug.

Schließlich wurde der Eozänflysch trockengelegt und in die Faltung mit einbezogen; die großen inneralbanischen, montenegrinischen und bosnischen Kalkalpendecken wanderten über seine Sedimente vor.

In Mazedonien ist Eozän nicht zur Ablagerung gelangt, selbst nicht in der Muldenzone am Vardar.

2. Die oligozäne Meerestransgression in Mittelmazedonien

Am Ende des Eozäns bog sich das innermazedonische Gebiet zwischen der Hauptmasse der Rhodope und dem pelagonischen Hochgebiet wieder so tief herab, daß das Meer eindrang und somit Verhältnisse eintraten, die mit jenen der Gosauzeit Ähnlichkeit hatten. Es handelte sich nicht um Einbrüche, sondern um eine bruchlose Einmündung, deren Leitachse jener der Gosau depression im großen und ganzen parallel ging, nur ein wenig weiter östlich lag. Es bestand eine Meeresstraße, die zweifellos über das ostserbische Moravagebiet mit dem pannonischen Becken in Verbindung stand und über Üsküb in breiter Erstreckung nach Süd-mazedonien reichte, wo der Anschluß an ein nordägäisches Meer vorhanden gewesen sein muß. Auch an den Dardanellen fand Ablagerung statt.

Das adriatische Meer der damaligen Zeit griff ein wenig auf die norddalmatische Küstenzone über und bedeckte auch Nieder-albanien. Weiter südöstlich schloß sich (unmittelbar oder durch einen Isthmus abgetrennt?) die thessalische Senke an, deren Tertiär bereits wiederholt in der Literatur dargestellt wurde.

Der Faunencharakter war überall der typisch mediterrane, wie er am besten durch die klassischen Fundstellen in der weiteren Umgebung von Vicenza (Oberitalien) repräsentiert ist.

Zwischen der oligozänen Adria und der serbisch-mittel-mazedonischen Meeresstraße lief von den Südalpen ausgehend ein geschlossener Rücken als lange Halbinsel durch die Karstländer nach Albanien, Westmazedonien und bis über den Olymp hinaus, in seinem südlichen Teile die thessalische Senke begleitend.

Stratigraphische Gliederung. Das Oligozän Mazedoniens ist bereits durch CVIJC aufmerksam untersucht worden. Da er da-

bei an mehreren Stellen ziemlich reiche Faunenreste auffand, die durch OPPENHEIM bestimmt wurden, ist in stratigraphischer Beziehung wenig neues über diese Schichten zu sagen. Die Transgression ging über sämtliche stark gefalteten und gestörten Schichten der Vortertiärzeit hinweg. Häufig finden sich an der Basis mächtige Konglomerate fluviatilen Ursprungs. Sie verbinden sich nach oben und außen durch Wechsellagerungen mit den z. T. fossilreichen kalkigen und kalkig-sandigen und tonigen Schichten. An manchen Stellen können diese rein marinen Bänke auch unmittelbar auf Felsuntergrund übergreifen und tragen dann gewöhnlich das Merkmal von Lithothamnienkalken, in denen kleine Nummuliten, Korallen und Molluskenschalen vorkommen. Die Hauptmasse des Oligozäns besteht aber aus flyschähnlichen grauen, gelbbraun verwitternden glimmerigen und dünnbankigen Sandsteinen, ferner aus grauen Schiefertönen und Mergeln mit Konkretionen. Die Mächtigkeit schätzte ich im mittleren Vardargebiet auf einige hundert Meter.

Nach den Bestimmungen von OPPENHEIM beschreibt CVIJIĆ über den Basalkonglomeraten an der Babunamündung fossilreiche Korallenkalkeinlagerungen in den tieferen Teilen dieser flyschähnlichen Serie. Die meisten Formen gehören der unteroligozänen Priabonastufe an, einige gehen aber in das Eozän hinab oder in das Mitteloligozän hinauf. Es kommen u. a. vor: *Cytherea Vilanovae* DESH., *C. hungarica* HANTKEN, *Trochus Renevieri* FUCHS., *Natica Vulcani* BRONGN. var. *vapiniana* D'ORB., *Cerithium vivarii* OPP. var. *alpina* TOURN., *C. pentagonatum* SCHLOTH. var. *hexagonum* TOURN., *Goniaraea octopartita* OPP., *Stylophora distans* LEYM, *Heterastraea Michelottini* CAT., *H. Cvijici* OPP. u. a. m. (a. a. O. S. 196).

Sehr reiche Fundstellen liegen auch im Azmoktale in der weiteren Umgebung des Bogoslovac. Es fanden sich hier auch Foraminiferen der Priabonastufe, die z. T. auch schon im Ober-eozän bekannt sind: *Operculina ammonica* LEYM, *Nummulites Bouchardi* DE LA HARPE, *Assilina Madarafi* HANTKEN, *Ortho-phragmina stellata* D'ARCH. An den gleichen Lokalitäten sind aber auch bereits die Mitteloligozänschichten vorhanden, auf die u. a. *Natica crassatina* LAM., *Strombus auriculatus* GRAT., *Chama dissimilis* BRONGN. hindeuten (a. a. O. S. 142—143).

Oberoligozän ist nicht nachgewiesen. Dies steht in Übereinstimmung mit der bekannten Tatsache einer damals in Südost-

europa weitverbreiteten Rückzugsbewegung des Meeres, die einen Ausdruck in den lokalen Ablagerungen der kohlenführenden Cyrenenschichten (Schichten von Trifail in Krain mit *Anthraco-therium magnum*) findet. Bildungen dieser Zone sind an den Dardanellen nachgewiesen und könnten nach Andeutungen von ERDMANNSDÖRFFER (mündlich) vielleicht auch im Becken von Südserbien bei Vranje unter Tertiäreruptionen liegen.

Übersicht der Verbreitung. Die nördlichsten Oligozänreste Mazedoniens fand ich bei Vinče am Nordrande des Beckens von Üsküb diskordant über steil aufgerichteten paläozoischen Gesteinen des Karadag. Sie bestehen aus Konglomeraten, Sandsteinen, Korallenkalken und Mergeln mit südlichem Einfallen. Sie lieferten hier und in der Umgebung eine reiche Korallen- und Molluskenfauna des Mitteloligozäns (Castell Gomberto-Stufe), die von Dr. GRIPP gesammelt und beschrieben wurde. U. a. kommen vor: *Heterastraea elegans* REUSS, *Calamophyllia pseudoflabellum* CAT. sp., *Stylophora contorta* LEYM., *Lithocardium carinatum* BRONN sp., *Natica crassatina* LAM., *Cerithium Romeo* BAYAN.

Das angebliche Alttertiär am Ostfuß des Vodno bei Üsküb habe ich nicht gefunden. Es dürfte sich hier um eine Verwechslung mit Orbitoiden führenden Gosauschichten handeln.

Ausgezeichnete Entwicklung und Verbreitung hat das Oligozän entlang des mittleren Vardar bis hinab zur Enge von Demirkapu. An der Pšinja bei Katlanovo liegen über paläozoischen Marmoren Konglomerate, dann graue Sandsteine und Mergel mit eingelagerten Lithothamniën- und Korallenbänken. Bei Veles greifen die Vorkommnisse auch auf die westliche Vardarseite herüber und liegen beiderseits der unteren Topolka auf steilgestellter Oberkreide. Denudationsschollen, bestehend aus einem grobkalkähnlichen, löcherigen Gestein, das Blöcke von Rudistenkalken, zahlreiche Quarz-, Marmor- und Schieferbrocken aus dem Paläozoikum einschließt, bilden hier lokal die Basis. Die offenbar am Fuß von Brandungsklippen entstandene Ablagerung geht nach oben in Kalksandsteine und Mergel mit *Natica* sp. über.

Das Relief der damaligen Zeit muß sehr mannigfaltig gewesen sein, denn in der Nähe des heutigen Babuna-Unterlaufes mündete ein mächtiger Fluß von Westen her in das Oligozänmeer und baute ein Delta auf, das mit den fossilführenden Meeresablagerungen nach oben in Wechsellagerung trat. Gerölle von Marmor- und Kieselschiefer, Quarz, Kreidekalk und Flysch herrschen

vor. Die Schichten fallen flach OSO. Ein ähnliches Schottergebiet baute sich zwischen der heutigen Černamündung und der Vardarunge von Demirkapu von SW her aus dem pelagonischen Bergland in die mittelmazedonische Meeresstraße hinein. Gerölle von Diabas, Bänderkalk, Phyllit, Quarz u. a. sind am reichlichsten vertreten. Auch hier erfolgt nach oben der Übergang in marine Kalksandsteine, Mergel, einzelne Lithothamnienbänke, die z. B. westlich von Demirkapu auswittern. Die Bahnstrecke zwischen dem unteren Ende der Vardarschlucht von Veles und dem Beginn der Demirkapuschlucht bietet ausgezeichnete Einblicke in die Oligozänablagerungen. Die Schichten liegen nicht horizontal, sondern sind in ganz sanfte, NW-SO streichende Faltenwellen gelegt, deren Erosion in der fast gänzlich kahlen Landschaft modellartig klare geologische Bilder gibt.

Ein Blick von Gradsko aus auf den linken Vardarhang bei Kukurižani zeigt eine flache Antiklinale zwischen zwei Synklinalen.

Auch in der Bregalnicaegend beobachtet man die weithin verfolgbaren Schichtköpfe des flachwellig gefalteten Alttertiär, das hier z. T. fossilreich entwickelt ist. Die Konglomeratbänke führen Gerölle von metamorphem Schiefer, Quarz und Quarzit. Bei Štip fand ich in den Basalbildungen u. a. auch Granitgerölle, was einen sichern Hinweis auf das voroligozäne Alter der dortigen Granitdurchbrüche gibt. Die Grenze gegen die Horste von Bogoslovac und Štip wird durch lange NW-SO streichende, steil SW fallende Verwerfungen gebildet.

Die oligozäne Zone von Štip dürfte auf der Ostseite des Plauškammes in Form eingeklemmter Reste durchziehen, und mit den von Dr. LEUCHS aufgefundenen Alttertiärschichten der Umgebung von Dedeli in Verbindung treten (Nummuliten- und Hydrozoenkalk der Piravohöhe und des Kalkberges). Die Konglomerate und Sandsteine von Dedeli mit ihren Einlagerungen von Mergelkalk halte ich gleichfalls für oligozän. Die Gerölle bestehen z. T. aus Gneis, Granit, Serpentin und das ganze Aufschlußbild erinnert ungemein an das von Štip. Von Osten her ist ein Serpentinzug deutlich aufgeschoben. Es scheint hierin eine Bewegung vorzuliegen, die gegenüber den nachgosaunischen Schuppen als posthum zu bezeichnen ist.

Während der Ablagerung des Oligozäns wurde das westmazedonische Gebirge einerseits, die Rhodoperegion andererseits im Verhältnis zu der mittelmazedonischen Ablagerungsmulde weiter

emporgewölbt und lieferte Material für die Konglomerate und flyschähnlichen Ablagerungen. Das Relief kann niemals bis zur völligen Einebnung gediehen sein; das beweisen die Schottermassen, die sich in die Meeresstraße hineinbauten. Ich glaube, daß die weitgespannten Kammhöhen der heutigen Hochgebirge wenigstens zu einem Teil noch Relikte des Oligozänreliefs erhalten haben und „Primärrümpfe“ darstellen, d. h. stark abgetragene Formen, die unter dem Wettbewerb von orogenetischer Hebung und atmosphärischer Abtragung zustande kamen (W. PENCK: Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. Berichte der mat.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig 1920. S. 65).

Die beträchtlichen Krustenbewegungen, welche schließlich das Oligozänmeer verdrängten, seine Ablagerungen in Wellen legten und verwarfen, fallen vor die pontische Zeit und gehören in der Hauptsache dem oberen Oligozän und dem Miozän an. Sie zeigen bereits geringere Intensität als die vorangegangenen nachgosauischen Bewegungen. Unter den bruchförmigen Dislokationen dieser Zeit ist die ungefähr der Grenze zwischen Rhodope- und Vardarzone folgende NW-SO-Störung von Bogoslovac-Štip und die vielleicht gleichfalls hierher gehörende Überschiebung des Serpentins über die Schichten von Dedeli (vergl. Arbeit von LEUCHS) am bemerkenswertesten. Südlich von Demirkapu konnte ich auch eine ostwestliche Störung beobachten, die einen Teil des südlichen Beckenrandes gegen das Diabasgebiet des Marianskagebirges absenkte.

Erwähnenswert ist noch, daß trotz seiner erheblichen Störungen das Oligozän Mittelmazedoniens nirgends zu Höhen emporgetragen ist, die wesentlich über jene der Neogenablagerungen hinausgehen. Häufig haben letztere sogar größere Höhenlage aufzuweisen. Jedenfalls ist der Muldencharakter der alttertiären Ablagerungsregion erhalten geblieben, ganz im Gegensatz zu den Lagerungsformen, die wir an den Kreidebildungen beobachteten. Dort war die nachfolgende Gebirgsbildung heftig genug, um diese Schichten nicht nur steil aufzurichten, sondern auch bis zu Höhen von mehr als 1500 m emporzutragen. Es ist klar, daß unter diesen Umständen die morphologische Analyse des mazedonischen Reliefs erst mit dem Alttertiär beginnen kann.

3. Die trachytisch-andesitischen Eruptionen der Miozänzeit

Die nacholigozänen Krustenbewegungen waren von intensiven Äußerungen des Vulkanismus begleitet. Das Verbreitungsgebiet

der Ausbrüche blieb im großen und ganzen auf die mittleren Gebirgszonen der Balkanhalbinsel beschränkt, d. h. auf die Innenseite des Balkans, die Rhodoperegion und die Vardarzone samt dem anschließenden Teil des innerdinarischen Schiefer-Grauwackenzuges. Das pelagonische Massiv blieb mit Ausnahme randlicher Teile bei Alchar frei von Eruptionen. Das gleiche gilt für die dinarische Kalkzone von Albanien, Raskien, Bosnien und Krain. Dies ist in genetischer Beziehung wichtig, da dadurch ein Zusammenhang mit der unterirdischen Verbreitung des granitisch-dioritischen Magmagürtels angezeigt ist, dessen Kuppen wir an verschiedenen Stellen im Bereiche der Vardarzone und in einzelnen Abschnitten der Rhodope bloßgelegt sehen. Wahrscheinlich wurden die trachytisch-andesitischen Ausbrüche der nacholigozänen Zeit aus denselben Herden gespeist, wie die granitisch-dioritischen Intrusionen der nachophiolithischen Phase. Eine nähere Untersuchung der Blutsverwandtschaft durch petrographische und chemische Einzelstudien wäre eine interessante Aufgabe.

a) Im südlichen Teile Mazedoniens tritt ein geschlossenes Vulkangebiet nördlich der Moglenaebene zwischen dem Kamm des Kaimakčalan und der Malarupa auf. Es knüpft sich an eine SW-NO-streichende, auffallend scharfe Zerreißen der Schichtenzüge und hat daher im ganzen genommen den Charakter einer mächtigen Spaltenzone. Im einzelnen tritt dies z. B. deutlich hervor in einer schroffen Gangmauer von Hornblende-Biotit-Andesit, die östlich der Dudica nahe dem Westrande der paläozoischen Portaschiefer aufsetzt. Andere Gangspalten ähnlicher Art zertrümmern den Rudistenkalk des Dudicazuges und dessen nördliche Fortsetzung in mehrere SW-NO-streichende Schollen. In landschaftlicher Beziehung hebt sich die z. T. von prächtigen Urwäldern bedeckte vulkanische Landschaft sehr auffallend von ihrer Umgebung ab. Die gerundeten, bis über 2000 m hohen Schieferkuppen des Portakammes und die weißen verkarsteten Höhen der Rudistenkalke kontrastieren lebhaft mit den oft phantastisch geformten vulkanischen Kuppen, die zwischen der Dudica und dem Dobropolje aus den weichen Tuffen herausgeschält sind und wohl zu einem beträchtlichen Teile die Ausfüllung von ehemaligen Schloten und von Gängen darstellen. Hierher gehören die Kravica, der Kukuruz, der Vetrnik u. a. Das herrschende Gestein ist nach den Ergebnissen der mikroskopischen Untersuchung ein schön porphyrischer Hornblende-Biotit-Andesit mit und ohne Pyroxen.

Als postvulkanische Erscheinungen sind interessant die Realgar-Auripigment-Antimonitgänge, die bei Alchar im Dolomit der Nachbarschaft aufsetzen. Solfatarenschwefel, der aus dem vulkanischen Gebiet in der Nähe der Dudica stammt, wurde mir von einem bulgarischen Offizier gezeigt.

Durch die geologischen Aufnahmen von Willruth sind einige vulkanische Kuppen auch nördlich des Dobropolje auf der zum Černabogen gewendeten Abdachung bekannt geworden. Auf den Karten von OESTREICH und CVJIĆ ist aber das Eruptivgebiet doch zu groß angenommen. Es hängt das damit zusammen, daß sich von letzterem sowohl nach Nordwesten in der Richtung zum Černabogen, als nach Nordost gegen Kavadar riesige Massen von umgeschwemmten Tuffen und von Andesitkonglomeraten herabziehen, die als vulkanische Gesteine eingetragen wurden.

Kleine vulkanische Durchbrüche wurden durch LEUCHS auch in der Vardarebene östlich von Gjevĵjeli festgestellt und sind wohl an dortige Brüche geknüpft. Andere, zwischen Štrumica und Štip bekannte Andesitvorkommnisse stellen die Anknüpfung an das mittelmazedonische Verbreitungsgebiet her.

b) Im östlichen Teil des Beckens von Üsküb dehnt sich die von mir nicht untersuchte große Vulkanregion des Pšinja- und Krivaflußgebietes, sowie der Umgebung von Kratovo und Zletovo aus. CVJIĆ hat darüber sehr anschaulich berichtet und auch den alten Erzbergbauern dieser Gegend seine Aufmerksamkeit geschenkt. Die herrschenden Gesteine sind Biotitandesite (deren westlichstes Vorkommen von GRIPP am Ostfuß des Kara dag nördlich von Üsküb aufgefunden wurde), Dazite, Rhyolithe und die zugehörigen Tuffe. Stark verwischte Spuren alter Kratere glaubt CVJIĆ in der Umgebung von Kratovo aufgefunden zu haben. Im nordwestlichen Randgebiete fanden bereits BOUÉ und VIQUESNEL Basaltergüsse, die nach von CVJIĆ gesammelten Proben als Olivinleuzitite zu bezeichnen sind. Sie stammen von Nagoričino östlich von Kumanovo (a. a. O. S. 94) und sind zu den letzten vulkanischen Förderungen zu rechnen, d. h. gleichalterig oder jünger als die Hauptmasse der pontischen Beckenschotter. Sie liegen an einem nord-südlichen Spaltensystem, dessen südlicher Abschnitt durch die Thermen von Katlanovo ausgezeichnet ist. Diese Vorkommnisse „atlantischer“ Typen von Basalten (Alkaligesteinen) sind von großem theoretischen Interesse, da sie ein Seitenstück zu den Basalruptionen von Gleichenberg in Oststeiermark darstellen, mit

denen die Eruptivepoche am Ostalpenabbruch schließt. In beiden Fällen folgen die Alkaligesteine auf die noch enge an die Faltungsperiode geknüpften trachytisch-andesitischen Magmaergüsse, die den ausgeprägten pazifischen Typus an sich tragen. Durch das Auftreten der Alkaligesteine wird angedeutet, daß die Zeit der Aufschmelzungen, die für den salisch-pazifischen Charakter der letztgenannten Typen verantwortlich waren, nunmehr ihr Ende gefunden hatte. Die Gebiete traten in das Rumpfgebirgsstadium ein und gewannen Ähnlichkeit mit den mitteleuropäischen Schollengebirgen, für die ja die „atlantischen“ Basalttypen usw. besonders bezeichnend sind.

c) Der Ostrand des Amselfeldes wird gleichfalls von trachytisch-andesitischen Eruptionen begleitet, die durch Kreideflysch und paläozoische Schiefer brechen. Sie treten bei Novoberdo und Janjevo als Erzbringer auf. Die vulkanische Zone setzt sich ohne Unterbrechung nach Nordwesten, am Hange des durch viele kleine sulfidische Erzvorkommnisse ausgezeichneten Kapaonikgebirges fort und gibt hier Anlaß zur Ausbildung sehr typischer landschaftlicher Kontraste. Auf den von jungen Tonaliten durchbrochenen paläozoischen Gesteinen des Gebirgskammes liegt die mächtige Serpentinmasse mit ihren vegetationsarmen dunklen, von zahlreichen Gleitflächen spiegelnden Steilhängen. Darüber folgt südwestlich fallender Oberkreideflysch des nördlichen Ibargehänges und schließlich die tertiäre Eruptivserie¹⁾. Lockere Konglomerate und Breccien, aus Quarz-, Schiefer-, Hornstein-, Flyschsandsteinfragmenten bestehend, bilden die Unterlage bunt verwitternder Tuffe und Agglomerate sowie der darüber geflossenen, oft säulenförmig abgesonderten Ergüsse. Eruptivgänge brechen an verschiedenen Stellen durch. Ein breiter Gürtel von Wiesen, Feldern und Ortschaften bezeichnet den Ausstrich der Flysch- und Trachytzone im Gegensatz zum unwirtlichen Serpentinegebiet. In tektonischer Beziehung ist von Interesse, daß die vulkanischen Ergüsse und Tuffe noch eine Einmündung durch leichte Faltung erfahren haben.

Eine westlichere Vulkanreihe zog von Mitrovica in der Richtung nach Novipazar. Die schroff aufragende Trachytkuppe mit der alten Burgruine oberhalb von Mitrovica stellt einen im Kreideflysch aufsetzenden Eruptivschlot dar. Andere ähnliche Ausbruchs-

¹⁾ Unter den von mir untersuchten Schlißproben aus dem Ibartal zwischen Mitrovica und Novipazar befinden sich: heller biotit- und hornblendeführender Trachyt mit großen Sanidinen bei Rudare, Biotitdazit bei Bugariče, Augitandesit bei Košatica u. a.

punkte, z. B. die Javorske strane stechen auch im weiteren Verlauf des Zuges auffällig aus der Schiefer-Sandstein- und Serpentinlandschaft hervor. Über weitere Vorkommnisse im serbischen Gebiet geben die Arbeiten von AMPFERER und HAMMER, sowie das Buch von KREBS über Serbien reichlichen Aufschluß.

Es besteht eine förmliche Kette von tertiären Vulkanen des innerdinarischen Gebiets bis hinauf zu den Trachyt-Andesitgebieten des jugoslavischen Teiles von Untersteiermark (Smrekoucegebiet östlich der Steiner Alpen, Umgebung von Tüffer, Römerbad usw.). Das Alter scheint überall das gleiche zu sein, nämlich tieferes Miozän. Andesittuffe sind in Untersteiermark den Schichten der ersten Mediterranstufe (Burdigalien) eingeschaltet. Erst die Basalte von Gleichenberg sind pontischen Alters.

Die letzten Nachwirkungen der vulkanischen Tätigkeit vertragen sich sowohl in der Balkanhalbinsel, als auch im pannonischen Vulkankranz durch zahlreiche Thermen und Säuerlinge, die so häufig sind, daß eine vollständige Aufzählung ausgeschlossen wäre. In Ost-Mazedonien (vergl. WURMS Arbeit) zählen hierher die heißen Quellen des Strumagebietes bei Demirhissar, Livunovo, Svetivrač (71,5°); im Vardargebiet liegen die Thermen von Merzenci, Katlanovo, Štip. An der Straße zum Babunapaß tritt mitten in dem Granit- und Gneisgebiet des östlichen pelagonischen Gebirges ein kalter Säuerling zutage.

Eine ganz ausgesprochene Thermenreihe zieht durch Raskien. Ihr gehört die warme Quelle von Banjska nordwestlich von Mitrovica (45°) an, ferner Klečka Banja am oberen Ibar (31°). Banja bei Novipazar (48,5°) und Banja bei Priboj (36°). Auf die Heilkraft dieser Quellen wurde, wie die vorhandenen Bauten an verschiedenen von ihnen beweisen, schon im Altertum und Mittelalter Wert gelegt. Zweifellos werden in diesen Gegenden noch interessante archäologische Funde zu erwarten sein.

Merkwürdig ist die Erscheinung der kalten Schwefelwasserstoffausströmungen bei Kosel, 9 km nördlich von Ochrida. Sie liegen außerhalb der beschriebenen vulkanischen Zone; aber immerhin hat der Gedanke von CVIJČ und OESTREICH, daß es sich um eine Solfatare handelt, viel für sich.

4. Die neogenen Fluß- und Seebecken

Die orogenetischen Bewegungen der Nachligozänzeit bewirkten Rückzug des Meeres aus Mittelmazedonien. Das panno-

nische Meeresbecken der Unter- und Mittelmiozänzeit entsandte nur Buchten in das nordserbische Hügelland (vergl. KREBS, Serbien). Es stand wohl auf dem Wege über die Gegend des Eisernen Tores an der Donau mit der Walachei und dem pontischen Gebiet in Verbindung. Die innere Balkanhalbinsel bis nach Griechenland hinab war Land, das im Westen an die miozäne Adria grenzte. Letztere reichte nach Mittelalbanien herein und trat möglicherweise durch den „Ober-Skumbigraben“ mit der zum nordägäischen Becken gehörigen thessalischen Senke in Verbindung.

Am Nordsaum des ägäischen Beckens reichte das östliche Mittelmeer der Miozänzeit bis in das untere Strumatal. WURM entdeckte hier unter limnisch-fluviatilen Ablagerungen der pontischen Stufe sarmat. Schichten zwischen Seres und Demirhissar; ERDMANNSDÖRFFER fand bei Dedeballi am Golf von Orfano Litoralablagerungen der 2. Mediterranstufe = „Vindobonien“ mit *Pecten aduncus* EICHWALD und *Pecten Leythajanus* PARTSCH in 270 m Höhe (vergl. OPPENHEIM: Über Neogen am Golfe von Orfana, Centralblatt f. Min. usw. 1920, Nr. 1, 2, S. 9—14). Eine Fauna von pliozänem Habitus stammt von einer benachbarten Stelle.

Das nordägäische Meeresgebiet erstreckte sich auch über Südwest-Thrazien am Golf von Saros und über die Dardanellen-gegend, so daß es mit dem pontisch-pannonischen in Verbindung trat.

Im Raume zwischen den drei Hauptbecken: dem pannonischen, adriatischen und nordägäischen, sind Fluß- und Seeablagerungen des Neogens sehr verbreitet und werden im Laufe der Zeit wohl auch eine Rekonstruktion der Hauptentwässerungszüge gestatten. Einstweilen ist die Frage nach den Schicksalen der Wasserscheiden zwischen den drei großen Depressionen nur in vereinzelten Fällen geklärt.

Das Maximum der sogenannten Seenepoche in der Balkanhalbinsel fiel nicht zusammen mit der I. und II. Mediterranstufe (marines Unter- und Mittelmiozän). Es gehörte vielmehr der darauffolgenden Zeit an, in der weite Räume der östlichen Mittelmeergebiete abgegliedert wurden und durch das „sarmatische“ Brakwasserstadium in die pontische Aussüßungsphase der Unterpliozänzeit eintraten. Die sogenannte levantinische Phase des Oberpliozän brachte bereits eine beträchtliche Einengung der Binnensedimentation.

a) In den serbischen Neogenbecken haben O. ABEL und N. KREBS stratigraphische und morphologische Beobachtungen ge-

sammelt, über die das Serbienbuch des letzteren Autors Aufschluß gibt. Die Verbindungen weisen naturgemäß zum pannonischen Becken, dem ja das nordserbische Flach- und Hügelland voll angehört.

ABEL hat betont, daß die genauere Altersbestimmung der häufig lignitführenden Ablagerungen in den einzelnen serbischen Becken eine im allgemeinen noch zu leistende Aufgabe ist, da die limnischen Faunen oft Schwierigkeiten für die Korrelation bieten. Aus dem Neogen südlich von Kraljevo (talabwärts des Ibardurchbruchs zwischen Jelica- und Kopaonikgebirge) brachte mir ein Kriegsteilnehmer schön erhaltene Exemplare von *Melania*, *Melanopsis*, *Dreissensia* und *Unio* mit. Sie sprechen für Miozän.

b) Meine eigenen Beobachtungen setzten in den Neogenbecken des ehemaligen Sandschaks Novipazar (Raskien) ein. Der größte Teil dieses Gebiets weist alte Ebenheiten in etwa 1200 bis 1300 m Höhe auf, die sowohl über die mesozoischen Gesteine wie über das paläozoische Schiefergebiet hinwegziehen und im SW von den Kalkgebirgen Ost-Montenegros, im NO von dem 1900 bis über 2000 m hohen Kopaonikrücken begrenzt werden. Sie dringen z. T. buchtartig in das erstgenannte Bergland ein und stellen den Boden eines durch Lateralerosion verbreiterten Längstalzuges dar, in dem Seebecken der Neogenzeit eingesenkt waren. Besonders schön entwickelt ist das große Sjenicabecken (20 × 25 km) mit seinen weißen Süßwassermergeln, die bei Duga-poljana durch Thermalquellen chalzedonisiert wurden und auch Achatkrusten auf Klüften führen. Lignitische Schmitzen, von kohligen Mergeltonen mit *Limnaeus* und *Planorbis* begleitet, treten bei Stavalj in ihnen auf. Die Strandterrassen des alten Sees laufen scharf gezeichnet in 1260 m Höhe (sehr erheblich über dem von CVIJIĆ angenommenen pontischen Terrassenniveau Mazedoniens, vergl. S. 159) durch und beweisen die Ungleichmäßigkeit der Hebung. Über die Mergel legte sich eine fluviatile Schotterdecke.

Ähnlich ist das Becken am oberen Ibar bei Tutinje, dessen Mergel in etwa 900 m Seehöhe aufgeschlossen sind. Die jüngeren, fluviatilen Schotter breiten sich sowohl über sie als auch über die benachbarten Hochflächen, so liegen sie an dem Fahrwege nach Novipazar in einer Höhe von 1170 m über paläozoischen Schiefem.

Andere Becken sind nordwestlich von Sjenica im Entwässerungsbereiche des Limflusses, bei Novavaroš u. a. O. vorhanden. Die Frage, wohin die Entwässerung ging, ist noch nicht ent-

schieden und könnte nur nach genauer Verfolgung der Schotter beantwortet werden. Mit dem heutigen Flußnetz hatte sie nichts zu tun, denn dessen Täler zerschneiden häufig quer die alte Talung samt ihren Seebecken.

c) Südöstlich von Mitrovica beginnt das 64 km lange, bis etwas über 10 km breite Kosovopolje (Amselfeld) mit dem Hauptort Priština. Es ist mit neogenen Beckenablagerungen erfüllt, die großenteils aus Sanden und Schottern bestehen, aber auch Mergel und Süßwasserkalke enthalten. Aus solchen wies CVIJIĆ im 680 m-Niveau bei Pr. Paludinen nach; er rechnet diese Schichten der levantinischen Stufe zu. Nach dem Abflauen des Sees bildeten sich Rückzugsterrassen, deren untere als diluvial zu betrachten sind. Heute wird das Amselfeld in seinem nördlichen Teile durch die Sitnica zum Ibar (Donaugebiet), im südlichen durch das System des Lepenac zum Vardar (Ägäisches Gebiet) entwässert. Junge Veränderungen der Wasserscheide sind zweifellos vor sich gegangen, da bei Ferizovič eine Bifurkation beide Flußgebiete verbindet. Aller Wahrscheinlichkeit nach ging die pliozäne Entwässerung zum Vardar. Der in die Nordspitze des Amselfeldes eintretende Ibar hat nämlich südöstliche Richtung des Oberlaufs, der Labfluß auf der östlichen Beckenseite fließt nach Süd; beide zielen zum Lepenac-Vardarsystem. Damit dürfte wohl auch ein Teil der oben erwähnten Neogenbecken des Sandschaks Novipazar zum ägäischen Einzugsbereich gehört haben.

d) Die Metochija (Becken von Ipek)

Ein sehr bedeutendes Seegebiet erfüllte in der Neogenzeit die Depression östlich der nordalbanischen Alpen und nördlich des Šargebirges. Ich habe diese Gegend nicht besucht, doch bringt die Literatur Angaben über ihre jungen Schotter-, Sand- und Mergelabsätze. Bei Rudnik ist Lignit vorhanden, auch sah ich Mergelproben mit Steinkernen von Unio. Der Boden des Beckens ist weit weniger gehoben als jener von Novipazar; er liegt im östlichen Randgebiet bei Rudnik nur wenig über 650 m.

Heute ist die Metochija durch den Drin der Adria tributär (Kartenskizze S. 33). Diese Entwässerung durchbricht aber die hohen Bergkämme des mittleren Albaniens und bietet — soweit man dies nach den orographischen Verhältnissen beurteilen kann — das Bild einer jungen Anzapfung. Ich vermute, daß das genannte Binnenbecken, das in jeder Weise den benachbarten Senken von

Üsküb und von Priština entspricht und von ihnen nur durch ziemlich niedriges Hügelland mit Resten von Einebnungsflächen getrennt ist, erst in einem späten Stadium durch Rückwärtseinschneiden des unteren Drin erobert wurde. Das Gefälle der adriatischen Abdachung ist durch junge Emporwölbung der dinarischen Kalkgebirge und durch gleichzeitige Abbiegung der äußeren Randzone (vergl. das Eindringen des marinen Pliozän in das Skutari-becken und die quartäre Ertränkung der dalmatischen Küstentäler) bedeutend gesteigert worden, so daß die Wasserscheide von dieser Seite her stark angegriffen wurde und sich nach rückwärts verschob. Damit erklärt sich dann auch die Zusammensetzung des Drinlaufs aus drei Stücken: dem vom Ochridasee nach Norden fließenden Schwarzen Dr., dem aus der Metochija nach Süd strebenden Weißen Dr. und dem nach Westen gerichteten vereinigten Lauf beider. Hier harren sehr interessante morphologische Probleme der Lösung.

e) Das Neogenbecken am mittleren Vardar

Die neogene Fluß- und Seeniederung Innermazedoniens erstreckte sich aus der Gegend von Kumanovo und Üsküb über Veles, Gradsko, Kavadar bis an den Fuß des süd-mazedonischen Berglandes östlich des Černadurchbruchs. Es war im Westen von den Gebirgen begrenzt, die sich vom Ljubotrn und der Jakupica bis in die Umgebung von Alchar erstrecken. Im Osten drang es in das vulkanische Bergland von Kratovo-Zletovo, sowie in die Ausläufer des Osogov- und Plaškavicegebirges (nördlich von Radovište) ein.

Die Ablagerungen sind in ein stark betontes Erosionsrelief eingebettet, dessen Furchen an verschiedenen Stellen, so bei Veles und südwestlich von Gradsko unter die heutige Talsohle herabreichten. Die Oberkante der Schichtenfüllung liegt am Vodnohang bei Üsküb über 600 m hoch, bei Veles niedriger, bei Čičevo 560 m. Weiter im Süden, wo vom vulkanischen Gebirgskamm bei Alchar nördlich der Moglenaebene große Schotter- und Blockmassen herabkamen, steigt die Beckenauskleidung auf mehr als 1000 m an und schmiegt sich an die Trachyt-Andesitkuppen.

Es muß ausdrücklich betont werden, daß die Entstehung des mittleren Vardarbeckens nicht durch einen grabenähnlichen „Einbruch“ erfolgte. Nirgends ist der Umriss durch Brüche bestimmt, sondern es wurde eine reich gegliederte Berg-

und Tallandschaft der Nacholigozänzeit unter die Erosionsbasis herabgebogen und verschüttet. An dem von mir näher untersuchten Westrand sind mehrere zugefüllte Täler aus dieser Zeit sehr schön zu beobachten. Hieher gehört die Kaldranifurche, die vom Kalkandelenbecken nach Üsküb führt; die Markovaniiederung nördlich vom Jakupicagebirge; der bei Veles den Vardar querende und in das tertiäre Hauptbecken einmündende Vorläufer der damals vereinigten Topolka — Babuna; ferner die vom Pletvarpaß kommende Rajacfurche, die bei Gradsko ausmündete. Der tertiäre Vorläufer der unteren Černa lag im großen und ganzen südöstlich des heutigen jungen Tales und bildete noch nicht den Abfluß der Pelagonia, sondern entsprang im vulkanischen Gebirge nördlich der Moglenaebene.

Die Hauptentwässerungsader, die alle die genannten Rinnen aufnahm, lief östlich des mittleren Vardar. Sie trat nicht in die Demirkapuschlucht und die südlich anschließende, in Diabas eingeschchnittene Talstrecke ein. Diesem Abschnitt fehlen neogene Ablagerungen und ihnen zugehörige Talböden. Der Ablauf ging nördlich des Plauškammes in südöstlicher Richtung zur Strumica. Die von NOPCSA aufgefundenen Neogenschotter im Hügelland zwischen Krivolak und Radovište weisen hier deutlich den Weg. Innermazedonien gehörte somit zum Flußsystem der Struma, deren große Neogengebiete über Demirhissar—Seres und durch das Tachynosbecken zum Golf von Orfano ziehen. Sie entsprechen in fazieller und stratigraphischer Beziehung dem mittleren Vardargebiet; nur kommt im Liegenden der limnisch-fluviatilen Bildungen das marine Miozän einer von ihnen zugeschütteten Bucht des Agäischen Meeres zum Vorschein (Beobachtung von WURM, Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1922 und 2. Mazedonienheft). Auch das marine Oberpliozän drang in die Bucht von Seres ein.

Ausbildung des Vardarneogens

Die jungtertiären Binnenablagerungen unterscheiden sich sehr deutlich von den älteren Schichten, von denen sie durch eine scharfe Diskordanz getrennt werden. Es überwiegen lose oder schwach verkittete fluviatile Sedimente, die nicht selten Kreuzschichtung aufweisen; graue und gelbliche, glimmerige Quarzsande, deren Material unverkennbar auf das westliche Randgebirge hindeutet, befinden sich in Wechsel mit Schotterbänken. Unter den Geschieben treten Quarz, Quarzit, paläozoische und kristalline

Schiefer, auch Gneis, stark in den Vordergrund; doch fehlt auch Kalk keineswegs. Die Erosion war somit lebhaft genug, um tief durch die damalige Verwitterungsdecke bis in das frische anstehende Gestein einzuschneiden — daher in den Geröllen keine Beschränkung auf Gesteine, die zu den letzten Verwitterungsrückständen gehören (vergl. dagegen die Auslese von Quarz- und Kieselschiefergeschieben im Tertiär auf den alten Rumpfflächen Deutschlands).

Eine besondere Ausbildung zeigten jene vorwiegend aus Andesitmaterial bestehenden Schotter, welche den Černabogen auf seiner rechten Seite begleiten. Sie strömten vom Gebirge Süd-mazedoniens herab und füllten ein breites Bett aus.

Von den Vulkankuppen im Gelände unter dem Dobropoljekam ziehen sich nach den Aufnahmen von ÖSTREICH, WILLRUTH u. a. Schutt- und Geröllablagerungen an den Tälern von Bešista, Gradešnica usw. herab und bilden plateauförmige Erosionsreste, die häufig eine Decke von löcherigen Kalktuffen tragen. Bei Gradešnica und Bešista ist diese Plattform nach ÖSTREICH ziemlich genau 1000 m hoch (1004), dann senkt sie sich allmählich Černa-wärts und bildet S der Rasim Bey-Brücke (300 m) einen Tafelberg von 680 m. Auf der Karte 1:200000 trägt die ganze Landschaft den Namen Morichovo.

Die gleichfalls mit Kalktuff verbundenen kleinen Tertiärvorkommnisse in der Umgebung von Rožden deuten den ehemaligen Zusammenhang mit dem weiten Gebiet der neogenen Andesitkonglomerate von Konopište an. An der Seilbahnstrecke von hier nach Demirkapa hatte man ausgezeichnete Gelegenheit, diese Ablagerungen zu studieren. Die Gerölle erreichen hier und im Radinatale bei Bogulja Größen von einigen Dezimetern bis über 1 m und sind nur lose gepackt, so daß an den Steilhängen der heutigen Erosionstäler malerische Pfeilerformen nach Art der Erdpyramiden vorkommen.

Im Vardarbereich sind an verschiedenen Stellen, besonders häufig am Beckenrand (z. B. N der Treskaschlucht, O des Vodno bei Ūsküb, im Ovče polje an der Straße Veles-Štip, an der Pletvarstraße bei Trojaci u. a. O.) den klastischen Neogenablagerungen poröse, aber harte Kalktuffplatten eingeschaltet oder aufgelagert. Ihre oft schwammig zerfressene, verkrustete vegetationsarme Oberfläche gibt in den mazedonischen und thrazischen Tertiärbecken vielen Landstrichen ein charakteristisches Gepräge. Zweifellos waren kalkreiche Quellen, die aus den marmorreichen Gebirgen austraten und in ähnlicher Weise auch heute oft zu sehen sind, die Haupterzeuger dieser plattenförmig ausgebreiteten Absätze. Auch versinterte Schutthalden sind nicht selten.

Ein unbauwürdiges Lignitflöz sah ich im Westteil des Ūskübbeckens bei Svilari. Es ist bei 1½ m mächtig, von Brandschiefer begleitet und in einer Rutschlehne etwa 1 km östlich des Ortes aufgeschlossen. Ob in den inneren Teilen des Beckens auch bau-

würdige Flöze auftreten, könnten nur Bohrungen zeigen, deren Erfolg naturgemäß ein fraglicher ist. Lignit von unbauwürdiger Beschaffenheit ist auch im Černabogen bei Mojno Morichovo, Melnjica und Bešista bekannt.

Außer den vereinzelt kleinen Moorgebieten, die durch derartige Braunkohlenschmitzen angedeutet sind, bestanden in der weiten Aufschüttungsebene auch flache Seen, die wir uns ähnlich vorzustellen haben, wie die zahlreichen heutigen Seebecken des unteren Vardar- und Strumabereichs. Am Zitadellenhügel von Üsküb schneidet der Vardarfluß mit seinem linken Ufer Mergel an, die zweifellos Seeablagerungen darstellen. Im oberen Teile schieben sich grobe, kreuzschichtige Sandlager ein. Aus den Mergeln ist schon seit langer Zeit eine limnische Molluskenfauna von Burgerstein beschrieben. Es finden sich: *Neritina Neumayri* BURG., *Prososthenia Suefi* BURG., *Pr. crassa* BURG., *Amphimelania mazedonica* BURG. sp., *Helix* und *Clausilia* in Fragmenten. Auch Ancylosschalen wurden entdeckt. Blattabdrücke sind nach GRIPP sowohl in den Mergeln dieser Lokalität, als auch bei Sopište südöstlich von Üsküb und an anderen Stellen der Vodnoabdachung vorhanden.

F. PAX konnte folgende Arten bestimmen:

Cephalotaxus Olrikii, *Pinus* sp., *Glyptostrobus europaeus*, *Sequoia Langsdorfii*, *Typha latissima*, *Myrica lignitum*, *M. hakeae-folia*, *M. oeningensis*, *Carya elaeoides*, *Juglans acuminata*, *J. bilinica*, *Carpinus grandis*, *Castanea atavia*, *Fagus attenuata*, *Quercus pseudocastanea*, *Magnolia primigenia*, *M. cf. inaequalis*, *Cinnamomum polymorphum*, *C. Buchii*, *C. spectabile*, *C. Scheuchzeri*, *C. subrotundum*, *Hamamelis mazedonica*, *Podogonium Lyellianum*, *Cassia lignitum*, *C. phaseolites*, *C. Zephyri*, *Robinia subcordata*, *Ailanthus dryandroides*, *Rhus stygia*, *Ilex berberidifolia*, *Celastrus elaeus*, *Acer trilobatum*, *Rhamnus Rossmässleri*, *Rhododendron* sp., *Olea Noti*.

Das Klima der damaligen Zeit entsprach dem des wärmeren Ostasiens und Nordamerikas der Gegenwart. Floristische Beziehungen zu beiden Erdteilen treten deutlich hervor, doch ist auch ein gewisser Einschlag von tropischen Typen vorhanden. Eine nicht unbeträchtliche Zahl verwandter Arten lebt noch heute im Mittelmeergebiet und mittleren Europa.

In stratigraphischer Beziehung verweisen die Süßwassermollusken und Pflanzen der Gegend von Üsküb auf Miozän, ohne aber eine scharfe Horizontbestimmung zu gestatten.

Von noch größerer stratigraphischer Bedeutung sind die von Herrn Hauptmann der Res. JUNGSMANN aus Fürth i. B. entdeckten Säugetierreste im Tertiär westlich von Veles. Sie liegen in einer Seehöhe von ca. 260 m, rund 100 m über dem Vardar bei Veles. Das geologische Niveau entspricht der Hauptmasse der Beckenschichten im mittleren Vardargebiete von Üsküb usw. Die Knochen waren in mürbem, glimmerigem Sandstein eingebettet und in einer wenig mächtigen Lage angehäuft. Ich konnte diese Schicht in einer durchschnittlichen Stärke von einigen Dezimetern auf eine Strecke von mehr als hundert Meter verfolgen. Ein bezahnter Hipparionkiefer, mehrere Bruchstücke von Gazellengehörnen u. a. fanden sich nach kurzem Suchen. Die durch Herrn Hauptmann JUNGSMANN schon vorher tatkräftig betriebenen Ausgrabungen förderten auf einem Raume von mehreren Metern Länge eine reiche Fauna zutage, die von Prof. SCHLOSSER in München einer Bearbeitung unterzogen wurde.

(SCHLOSSER, Die Hipparionfauna von Veles in Mazedonien, Abh. d. bayr. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Klasse XXIX. Bd., 4, München 1921).

Es wurden folgende Arten bestimmt:

<i>Mesopithecus Pentelici</i> WAGNER	<i>Palaeotragus Roueni</i> GAUDRY
<i>Ictytherium robustum</i> GAUDRY	<i>Helladotherium</i> cf. <i>Duvernoyi</i>
sp.	GAUDRY
<i>Machairodus orientalis</i> Kittl	<i>Tragocerus amaltheus</i> ROTH u.
<i>Mastodon longirostris</i> KAUP var.	WAGNER sp.
<i>Dinotherium giganteum</i> KAUP.	<i>Tragocerus</i> sp.?
<i>Rhinoceros (Ceratorhinus)</i>	<i>Palaeoreas Lindermayeri</i>
<i>Schleiermacheri</i> KAUP. (Schädel)	WAGNER sp.
<i>Nestoritherium Pentelici</i>	<i>Protragelaphus</i> cf. <i>Skouzesi</i>
GAUDRY sp.	DAMES
<i>Hipparion gracile</i> CHRISTOL.	<i>Gazella brevicornis</i> ROTH u.
<i>Sus erymantheus</i> ROTH und	WAGNER
WAGNER	<i>Gazella deperdita</i> GERVAIS.
<i>Camelopardalis parva</i> WEIT-	
HOFER	

Wir haben es mit einer typischen Pikermifauna (pontische Stufe des Unterpliozän) zu tun. Die regellose Mischung von Knochen, unter denen wohlhaltene, aber aus ihrem Zusammenhang gerissene Extremitäten, einzelne Schädel, Kiefer und sonstige

Skelettreste junger und alter Individuen vertreten sind (u. a. auch ein leider beim Bahntransport verloren gegangenes Becken von einem vermutlichen Cavicornier), deuten nach meiner Ansicht auf Umschwemmung durch Hochwasser. Die Ablagerung liegt im tertiären Flußbette, und zwar im Schutze der aus diesem aufragenden Felskuppe von Elenovodica. Man kann aber nicht gut denken, daß es sich um rein zufällig zusammengetriftete Reste handelt. Viel wahrscheinlicher ist mir, daß an benachbarten trieb- sandgefährlichen Plätzen tränkende Tiere zugrunde gingen und daß ihre Kadaver an einer ruhigen Stelle zusammengespült wurden.

Der einheitliche Charakter der fluviatilen Ablagerungen in dem tertiären Erosionstal von Veles weist darauf hin, daß die Zuschüttung in pontischer Zeit ihren Höhepunkt und Abschluß fand. Die nachpontischen Bewegungen haben das Neogen des Beckens von Üsküb nicht nur gehoben, sondern stellenweise auch in leichte Wellen gelegt. Ganz deutlich sind derartige Erscheinungen nördlich des Vodno bei Üsküb zu beobachten. Die heutige Oberfläche der pontischen Beckenablagerungen ist hier und in weiten Strecken anderwärts eine Verebnung, die nach der Aufschüttungs- epoche gebildet wurde. Sie bezeichnet einen Erosionsstillstand während der Hebungszeit und kann örtlich verschiedene Ursachen haben, da sowohl Verlangsamten der Aufwärtsbewegung als auch Erosionshindernisse im Abflußgebiet (Antreffen harter Felsriegel) analoge Wirkungen ausüben.

f) Das Neogen der westmazedonischen Becken

Sehen wir hier von den Andesitschottern, Sanden, lignit- führenden Schichten und Tuffkalkplatten der Landschaft Morichovo an der Černa ab, da sie wahrscheinlich an jene des mittleren Vardargebiets im Beckenteil von Kavadar anzuschließen sind, so scheint die eigentliche Pelagonia, d. h. das Becken von Monastir—Prilep mindestens in der Hauptsache von quartären Ablagerungen erfüllt zu sein. Seine Angliederung an das Vardarflußgebiet muß erst in verhältnismäßig später Zeit durch Anzapfung von Seite jenes Vorläufers der unteren Černa erfolgt sein, dem die Schotter von der Nordabdachung des Dobropolje und des Vulkangebiets zu- strömten.

Zweifelhaft ist mir das Alter der konglomerierten Schotter und versinterten Hangbreccien, die man am Ostrand der Ebene von Prilep in etwa 650 m Seehöhe anstehen sieht. Nach ihrem

Höhenverhältnis zur jetzigen Beckensohle (Prilep 605) können sie noch recht wohl diluvialen Alters sein.

Im Becken des Prespa-Sees ist das Vorkommen von Neogenablagerungen, die den bisher besprochenen ähnlich sind, nicht bekannt. An den Fuß des paläozoischen Schieferhügellandes, das in der Umgebung von Resna diese Seeniederung gegen Norden begrenzt, legen sich Ablagerungen von losen Schottern, Sanden und Tonen in Form einer breiten Terrasse. Nach den Untersuchungen von GOEBEL steigt sie etwa 100 m über die Alluvialebene von Resna (900 m) an. Diese alte fluviatile Bildung ist wohl in der Hauptsache diluvialen Alters; selbstverständlich kann sie aber bis in das Jungtertiär zurückreichen.

Im Bereiche des Ochrida-Sees konnte ich nur Quartärablagerungen in der Ebene von Struga beobachten. In der weiteren Fortsetzung ist aber auch Neogen vertreten, da O. WELTER ein Lignitvorkommen 10 km nördlich des genannten Ortes zu sehen Gelegenheit hatte. Das Flöz soll in der Nähe der Mersin Bey-Brücke etwa 4 m mächtig (einschließlich der Zwischenmittel) anstehen und einem Becken innerhalb der Triaskalke angehören.

Südlich vom Ochrida-See sind nach den Untersuchungen von BOURCART in dem Zuge des marinen Tertiärs der inneralbanisch-thessalischen Furche an zahlreichen Stellen fluviatile und lakustrische Ablagerungen des jüngeren Neogen (pontische und levantische Schotter, Sande usw.) vorhanden.

Zusammenfassende Bemerkungen

Die Reihe von Depressionen, die wir durch Serbien, Raskien und Mazedonien verfolgen können; knüpfte sich im NW an das pannonische Becken, im SO an das ägäische und vermittelte so zwischen diesen beiden größten Innensenken im ostmediterranen Abschnitt des Kettengürtels. Sie lag aber nicht im Zuge der miozänen Meeresstraßen, denn diese gingen sowohl während der I. und II. Mediterranstufe, als auch während der sarmatischen Brackwasserphase im Norden an der Balkanhalbinsel vorbei durch die Karpathenländer. Auch in pontischer Zeit, als die Aussüßung der abgegliederten Teile des Mittelmeeres schon erhebliche Fortschritte gemacht hatte, kann der Austausch zwischen der Congerienfauna des pannonischen und des pontisch-thrakischen Beckens nicht durch Mazedonien gegangen sein. Die Congerenschichten enthalten noch brackische Elemente, während wir in den Binnen-

ablagerungen der in Rede stehenden Zonen der Balkanhalbinsel nur fluviatile und limnische Fossilien antreffen.

CVIJIĆ, dessen letzte Arbeiten ich nur aus Referaten von OESTREICH kenne, ist über die Rolle der mazedonischen Neogenablagerungen etwas anderer Ansicht. Er nimmt eine in zahlreiche Einzelbassins gegliederte, aber zusammenhängende Wasserfläche, den „Ägäischen See“ an, der aus dem pannonischen Becken durch Mazedonien bis in die Ägäis reichte und weiterhin selbstverständlich mit dem pontischen Hauptgebiet Osteuropas und Vorderasiens in Verbindung trat. Seine oberste Strandterrasse soll in Mazedonien einheitlich zwischen 740—800 m Höhe liegen. Im Oberpliozän trat Senkung des Seespiegels ein; wir finden nach CVIJIĆ die „levantinische“ Terrasse in etwa 670—680 m gleichfalls noch als einheitliche Marke, dann aber trat mit weiterer Senkung Zerfall in einzelne Wasserbecken ein. OESTREICH hebt in seinem Referat, Zeitschr. der Ges. f. Erdk. Berlin 1916 hervor, daß Bildung und Zerfall des pontischen Sees durch Krustenverbiegungen erfolgte. Wir sehen: Zuerst Ertränkung des vorpontischen Reliefs durch Einmündung der mazedonischen Mittelzone, dann relative Tieferlegung der Seespiegel und Zerschneidung der limnischen Ablagerungen infolge einer Emporwölbung der Kruste und Eintiefung des Abflusses. Ihrer Natur nach können aber diese Vorgänge nicht das ganze Gebiet gleichzeitig in gleicher Weise betroffen haben; eine Korrelation auf Grund von Terrassenhöhen ist nur in beschränktem Raume zulässig. Die neogenen Terrassen von Sjenica liegen in mehr als 1200 m, dagegen die gewiß nicht jüngeren von Üsküb unter 700 m.

Im Gegensatz zu diesen durch spätere Krustenverbiegungen erreichten Höhen müssen wir annehmen, daß in pontischer Zeit die Lage der Seespiegel nicht hoch über dem Mittelmeerniveau gewesen sein kann. Dies wird schon verlangt durch den nahen Anschluß an das halbbrackische pannonische Congerienbecken im Norden und das thrazische im Südosten. Berücksichtigen wir, daß am Vardar zwischen Üsküb und Veles die Oberkante der pontischen Schotter rund 400—500 m über der Sohle der vorpontischen Täler lag, so muß letztere im Lauf dieser Ablagerungszeit bis unter den damaligen Meeresspiegel abgesenkt worden sein. Aber diese Niveauveränderung brachte zum Unterschied von jener des Oligozäns keine marine Transgression mit sich; ja selbst die benachbarten Hauptdepressionen (pannonische, pontische und

thrazische) waren Binnenseen großen Stils. Die Abriegelung vom Mittelmeere dürfte durch die Annahme zu erklären sein, daß der fortdauernde Faltungsprozeß die äußeren dinarischen Zonen zu einem geschlossenen Gürtel verband, der alle diese Gebiete umschloß. Vielleicht gingen sogar die epirotischen Züge landfest nach Italien hinüber und machten auch die Adria zu einem Binnengebiet, denn selbst am Apenninenhang und in Niederalbanien liegen eingeschaltet zwischen mediterranem Miozän und Pliozän die limnischen oder fluviatilen pontischen Schichten. Es liegt also nicht etwa eine allgemeine pontische Transgression vor, sondern eine flachwellige Krustenverbiegung, die z. B. im pannonisch-mazedonisch-thrazischen Gebiet Senkung, im niederalbanisch-epirotischen Gebiet Hebung bedeutete. Auch in Mazedonien selbst war die Bewegung nicht überall gleichsinnig. Die mittlere Beckenregion war im Westen vom pelagonischen Hochgebiet begleitet, von dem während der ganzen Zeit große Mengen groben Abtragungsmaterials herausgeräumt wurden; dies deutet auf Fortdauer der Emporwölbung dieser „Großantikline“.

Die Einebnungen erfolgten entlang der großen Entwässerungswege durch Abspülung des Gebirgsfußes zwischen den einmündenden Nebentälern, durch Lateralerosion der Flüsse und lokal durch Abrasionswirkungen der Uferbrandung an den Seebecken. Die durch letztere Wirkungen eingeschnittenen Terrassen beschränken sich auf einen verhältnismäßig schmalen Saum um die alten Seen (ideal erhalten sind sie bei Sjenica, vergl. S. 150). Eine einheitliche allgemeine Verebnung, die das ganze Land planiert hätte, gab es nie. Wir sehen z. B. die rasische Ebenheit südwestlich von Sjenica und am oberen Ibar buchtartig, mit unregelmäßigen, verschwimmenden Konturen in alte Talungen des montenegrinischen Gebirges eingreifen und entnehmen daraus, daß die Reste von höheren Rumpfflächen dort aus einer früheren Zeit stammen müssen als die mit den neogenen (vorwiegend pontisch-levantinischen) Ablagerungen verknüpften.

Sehr lehrreich sind die Verhältnisse bei Üsküb. Hier sieht man im Randgebirge des Beckens eine typische, aber etwas wellige Verebnung in rund 1000 m Höhe über die steil aufgerichteten Marmore und Cipolline des unteren Treskagebiets hinwegschneiden. Sie ist aller Wahrscheinlichkeit nach zeitlich korrelat mit den pontischen Beckenablagerungen, wurde mit ihnen gehoben und verbogen.

Eine jüngere Verebnung bildet heute in wesentlich tieferem Niveau (400—500 m) die abradierte Oberfläche des leicht gestörten Neogens¹⁾ — sie kann vielleicht der levantinischen Zeit angehören. Jedenfalls erfolgte sie zu einer Zeit, in der die Abflußsohle bereits tiefer gelegt war als während des pontischen Hochstandes. Die Beckenausräumung ging dann weiter bis zu den in noch tieferem Niveau liegenden quartären Böden und bis zum heutigen Alluvium. Es sind auf diese Weise Verebnungen verschiedenen Alters und verschiedener räumlicher Bedeutung terrassenförmig ineinandergeschaltet.

5. Die jungpliozäne Tiefenerosion

Durch die nachpontischen Hebungen wurde die Erosion neu belebt und es entstanden tiefe Schluchten, die für das Landschaftsbild Mazedoniens förmlich bezeichnend sind.

Sehr häufig sind Durchbruchstäler zwischen tief ausgeräumten und z. T. mit jungen Ablagerungen erfüllten Senken. In vielen Fällen handelt es sich um epigenetische Talbildung in hartem Gestein, das bei der Tieferlegung der Erosionsbasis freigelegt wurde. Ein schönes Beispiel bildet die Vardarschlucht zwischen der Ebene von Üsküb und Veles. Sie ist dadurch entstanden, daß der auf seinen jungtertiären Anschwemmungen dahinziehende Fluß nicht mehr über der alten begrabenen Talfurche lag, sondern westlich davon, so daß er bei der Eintiefung bald in festes Gestein geriet. Die nachträgliche starke Ausräumung der losen Ablagerungen in den Becken läßt nun diese Strecke als Durchbruch erscheinen. Auch die tiefen, schmalen Schluchten der unteren Topolka und Babuna sowie der Pšinja sind epigenetischer Natur und liegen an anderen Stellen als die vorpontischen und pontischen Täler.

Eine Reihe der reizvollsten Probleme bieten die zahlreichen jungen Umgestaltungen des hydrographischen Systems. Ihre Darstellung würde viel Raum in Anspruch nehmen und doch nicht befriedigend sein, da solche Fragen noch sorgfältige Einzelarbeit verlangen, wie sie erst in einem späteren Stadium der Erforschung dieser Länder geleistet werden kann. Daß durch Anzapfung bedeutende Verlegungen der Wasserscheiden vorgekommen sind,

¹⁾ Der gleichen morphologischen Phase gehört auch die Bildung des ebenen Bodens der in Kalk ausgeräumten Felswanne von Pusta Bresnica südlich des Vodno an, dessen sanfter Rücken (1063 m) sich an die erwähnte Rumpffläche des Treskagebiets anschließt.

steht über jedem Zweifel. Im Vordergrund des Interesses stehen: die Entwicklungsgeschichte des unteren Vardar und die Entstehung des Černabogens, ferner die Veränderungen der panonisch-ägäischen Wasserscheide im oberen Ibargebiet (Amselfeld) und der adriatischen Wasserscheide im Dringebiet (Metohijabecken).

In den vorhergehenden Abschnitten wurden solche Aufgaben gelegentlich gestreift (S. 151—153); auch ÖSTREICH und CVIJIC haben sich mit ihnen befaßt. In Serbien ist KREBS diesen Erscheinungen nachgegangen.

Für das Verständnis der mazedonischen Morphologie ist, besonders wichtig, daß das Neogenbecken des heutigen mittleren Vardar noch zum Entwässerungsbereich der Struma gehörte und daß erst in der jungpliozänen Erosionsphase seine Anzapfung durch ein zum Golf von Saloniki fließendes Gerinne erfolgte. Die ganze Vardarstrecke talabwärts von Demirkapu ist somit ein für Mittel-mazedonien neuer Entwässerungsweg. Auch der Abfluß der versumpften pelagonischen Ebene zum Vardar durch den bogenförmigen Černalauf ist eine Erscheinung aus dieser Zeit. Der frühere Abfluß der Pelagonia muß nach Süden gegangen sein.

6. Das Quartär in Mazedonien

In den meisten großen Neogenbecken Mazedoniens ist auch ein breiter, mit Quartärablagerungen erfüllter Boden vorhanden, so z. B. in der Umgebung von Üsküb, im unteren Strumagebiet usw. Außerdem gibt es Becken, deren Ausfüllung ganz oder größtenteils dem Quartär zufällt.

Die heutige Seen- und Flußniederung am unteren Vardar verdankt ihre Entstehung einer quartären Absenkung. Vorher hatte auch hier die jungpliozäne Tiefenerosion gearbeitet; die Tal-furchen aus dieser Zeit wurden dann ertränkt bezw. mit quartären Sedimenten zugefüllt.

Die Vardarebene talabwärts von Hudova ist ein derartiges Becken, das bereits zur Peripherie des quartären ägäischen Senkungsgebietes gehört, aber von der Ebene am Golf von Saloniki noch durch eine Felsschwelle getrennt ist. F. OSSWALD widmet im zweiten Mazedonienhefte den Sedimentations- und Bewegungserscheinungen dieses Abschnitts eine eingehende Darstellung.

Weit im Inneren des Landes finden wir große, z. T. hochgelegene Quartärmulden, so das Tetovobecken bei Kalkandelen (436 m), das Ochrida- (687 m) und Prespabecken (857 m), sowie die pelagonische Ebene (Prilep 605 m, Monastir 618 m). Meist werden sie als grabenartige Einbrüche aufgefaßt, was aber in dieser Verallgemeinerung gewiß nicht zutrifft. In der Umgrenzung des Tetovo scheinen Brüche eine Rolle zu spielen (S. 78), auch am Ochridasee ist dies teilweise wenigstens der Fall.

Hingegen dringt das Quartär der pelagonischen Ebene so verzweigt in die Talfurchen der Gebirgsumrandung ein, daß man nur von einem in quartären Anschwemmungen erstickten Erosionsrelief sprechen kann. Der Vorgang könnte in Verbindung mit der starken jungpliozänen Hebung der mittelmazedonischen Beckenzone stehen, also mit jenem Geschehnis, dem die Schluchtbildungen am mittleren Vardar und seinen Zuflüssen ihre Entstehung verdanken. Wenn diese, allem Anschein nach breitwellenförmige Aufwölbung ihre Kulmination östlich und südlich der pelagonischen Talung hatte, mußte die Verringerung des Gefälles zu derartigen Aufschüttungen im genannten Ausräumungsgebiet führen. Möglicherweise werden sich im Laufe der Zeit durch genaue Vergleiche die Achsen der Mulden- und Sattelzonen dieser jungen Krustenverbiegungen ermitteln lassen.

Alle diese Fragen müßten so viel Nachprüfung an Ort und Stelle und eine solche Fülle von Reliefstudien an Hand genauer Karten verlangen, daß sie hier höchstens angeschnitten, aber nicht erledigt werden konnten.

Die Verfolgung der Diluvialterrassen am Vardar und seinen Zuflüssen ist noch nicht regional durchgeführt. Es läßt sich daher nicht beurteilen, wie weit außer den klimatisch verursachten Änderungen in der Schotterführung der eiszeitlichen Flüsse auch die Krustenbewegungen in ihre Bildungsgeschichte eingriffen.

Systematische Terrassenmessungen wurden von mir nicht vorgenommen und die wenigen in meinen Notizen enthaltenen Angaben haben keinen besonderen Wert. In Veles liegt westlich des Flusses der nördliche Stadtteil auf einer Stufe in etwa 60 bis 70 m, die quartäre Schotterfläche hinter dem Bahnhof zwischen 25—30 m und der flußseitige Steilrand eines Alluvialbodens etwa 3 m über dem Niederwasser des Vardar (Höhe des letzteren 163 m ü. M.). Unter dem Vodno bei Üsküb, dessen Hang etwa 150 m über dem Fluß eine durch Erosion stark aufgelöste Plattform aus zweifellos neogener Zeit zeigt, ist eine sehr schön ausgesprochene Diluvialterrasse in 30—40 m über dem Fluß (Höhe des letzteren ca. 240 m ü. M.) zu sehen.

Die Verteilung der Gletscherspuren in der Balkanhalbinsel wurde von geographischer Seite, besonders durch CVIJIĆ, ÖSTREICH, A. PENCK bereits an ziemlich zahlreichen Stellen untersucht, so daß man über die maximale Herabdrückung der Schneegrenze unterrichtet ist. Während des Krieges hat auch K. GRIPP diesen Erscheinungen seine Aufmerksamkeit zugewendet. Meist beginnen die Glazialformen in rund 2000 m Höhe.

GRIPP hat im Jakupicagebirge am Pepelak zwei schon von ÖSTREICH gesehene Kare in einer Höhe von 2020 und 2100 m barometrisch neu bestimmt. Weiter südlich liegt zwischen den beiden Hauptgipfeln Solunška und Begova (2530 und 2420 m) ein Karboden, dessen Abschlußmoräne 2195 m Seehöhe besitzt. Auch das etwas tiefer liegende „Wannental“ ÖSTREICHs (durchschnittlich 1950—2000 m) zeigt Gletscherschliffe. Im albanischen Hochgebirge sind gleichfalls Gletscherspuren bekannt. NOWACK erwähnt in seinen morphogenetischen Studien karförmige Nischen in der 2400 m hohen Tomorica östlich von Berat und zwei kleine Hochgebirgsseen in einer Höhe von etwas unter 1900 m. Auch bei meiner Fahrt von Ochrida nach Debra gewann ich Einblick in unverkennbare Kare unter dem etwa 2200—2300 m aufragenden Hochgebirgskamm westlich des Drin.

Im allgemeinen Landschaftsbild der mazedonischen Gebirge treten diese Erscheinungen gegenüber den langgezogenen Rückenformen in den Hintergrund, da sie wegen der bedeutenden Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze (fast um 1000 m höher als im schlesischen Riesengebirge) beschränkt bleiben auf die verhältnismäßig kleinen Hochgebirgsareale. Die glaziale Formengebung hat im Vergleich zu den Alpen nur wenig von den ruhigen Wellenlinien der vordiluvialen Gebirgskonturen zerstört.

C. A n h a n g

Erdmagnetismus

Im Auftrage der landeskundlichen Kommission für Mazedonien und Serbien führte Prof. A. NIPPOLDT vom geodätischen Institut Potsdam an 30 Orten der Balkanhalbinsel erdmagnetische Messungen aus. Sie bildeten einen Teil des Programms einer von den Zentralmächten durchzuführenden erdmagnetischen Vermessung der Balkanhalbinsel. Eine vorläufige Mitteilung der beobachteten Größen von Deklination, Inklination, Horizontalintensität und der daraus errechneten Werte x , y , z für die Beobachtungszeit 1918,0 ist in Meteorologischen Zeitschrift Heft 3/4, 1919, S. 56 enthalten.

Die Agone zieht westlich der Küste des Schwarzen Meeres durch.

Drama hatte $3^{\circ} 17,5'$ westliche Deklination, $0,24442 \Gamma$
 Horizontalintensität, $55^{\circ} 51,8'$ Inklination;
 Ūsküb hatte $3^{\circ} 57,4'$ westliche Deklination, $0,23839 \Gamma$
 Horizontalintensität, $57^{\circ} 11'$ Inklination;
 Kačanik hatte $4^{\circ} 21,4'$ westliche Deklination, $0,23668 \Gamma$
 Horizontalintensität, $57^{\circ} 20,6'$ Inklination.

In Mazedonien wurden zahlreiche Anomalien festgestellt, die besonders durch das Auftreten der ophiolithischen Gesteine bedingt sind. Im unteren Vardargebiet ergaben sich innerhalb des Bereiches der großen Diabasmassen zwischen der Gegend von Hudova und Gjevgjeli derartige Störungen der magnetischen Deklination, daß die Vermessungsabteilung im Interesse der Kartierung des Frontgebiets eine Bestimmung der Mißweisung in einem dichten Netze durchführen ließ. Der Zusammenhang mit dem Eruptivgebiet trat durch diese Vermessung deutlich zutage; leider versäumte ich, mir eine Kopie des Ergebnisses zu verschaffen.

Erdbeben

Erschütterungen sind bekanntlich nicht nur in Griechenland, sondern auch in der nördlichen Balkanhalbinsel häufig. Sie haben verschiedentlich Bearbeitung gefunden, so z. B. durch HOERNES (vergl. Lit.) für die Umgebung von Saloniki, durch RADOVANOVIĆ und MICHAILOVIĆ für Serbien. Am Salonikibeben des Jahres 1902 ist von Interesse, daß die Hauptschütterzone von der östlichen Chalkidike über den Langazasee zum Dojransee und dem oberen Strumicatalen lief, sich also an den stark gestörten Grenzbezirk zwischen der Rhodope und der Vardarzone hielt. Die jungen Bewegungen am Golf von Saloniki werden durch die älteren Strukturlinien zweifellos beeinflußt. Sie sind aber nicht völlig abhängig von ihnen, sondern schaffen auch neue Blockgrenzen.

Schwereanomalien

Während des Krieges wurden im Auftrage der deutschen wissenschaftlichen Kommission auch Schweremessungen in der Balkanhalbinsel veranlaßt, um einige Lücken des europäischen Beobachtungsnetzes auszufüllen. Die mir vom Beobachter, Herrn D. ANSEL aus Freiburg i. Br. mitgeteilten vorläufigen Werte sind folgende:

Stationen	Seehöhe	Absolute Anomalie ¹⁾ BOUGUERsche ²⁾	
		($g_0 - \gamma_0$) in 0,001 cm Beschleunigung pro Sekunde	Anomalie ($g_0'' - \gamma_0''$)
Velika plana, Serbien	130 m . . .	+ 24 . . .	+ 10
Nisch, „	210 „ . . .	+ 21 . . .	+ 2
Čuprija, „	120 „ . . .	+ 21 . . .	+ 8
Leskovac, „	222 „ . . .	+ 16 . . .	+ 2
Vranje, „	475 „ . . .	+ 26 . . .	- 24
Üsküb, Mazedonien	256 „ . . .	0 . . .	- 27
Raduše, „	341 „ . . .	+ 5 . . .	- 31
Veles, „	173 „ . . .	+ 20 . . .	+ 2
Prilep, „	605 „ . . .	+ 82 . . .	+ 12
Sofia, Bulgarien	603 „ . . .	+ 30 . . .	- 33
Jambol, „	135 „ . . .	+ 38 . . .	+ 27

Wegen der Transportschwierigkeiten mußten sich die Messungen in der Hauptsache auf Bahnstationen beschränken, so daß ein Querprofil durch die Gebirge der Balkanhalbinsel nicht ausgeführt werden konnte. Der Durchschnitt der obigen Zahlen gibt eine ziemlich weitgehende isostatische Kompensation des Gebirges, läßt aber einen absoluten Schwereüberschuß bestehen. Letzterer würde sich allerdings um 8 Einheiten kleiner gestalten, wenn man statt des für die Berechnung der γ_0 zugrunde gelegten HELMERTschen Normalwertes von 978,030 cm Beschleunigung am Äquator den HAYFORDSchen Wert 978,038 einführen würde.

Soweit man nach den wenigen Stationen beurteilen kann, herrscht in der mittleren Region der Balkanhalbinsel große Ähn-

¹⁾ $g_0 - \gamma_0$ bedeutet die Differenz zwischen dem auf Meeresniveau umgerechneten („kondensierten“) Beobachtungswert g und dem auf das gleiche Niveau bezogenen „theoretischen Normalwert“ γ_0 für den betreffenden Beobachtungsort.

²⁾ In der BOUGUERschen Darstellungsart ist außerdem noch der bei g_0 mit eingerechnete Attraktionsanteil des über dem Meeresniveau befindlichen Gesteinskörpers in Abzug gebracht; das Relief wird hier also „rasiert“ gedacht. Die BOUGUERsche Methode vermittelt uns eine Art Vorstellung über die Massenverteilung unterhalb des Meeresniveaus. Negativer Wert von $g_0'' - \gamma_0''$ bedeutet unterirdisches „Massendefizit“, positiver bedeutet „Massenüberschuß“. Unter Kettengebirgen herrscht im großen und ganzen „Massendefizit“, das durch tiefes Eintauchen des aus relativ leichten Gesteinen bestehenden Faltenwulsts in die schwere Magmaunterlage bedingt wird. Es ist durch die Last der Gebirgsauftragung mehr oder minder kompensiert, meist sogar überkompensiert, so daß die absoluten Anomalien häufiger positiv sind. Vergl. obige Zahlen. Der „orographische Korrektionsfaktor“ ist in den mitgeteilten Werten nicht enthalten; er würde sie noch weiter nach der positiven Seite verschieben.

lichkeit mit den Schwereverhältnissen der pannonischen Innensenke, die auch tektonisch eine ähnliche Stellung hat. Die großen Massen-defizite wären erst unter den Faltenzügen der albanischen Zone einerseits, des Balkans anderseits zu erwarten¹⁾.

„Rezidivbewegungen“ während der Gebirgsbildung

Das sonderbare Oszillieren, das sich im zeitlichen Wechsel von Phasen starker Heraushebung des ganzen Faltengürtels und Phasen zonenweiser Depressionen bis unter den Meeresspiegel kundgibt, gibt sehr zu denken. In der Oberkreide, im Mitteleozän, im Unteroligozän tauchen breite Streifen gefalteten und erodierten Landes unter das Meer.

Zum Teil wenigstens dürfte es sich hier um einen Vorgang im Gebirgskörper handeln, den ich als „Rezidivbewegung“ bezeichnen will. Hierin vermute ich den oberflächlichen Ausdruck der unterirdischen plastischen Massenverschiebungen, die eine notwendige Begleiterscheinung der Orogenese sind. Jede starke Zusammenfaltung einer breiten Gebirgszone schafft eine Überbelastung der plastischen Unterlage und ruft damit ein langsames Ausweichbestreben der letzteren hervor. Die Zähigkeit ist aber derart groß, daß es einer beträchtlichen Summierung des orogenetischen Effekts bedarf, damit die Trägheit dieser Massen überwunden wird. Wenn dieser Moment eingetreten ist, dann geht das Nachsinken vor sich und gewinnt den Charakter eines Rückschlages in der Heraushebung des Gebirges. Ausgedehnte Transgressionen und Ingressionen, wie z. B. jene der Gosau, des Mitteleozäns und des Unter- bis Mitteloligozäns finden dann statt. Der Faltungsvorgang der Oberkruste und die damit zusammenhängenden Massenverschiebungen der Unterlage laufen somit nicht völlig parallel und führen zu einem Rhythmus von „orogenetischer“ Gebirgs-heraushebung und „thalattogenetischer“ Senkung. Hier werden sich wohl Anknüpfungen an das von H. STILLE in mehreren Arbeiten²⁾ hervorgehobene Verhältnis zwischen Orogenese und Epirogenese (bezw. Thalattogenese nach KÖBER) ergeben. Eine scharfe Trennung beider ist naturgemäß nicht vor-

¹⁾ Vergl. KOSSMAT: Die Beziehungen zwischen Schwereanomalien und Bau der Erdrinde. Geolog. Rundschau, 1922.

²⁾ H. STILLE: Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung. Nachrichten von der Göttinger Ges. d. Wiss., math.-physik. Kl., 1919.

handen. Dies zeigte sich schon aus dem Vergleich der kretazischen Geschichte der außerordinarischen Falten mit jener der mazedonischen Axialregion: thalattogenetische Senkungen in ersteren, orogenetische Hebung und Faltung in letzterer gehen zeitlich nebeneinander her.

Außer Rezidivbewegungen des Gebirgskörpers müssen sich auch „eustatische“ Verschiebungen des Meeresspiegels in ähnlicher Weise äußern. Eine sichere Trennung ist kaum möglich. Ein Vergleich der Niveauveränderung innerhalb größerer Regionen scheint mir aber doch einige Anhaltspunkte zu geben, die zur Erkennung der durch Krustenbewegung unmittelbar verursachten Trans- und Regressionen dienen können. Die größte Ausdehnung des Gosaumeeres in Mazedonien fällt z. B. nicht mit dem Maximum der Oberkreidetransgression in Mitteleuropa und Nordafrika zusammen; die Mitteleozänüberdeckung der dinarischen Außenzonen dringt nicht nach Mittelmazedonien; die Oligozäningression in der Vardarzone fällt in eine Zeit, da Nordafrika, Arabien u. a. O. Regression aufweisen; die pontische Senkung vollzieht sich in einer Epoche, die im westlichen Mittelmeer durch einen auffallenden Rückzug nach der miozänen Transgression ausgezeichnet ist.

Hierin liegt das Kriterium für Krustenbewegungen an Ort und Stelle.

Dritter Teil

Die Stellung des dinarisch-balkanischen Gebirgs- systems zu den Alpen

In der Entwicklung der neueren Erkenntnisse und Anschauungen über den Bau der Alpen haben die südlichen Zonen dieses Gebirges und die mit ihnen zusammenhängenden dinarischen Züge eine Sonderstellung eingenommen. Zwischen den südgerichteten Schuppungen und Überfaltungen dieser Gebirgsseite und den nordgerichteten „alpinen“ Bewegungen der Gegenseite wird meist ein grundsätzlicher Unterschied angenommen. Jedenfalls wird die Bedeutung der ersteren gering eingeschätzt. Diese Auffassung hat sich vor allem deshalb eingebürgert, weil die zuerst bekannt gewordenen dinarischen Abschnitte ein geringes Faltungsausmaß anzuzeigen schienen. SUESS hatte bei der Aufstellung seiner Theorie vom einseitigen Schub der Alpen immer die Südtiroler Dolomiten mit ihrer vorwiegend tafelförmigen Lagerung vor Augen. Die westalpinen Forscher, von denen die neuen Fortschritte in der Erfassung der Alpentektonik ausgingen, hatten zunächst keinen Anlaß, am einseitigen Schub zu zweifeln, denn sie kannten fast nur Gebiete, in denen die südlichen Gebirgszonen scheinbar mit dieser Forderung in Einklang stehen. Daß dort die entscheidenden Züge wegen ihrer Versenkung unter die Poebene dem Blick entzogen sind, schien kein Anlaß zu Bedenken zu sein. Nach den bekannten Synthesen von LUGEON, TERMIER, ARGAND, STAUB u. a. nahmen die Südalpen am Nordschub teil und liegen als mächtige Schubmasse über begrabenen alpinen Falten¹⁾. Ihre nach Süden gerichteten Faltungen und Schuppen werden als nachträgliche Erscheinungen untergeordneter Art gedeutet. Das nach der Hauptfaltung erfolgte Absinken der Poebene und der Adria soll ein Rückgleiten der Dinariden bewirkt haben²⁾. Daß diese Auffassung so

¹⁾ TERMIERs »traineau écraseur«, auf den er auch 1922 nochmals zurückkam.

²⁾ Letzteres ist irrig. Die adriatische Geosynklinale war sowohl im Mesozoikum wie im Tertiär ausgezeichnet entwickelt. KOSSMAT, Lit. 1, S. 65.

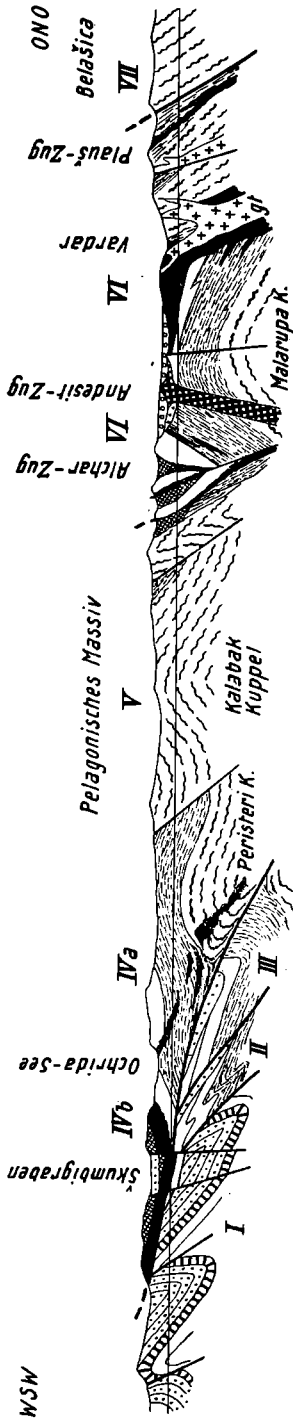


Fig. 17. Überhöhtes Profilschema durch die albanischen und mazedonischen Gebirge, etwa in der Linie durch den Ochridasee über Hudova am Vardar zum Belašicagebirge.

- I Adriatisch-jonische Zone. Antiklinalen aus Kreide-Eozänkalk und Mulden aus Alttertiärflysch.
- II Unterirdische Verbindung der Cukalidecke mit der Pindosdecke. Vorwiegend Mesozoikum und diskordanter Alttertiärflysch.
- III Unterirdische Fortsetzung der montenegrinisch-nordalbanischen Decke. Karbon-Perm-Mesozoikum und diskordanter Alttertiärflysch.
- IV b Merditadecke oder albanische Ophiolithdecke. Basische Eruptiva und deren Begleitsedimente. Diskordante Kreide. Eingesenktes marines Oligozän und Miozän des Skumbigrabens.
- IV a Inneralbanische Triaskalke, normal aufgelagert auf die westmazedonische Tonschiefer-Grauwackenzone (in dem Komplex der letzteren herrscht Druck- und Gleitschieferung, die vermutlich mit dem tangentialen Vorschub der ganzen Zone IV zusammenhängt).¹
- V Pelagonisches Massiv. Kristallines Grundgebirge mit Granitbatholithen; diskordante Oberkreide am Ostrand.
- VI Vardarzone. Schuppen von Paläozoikum, älterem Mesozoikum und ophiolithischen Eruptivgesteinen mit granitisch-tonalitischem Gefolge (gt). Diskordante, aber eingefaltete Oberkreide; transgredierendes marines Oligozän; kontinentales Neogen. Andesitdurchbrüche nach dem Oligozän.
- VII Rhodopezone. Kristallines Grundgebirge mit Granitbatholithen.

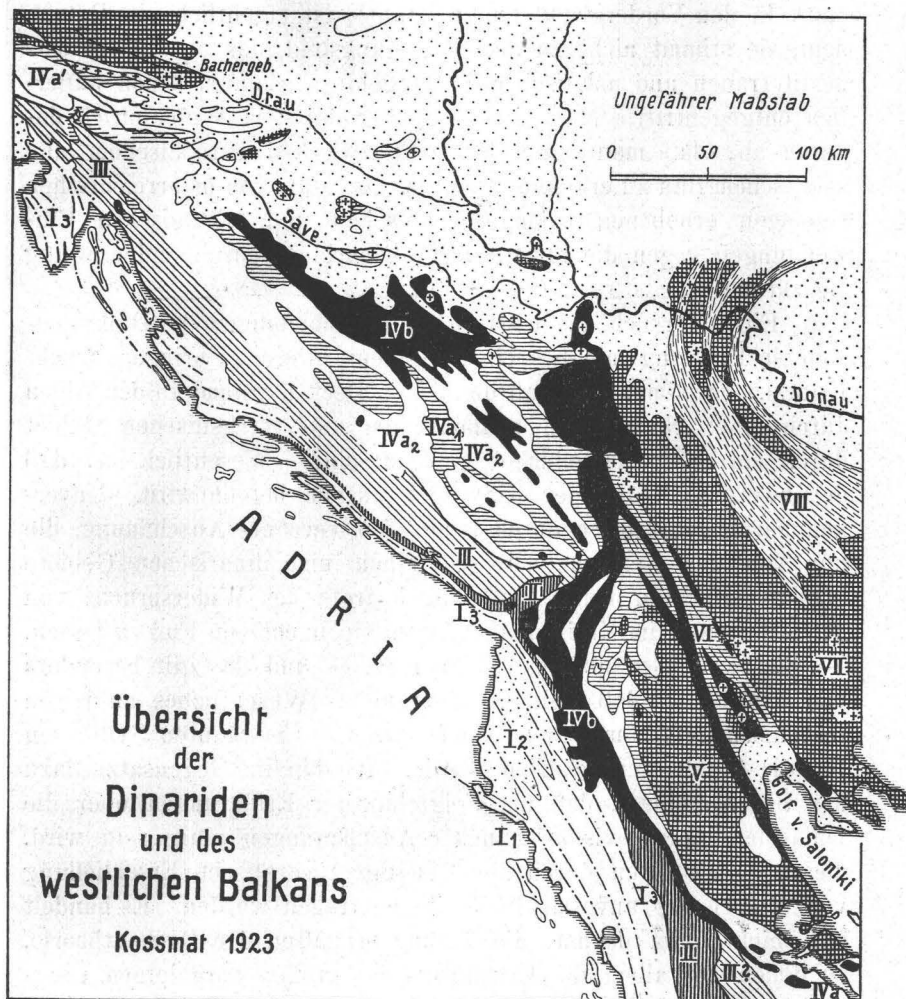


Fig. 18. Kärtchen der Dinariden und des westlichen Balkans unter Weglassung der kleineren Tertiärbecken und der trachytisch-andesitischen Eruptiva.

- I Adriatisch-jonischer Faltenkomplex (1. westepirotische Zone, 2. niederbalkanische Zone, 3. dalmatisch-istrische Küstenzone).
- II Pindos-Cukalizonen (in Griechenland und Albanien auf I geschoben, in Mitteldalmatien in Falten der Küstenzone auslaufend).
- III Westmontenegrinisch-kroatische Hochkarstzone (montenegrinisch-nordbalkanische Decke).
- IV a Bosnisch-innerebalkanische Kalk- und Schieferzone (a₁ = Paläozoische Schiefer-Sandsteinschichten und Werfener Schiefer, a₂ = Mesozoische Kalkserie).
- IV a¹ Südalpine Kalkzone samt paläozoischer Unterlage.
- IV b Zone der mesozoischen ophiolithischen Eruptiva, der Schieferhornsteinschichten und der transgredierenden Gosau-Flyschfazies der Oberkreide.
- V Pelagonisches Grundgebirgsmassiv und dessen paläozoische Überdeckung.
- VI Vardarzone (Paläozoikum, Mesozoikum, Ophiolithe, eingefaltete diskordante Oberkreide).
- VII Grundgebirge der Rhodope.
- VIII Sedimentfalten des Balkans mit zugehörigen Grundgebirgsschichten vom Rhodopetypus.

Anmerkung. Mit Kreuzchen sind andeutungsweise wichtigere Vorkommnisse granitischer und tonalitischer Intrusionen des „periadriatischen Kranzes“ bezeichnet.

stark in den Vordergrund treten konnte, ist eigentlich ein Rätsel, denn sie stimmt nicht zu dem Bewegungsbild, das uns in den ostmediterranen und asiatischen Kettengebirgsgirlanden schon äußerlich entgegentritt. Man fand sich aber mit dem Widerspruch dadurch ab, daß man einen Kontrast zwischen europäischem und asiatischem Bau zu erkennen glaubte. Auch die von österreichischen Geologen erhobenen paläogeographischen und tektonischen Einwendungen gegen die TERMIERSche Dinaridentheorie fanden wenig Beachtung.

Einen Versuch, ausgedehnte Südüberschiebungen der Dinaridenzone in Einklang mit der reinen Deckensynthese zu bringen, macht KOBER. Er nimmt an, daß die beiden Deckensysteme in den Alpen durch eine „Narbe“, im pannonischen und tyrrhenischen Gebiet durch ein „Zwischengebirge“ getrennt sind. Wesentlich ist, daß der zweiseitige Bau der Kettengebirgszone betont wird. Unverkennbar beginnt diese durch lange Zeit verpönte Anschauung, die nur von den Kennern der südalpinen und dinarischen Gebiete immer verfochten wurde, allmählich trotz des Widerspruchs von TERMIER auch im Kreise der anderen Alpengeologen Fuß zu fassen. — Einstweilen glaubt man aber noch — und das gilt besonders von KOBER —, daß sich trotzdem nichts Wesentliches an jenem tektonischen Gebäude ändere, das durch die erwähnten Synthesen für die Ostalpen geschaffen wurde. Ich bin im Gegensatze dazu der Überzeugung¹⁾, daß als Folge unserer Erfahrungen über die Dinariden eine Revision mancher Anschauungen nötig sein wird, die in die Ostalpen durch die einseitige theoretische Erschließung von Westen her unvermeidlich hineingetragen wurden. Es handelt sich nicht etwa darum, die Errungenschaften der Deckentheorie, zu denen vor allem die Erkenntnis der großen nordalpinen Überschiebungs- und Überfaltungspänomene gehört, in Frage zu stellen. Wohl aber dreht es sich um das Problem der ostalpinen Zentralzone, das mit der Dinaridentektonik so eng verknüpft ist, daß eine Änderung der letzteren zu einer Neuaufrollung grundlegender Fragen führen muß. Im gegenwärtigen System sind die gesamten Ostalpen, einschließlich der altkristallinen Teile der Zentralzone, eine Summe von verhältnismäßig dünnen Gesteinsdecken, deren Herkunftsgebiet südlich der Hohen Tauern, z. T. in oder unter dem „Dinaridengürtel“ lag. Wir sind somit gezwungen,

¹⁾ KOSSMAT: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. d. geol. Ges. Wien, 1913, S. 61 ff.; NOPCSA, Lit. 6, 1921, S. 19.

uns die durch ihr Gefüge, vor allem auch durch ihre teilweise tonalitischen Kerngneise und deren jungmetamorphe Schieferhülle sehr zentral anmutenden Hohen Tauern als Bestandteil eines äußeren Gürtels zu denken, der ursprünglich durch die enorme Breite der ausgeglichen gedachten unter- und oberostalpinen Decken von der Südflanke des Gebirges getrennt war. Hier erscheint mir die Verfolgung der tektonischen Einheiten bis in den südosteuropäischen Teil des Kettengürtels geeignet, die Lösung der zweifellos noch bestehenden Rätsel zu fördern.

A. Die tektonische Parallelisierung zwischen dinarischen und alpinen Zonen

1. Die Achsen der dalmatisch-istrischen Küstenfalten tauchen am unteren Isonzo bereits vor dem Anschluß an die Ostalpen tief unter die Poebene. Sie sind wohl nicht abgebrochen, sondern bei der Faltung tief in die Konkavität des alpin-apenninischen Bogens hinabgedrückt.

2. Die Pindos-Cukalidecke von RENZ und NOPCSA spielt nur im griechisch-albanisch-süddalmatischen Teil des dinarischen Gebirges eine tektonische Sonderrolle. In den nördlichen Gebirgstteilen ist sie nicht nachzuweisen. Es wurde S. 51 auseinandergesetzt, daß sie in den Küstenfalten (I) von Mitteldalmatien aufgeht.

3. Die nördlichen Abschnitte der nächsten tektonischen Zone, nämlich des Hochkarstes, zeigen bei Annäherung an die Umschwenkung aus dem dinarischen Nordweststreichen in die alpine Ostwestrichtung den Einfluß der starken Knickung des Faltenstranges. Ein und derselbe Gürtel ist in transversale Schollen zerlegt, die sich dachziegelförmig übereinander schieben, wobei jeweils die südliche unter den Rand der nördlichen taucht (vergl. das Verhältnis Adelsberger Karst, Birnbaumer und Terno-vaner Plateau, KOSSMAT a. a. O. S. 76). Die gemeinsame, den Hochkarst auf der Außenseite begleitende und durch Basalkonglomerate mit ihm verknüpfte Flyschzone hält trotz der Zerknitterung den Zusammenhang der ineinander geschobenen Stücke aufrecht und verbindet sich mit dem Flysch der venezianischen Voralpen. Letztere sind tektonisch wie faziell die Fortsetzung des Hochkarstes und vermitteln seine Anknüpfung an das Gebiet von Belluno und Asiago (Sette Comuni) südlich der Tiroler Dolomiten.

Der Hochkarst, den ich als tektonisch gleichwertig der montenegrinisch-nordalbanischen Decke NOPCSAS betrachte, taucht im Norden unter den flach aufgeschobenen Rand der nächsten Einheit, nämlich der südlichen Kalkalpen, die nach meiner Ansicht der im folgenden besprochenen Dinaridenzone tektonisch homotax sind.

4. Die bosnisch-inneralbanische Zone (= osthellenische Zone, RENZ) muß hier getrennt von den auf der Balkanhalbinsel mit ihr reichlich verknüpften ophiolithischen Erstarrungsgesteinen behandelt werden. Letztere treten nämlich auf alpinem Gebiet in andere Einheiten ein (S. 173) und verlangen gesonderte Erwähnung. Die bosnischen Kalkgebirge streichen regelmäßig in NW-Richtung durch Kroatien und Krain zum Laibacher Becken. Eine durchlaufende tektonische Grenze gegen den Hochkarst (nach der Art der Neretvaüberschiebung, S. 33, 33) konnte in diesem Bereiche nicht mehr beobachtet werden. Es scheint normaler Faltenbau zu herrschen, der Zusammenschub in NO-SW-Richtung verhältnismäßig gering zu sein.

Der Eintritt in den W-O-streichenden alpinen Teil des periadriatischen Faltenbogens vollzieht sich nicht durch ein allmähliches Umbiegen der Streichrichtung, sondern durch eine Scharung und teilweise Überschneidung der beiden Hauptrichtungen. Sie macht sich östlich der Laibacher Ebene dadurch bemerkbar, daß schräg zum dinarischen NW-Streichen eine ostwestlich laufende Faltung die Schichtfolge ergriffen und das System der Save-Antiklinalen und Synklinalen (Zug von Littai und Trojana) gebildet hat. Diese gehören nicht etwa einer neuen Decke an, sondern falten die gleiche Schichtentafel, die weiter S den rein dinarischen Bau hat. Meine darauf gerichteten Untersuchungen konnten dies feststellen. Von hier an gewinnt in der südlichen Kalkzone die alpine Richtung die Oberhand. Ihr gehorchend laufen die erwähnten Falten von Karbon-Perm-Trias-Tertiärschichten als ein abirrender Gebirgszug in die pannonische Ebene hinaus. Ob unter der Ebene ein unmittelbarer Zusammenhang der Savefalten mit dem Bakonygebirge Mittelungarns besteht (Ansicht von WINKLER; mündlich) oder ob dazwischen die paläozoischen und kristallinen Gesteine als Unterlage der jüngeren Deckschichten auftreten (andere Ansicht), läßt sich nicht ohne weiteres entscheiden. Es handelt sich hier um die verhältnismäßig untergeordnete Frage, ob die nach Osten abirrenden Züge so tief eingefaltet sind, daß der Zusammenschluß

der kristallinen Innenregion der Alpen mit jener der Balkanhalbinsel unterhalb des Bereichs der kretazischen und kaenozoischen Abtragung lag.

Die südliche Kalkzone der Alpen ist ihrem geologischen Inhalte nach die Fortsetzung der bosnischen. Dies ergibt sich nicht nur aus ihrer Stratigraphie, sondern auch aus dem tektonischen Zusammenhange, der in den Etschgebirgen Südtirols alle Teile der südlichen Kalkalpen bis hinaus in die venetianischen Voralpen (= Hochkarstzone) verbindet. Im Gebiet des Zusammentreffens der Karstrichtung mit der alpinen besteht hingegen ein Kampf um den Platz. Er bewirkt, daß die Kalkplatten der östlichen Südalpen (Julische und Steiner Alpen) an Überschiebungsflächen ausgesprungen sind, und in Deckenform ihre eigene Fortsetzung nach Süden überschieben. Es handelt sich um ähnliche Stauchungserscheinungen, wie wir sie auch im Hochkarst sahen, wo dieser innerhalb des Knickungsbereiches liegt.

Die von SUESS betonte Verbindung der Südalpen mit den Dinariden besteht also zu Recht.

5a. Unter dem östlichen Schichtkopf der bosnisch-inneralbanischen Kalkplateaus kommt die innerdinarische Schiefer-Grauwackenzone zum Vorschein. Sie ist aus Nordgriechenland durch Westmazedonien und Ostbosnien verfolgbar und taucht hier unter die übergreifende Serpentin- und Flyschzone. Eine Reihe größerer Antiklinalaufwölbungen der paläozoischen Schichten kommt auch weiter außen in der bosnischen Kalkzone zum Vorschein und bildet die sogenannte „bosnische Zentralzone“. Im Nordwestteile des Landes tritt sie mehr an den Innenrand des Kalkgebietes (Stari Maidan-Nov), so daß hier unter dem Serpentin und Flysch eine Verbindung der zentralbosnischen Schieferzone mit dem innerdinarischen Schiefer-Grauwackengürtel erfolgt. Der nunmehr vereinigte Zug geht in die Gegend von Karlstadt in Kroatien und bildet nach vorübergehendem Untertauchen unter die Trias den Kern der vorhin erwähnten Antiklinalen von Littai und Trojana, südlich der Steiner Alpen. Suchen wir nun das Äquivalent der innerdinarischen Schieferzone in den Alpen, so finden wir es in den Karawanken und den Karnischen Gebirgen. Die tektonische und stratigraphische Korrelation ist eine völlig befriedigende. Erwähnen will ich nur, daß die dunklen oberpermischen Kalke, die Grödener Sandsteine und die Karbonschiefer samt den Fusulinenkalken Westserbiens ident sind mit jenen der Karnischen Zone.

5b. In Westmazedonien und Thessalien wölbt sich als Kerngebiet das altkristalline pelagonische Massiv empor. Es taucht noch in Nord-Mazedonien unter und kommt nicht mehr an die Oberfläche. Es mag sein, daß der Glimmerschieferzug nördlich der Karnischen Alpen im Gailtal ein kleines Seitenstück dazu bedeutet.

Einschaltung: Die Verbreitung der ophiolithischen Gesteinsgruppe im alpin-dinarischen System

Bevor wir in die Betrachtung der weiterfolgenden tektonischen Zonen eintreten, muß hier etwas über die sogenannte Serpentinformation und ihre Begleitschichten eingeschaltet werden. Sie bildet in Ostgriechenland und Inner-Albanien das Hangende der Trias, geht dann mit ihr nach Raskien und Ostbosnien. Fast überall wird sie von Resten der transgredierenden Gosauschichten überlagert. Die leichte Verschiebbarkeit der glitschigen Serpentine hat häufig ihre Ablösung von der Unterlage begünstigt und zu einem Vorwärtsdrängen geführt, das sie z. B. in Albanien zu einer großen Teildecke stempelt (Merditadecke NOPCSAS). Trotzdem gehört sie aber in Raskien und Bosnien zum stratigraphischen Bestand des Mesozoikums der Einheit IV, denn Durchbrüche der Serpentine konnten an einigen Stellen mit voller Deutlichkeit im stratigraphischen Liegenden der Triasserie (innerdinarische Schiefer-Grauwackenzone W.-Mazedoniens, Raskiens und Serbiens) festgestellt werden.

Östlich von diesem albanisch-raskischen Ast der ophiolithischen Gesteine zieht, von Saloniki angefangen, durch Mittel-Mazedonien ein zweiter Hauptast (Vardarzug), der von dem ersteren durch das pelagonische Massiv und die Schiefer-Grauwackenzone getrennt ist. Mit dem tieferen Absinken der Gebirgsachse in der Nähe der pannonischen Innensenke verschmelzen beide Äste zur nordbosnischen Serpentin-Flyschzone. Gleichzeitig beobachtet man, daß das Hauptgebiet der bosnischen Kalkzone mehr und mehr freibleibt von Vorkommnissen der erwähnten Gesteinsgruppe, so daß schließlich im nördlichsten Bosnien die Serpentin-Flyschzone nur mehr den Rand der pannonischen Ebene (bei Kostajnica am Unafluß) bildet und schließlich verloren geht. Die südliche Kalkzone der Alpen, sowie die Karawanken und das Karnische Gebirge sind vollkommen frei von Ophiolithen.

Wo haben wir nun die weitere Fortsetzung zu suchen? Wir finden Serpentin durchbrüche in den östlichen Zentralalpen

von Steiermark (vergl. Kraubat)¹⁾, vor allem aber in den Hohen Tauern. Gehen wir noch weiter nach Westen, so treten wir in ein Gebiet großer Verbreitung der ophiolithischen Gesteinsgruppe, ja es stellen sich zugehörige Oberflächenergüsse und Sedimente ein. Wir stehen nun in der unterostalpinen Serie Graubündens, wo ja STEINMANN schon frühe auf die große Bedeutung der Ophiolithe und auf ihre Begleitung durch Jura-Radiolarite hinwies. Man wird bei der Beschreibung oft an die Gebiete Mittelmazedoniens erinnert. Weiterhin liegen dann diese Gesteine in der penninischen Serie der Westalpen, um schließlich in das tyrrhenische Gebiet (Elba, Ostkorsika, Apennin) fortzustreichen.

Nehmen wir die Verbreitung im großen, dann ergibt sich als wichtigstes Ergebnis: Die ophiolithische Gruppe ist in den Westalpen vorwiegend penninisch, tritt aber gegen Süden und Osten in die „unterostalpine“ Serie ein. Auf österreichischem Boden findet sie sich sowohl in den Hohen Tauern, als u. a. in den altkristallinen Steirischen Zentralalpen. Nach dem Verschwinden der letzteren unter der pannonischen Ebene zieht sie im dinarischen System ununterbrochen durch und erscheint hier im nordbosnischen Flysch, im innerdinarischen Schiefer-Grauwackenzug, in der Vardarzone, und in den bosnisch-albanisch-ostgriechischen Kalkgebirgen. Einer der äußersten Gabbrostöcke bricht mit schönem Kontaktrand durch die Trias bei Jablanica an der Narenta in SW-Bosnien.

Es handelte sich um ein weit ausgedehntes Gebiet in der mesozoischen Geosynklinale. Die Faltungen und Überschiebungen haben diesen breiten Eruptivgürtel schräg zu seinem Verlauf in eine Anzahl verschiedener tektonischer Zonen zerlegt, so daß heute seine Leitgesteine von der mittleren (penninischen) Region der Westalpen bis in die dinarischen Züge der Balkanhalbinsel reichen. Die Verbreitung der Ophiolithe ist also im großen abweichend von der später vollendeten Gebirgsanordnung.

6. Die Frage der Vertretung der Vardarzone in den Alpen scheint für die weitere Entwicklung der tektonischen Synthese des alpin-ostmediterranen Faltensystems von besonders großer Bedeutung. Das Typische für die Vardarzone ist zunächst der enge Schuppenbau und die Einklemmung zwischen zwei höher empor-

¹⁾ Auch in den Kalkalpen westlich von Wiener Neustadt tritt ein Serpentinklotz (im Werfener Schiefer) auf.

gefalteten Gürteln, nämlich a) der innerdinarischen Schiefer-Grauwackenzone samt pelagonischem Grundgebirgsmassiv im Westen und b) der ebenfalls altkristallinen Rhodoperegion im Osten. Ferner ist kennzeichnend für sie die gewaltige Häufung mesozoischer ophiolithischer Eruptionen, sowie das Auftreten granitischer und tonalitischer Intrusionen im Gefolge der letzteren. Weiter ist sie durch den eingefalteten, transgredierenden Flysch charakterisiert. Letzterer gehört in Mazedonien der oberen Kreide, in Nordbosnien sowohl dieser, als auch dem Alttertiär an.

Auf ein Verfolgen des Flysch müssen wir nach Eintreten in die Alpen verzichten, denn das oberkretazische und alttertiäre Transgressionsmeer erfüllte den gesenkten Innenraum des auseinander tretenden dinarisch-karpathischen Faltenstranges, drang aber nicht in die geschlossen aufsteigenden mittleren Alpenzonen ein. Hingegen erscheinen mir als wichtig für die tektonische Parallelisierung die reihenförmig angeordneten jungen Granit- und Tonalitintrusionen, die vom unteren Vardargebiet angefangen bis nach Westserbien bekannt sind. In Nordbosnien führt Katzer bei Maglaj einen Granit an, der jünger ist als die dortigen Serpentine. Auch östlich der Vardarzone sind in der Rhodoperegion Stöcke bekannt, die jungen Alters sein könnten; dagegen fehlen sie dem pelagonischen Massiv.

Man wird sofort an die alpine „Tonalitzone“ und deren Äquivalente in den Westalpen erinnert. Auch hier handelt es sich nicht um eine einfache Narbe, sondern um einen Batholithenschwarm, der nur in großen Zügen einer zonaren Anordnung folgt. So steckt ein Tonalit an den Riesenfernern im zentralalpinen Altkristallin, während der Adamellostock bis in die südalpine Trias eingreift. Im westalpinen Abschnitt geben uns die Beschreibungen der Sesia- und Ivreazone viele Vergleichsmomente. Überall sind die sauren Intrusionen jünger als die Gabbros und Peridotite, die gleichfalls auffällig an die Vardarzone erinnern. HELMS Schilderung des jungen Bergeller Granit- und Tonalitstocks und der weiter westlich anschließenden prachtvollen Injektionen von Bellinzona, Locarno usw. (Geol. der Schweiz II, S. 62) erwecken so intensiv den Eindruck der Analogie mit den Verhältnissen Mazedoniens, daß selbst ohne die bekannte Verbindungskette in den Ostalpen die gleichwertige Stellung beider wahrscheinlich würde.

Die tektonische Identifizierung wird bis zur Gewißheit bestätigt durch die Übereinstimmung in der Anordnung der bisher

besprochenen Einheiten. Wie sich in den Ostalpen die Tonalitzone an die Nordseite der Karnischen Alpen und Karawanken anschließt, so reiht sich in der Balkanhalbinsel die Vardarzone an den vorhin besprochenen innerdinarischen Schiefer-Grauwackengürtel samt dem darunterliegenden pelagonischen Massiv. Es erhält so das alpin-mediterrane System eine förmliche Achse mit jungen Graniten und Tonaliten, die in größerer Aufschlußtiefe zu bedeutender Breite anschwellen müssen. Daß sich außerdem auch vorpermische Stöcke, wie Cima d'Asta und Brixener Masse in den Kranz einfügen, ist bekannt.

Bekanntlich sind die jungen Intrusionen in ihrem Verhältnis zu den größten Tangentialbewegungen meist „nachtektonisch“, denn sie löten oft mehrere benachbarte Gebirgsstreifen zusammen. Zur Ruhe gekommen war die Faltung aber keineswegs, denn viele Tonalite, so z. B. jene nördlich der Karawanken, ferner am Nordrand des Adamello und am Iffinger bei Meran sind gneisig gestreckt (vgl. TELLER, Erläuterungen zum Blatt Eisenkappel-Kanker). Das gleiche gilt von den granitischen Gesteinen der Vardarzone.

Dies führt uns zur Frage, ob im Alpensystem, genau so wie im kaledonischen und variskischen Gebirge ein magmatischer Tiefenprozeß von der ophiolithischen Phase angefangen durch die ganze Faltungsperiode hindurchlief, derart, daß die „nachtektonischen“ Granite und Tonalite nur die jüngsten Glieder einer langen Reihe von Tiefenintrusionen darstellen, deren ältere syntektonisch sind, d. h. in die Hauptfaltungszeiten hineingehören. Mir erscheint die Bejahung dieser Frage unabweisbar. Dann müssen wir aber erwarten, in der Zentralzone der Alpen auf Gneise zu stoßen, die Umformungsprodukte von Magmagesteinen aus der Faltungszeit sind.

Hier drängt sich das Tauernproblem auf. F. BECKE hat wiederholt der Ansicht Ausdruck gegeben, daß die Tauerngneise aus jungem Intrusivmaterial bestehen, das seine Schieferhülle metamorphosiert hat. Letztere ist bekanntlich eine komplexe Serie, die nach Ansicht der neueren Bearbeiter mesozoische Sedimente mit umfaßt, ähnlich wie es in der Vardarzone der Fall ist. Die Kristallisationsschieferung hat sowohl die magmatischen Produkte, als deren Hülle ergriffen; sie ist ein Begleitphänomen der alpinen Gebirgsbildung. Man wird, wenn man an BECKES Deutungsweise festhält, zur Vorstellung gedrängt, daß es sich um jene Art Umformung syntektonischer Magmen und Kontaktprodukte handelt, die WEINSCHENK als „Piezometamorphismus“ bezeichnete.

Das schwedische archaische Grundgebirge, das so vielen von uns durch die Exkursionen des Internationalen Geologenkongresses 1910 bekannt wurde, lieferte klassische Beispiele für derartige Vorgänge und zugleich schöne Reihen von den Orthogneisen bis zu den jüngsten nachtektonischen Graniten und ihren „normalen“ Kontakten. Auch im varistischen Grundgebirge Sachsens müssen wir uns immer mehr von der Existenz syn-tektonischer Granitintrusionen, die uns jetzt in vergneistem Zustande vorliegen, überzeugen. Es ist merkwürdig, daß viele Geologen sich in oft unbewußter Anlehnung an die alten Vorstellungen vom „Urgebirge“ schwer entschließen, bei der Altersdeutung der Gneise die Konsequenzen zu ziehen, die man bei ihren Blutsgenossen, den Graniten, schon längst gezogen hat. Wenn zu jedem großen Faltungsprozeß Granite gehören, so müssen wir auch deren tektonische Modifikation, die Gneise, unbedingt dazu fordern. Es wird freilich schwer sein, sie in jungen Gebirgen sicher abzutrennen von den aus früheren Gebirgsbildungsperioden herrührenden älteren Gesteinen analoger Art. Oft werden die Unterschiede verschwimmen, da zwischen altem Grundgebirge und neu emporquellendem Magma verfließende Grenzen durch Umschmelzung und tektonische Umprägung geschaffen werden.

Die Merkmale, die für jugendliche Ausbildung der Tauernkristallisation sprechen und sie vom „diaphthoritisierten“ Altkristallin unterscheiden, wurden von BECKE gekennzeichnet. Besonders beachtenswert erscheint mir aber auch das reichliche Auftreten tonalitischer Kerne in den Zentralgneisen. Es spricht für nahe Blutsverwandtschaft mit den Intrusionen der Tonalitzone und stempelt letztere zu Nachzüglern aus dem gleichen Herd. Dieser Umstand muß die Prüfung der Frage fordern, ob die Tauernintrusionen in nachophiolithischer Zeit erfolgten. Das letztere ist in hohem Grade wahrscheinlich und teilweise erwiesen. BECKE hat am Schwarzsee und Ochsner in der dortigen Serpentinmasse Durchbrüche von porphyrischem Granitgneis und von Apliten beobachtet (Führer zu den geologischen Exkursionen in den Tauern, Internat. Geologen-Kongreß Wien 1903).

Sehr gut paßt in die Vorstellung von der jungen Tauernintrusion auch das Vorkommen der bedeutenden, goldführenden Sulfidgänge, die im Gasteiner- und Rauriser Gebiet Gneise wie Schieferhülle steil durchschneiden. Nach den allgemeinen Erfahrungen lassen sie auf „postvulkanische“ Prozesse schließen und deuten damit auf den Fortbestand magmatischer Tiefenzustände unter den Tauern bis in die Endzeit alpiner Gebirgsbildung.

Oberflächlich haben die Gesteine der Tauern keinen Zusammenhang mit der nahen Tonalitzone und anscheinend keine Fortsetzung nach Osten. Auf den Karten wird das altkristalline Gebiet südlich von ihnen (Kreuzeckgruppe) in geschlossener tektonischer Verbindung mit jenen der steirisch-kärntnerischen Teile

der östlichen Zentralalpen gezeichnet. Es wird dabei als untergeordnetes Detail vernachlässigt, daß in der Verlängerung der südlichen tektonischen Tauerngrenze der Quartärboden des Mölltales breit und geradlinig in NW-SO-Richtung nach Sachsenburg läuft und von eingefalteten Marmoren begleitet wird. Diese Linie fasse ich als wichtige Störung auf, obwohl ich keine Gelegenheit zu ihrer Untersuchung hatte. Wo sie in den oft genannten mesozoischen Einfaltungsstreifen des Drauzuges eintritt, ist der östliche Abschnitt des letzteren, nämlich die Trias des Obir, um etwa 15 km gegen SO verschoben (Blattverschiebung). Auf ihrer Südseite bildet ein von TELLER erforschter Zug metamorpher paläozoischer Schichten und Diabase, sowie ein langer, gneisig deformierter Tonalitaufruch in Begleitung von Biotit-Granit einen Grenzstreifen gegenüber den Karawanken. Diese Intrusivgesteine setzen sich merkwürdigerweise nach Westen nicht in der Glimmerschieferzone des Gailtals (zwischen Drau-Trias und Karnischen Alpen) fort, wo man sie gewöhnlich sucht. Ich glaube, daß sie mit diesem Zuge gar nichts zu tun haben, sondern eine Fortsetzung der Tauernintrusionen darstellen und mit diesen bei genügend tiefer Abtragung zusammenfließen würden.

Die Einbeziehung der Hohen Tauern in den periadriatischen Intrusionskranz ist meines Erachtens eine tektonische Möglichkeit, mit der man trotz der zu erwartenden Ablehnung sehr rechnen muß. Es fällt mir schwer, zu glauben, daß dieses Gebirge, das mit seinem jungen Metamorphismus und seinen granitisch-tonalitischen Kerngesteinen so gut in den erwähnten Bogen hineinpaßt, als Fenster einer fremden, ursprünglich weit außen gelegenen Gebirgseinheit erscheinen sollte.

Viel Neues verspricht die westliche Tauernperipherie und deren Umgebung. Hier bilden nach den wertvollen Untersuchungen von SANDER Gesteine, die mit der unteren Schieferhülle der Zillertaler Tauerngneise in der Gesteinsbeschaffenheit und Gliederung vollkommen übereinstimmen, den Schneeberger Zug. Sie stehen hier in untrennbarem Zusammenhang mit den alten Oetztaler Gneisen und heben sich in diesen als Synklinalen heraus (SANDER, Jahrb. d. geol. Staatsanstalt, Wien 1920, S. 226). Tektonisch gehören sie nicht mehr zu den hohen Tauern, sondern zu deren Umrahmung, aber sie sind nichtsdestoweniger von Bedeutung für die Auffassung der ersteren. Würden nämlich die Hohen Tauern und die alkristallinen Gebirge ihrer nordwestlichen und südlichen Umrahmung (Öztaler- und Maulser Gneise) zwei Einheiten darstellen, die vor der Deckenbewegung einander völlig fremd waren und durch ein weites, von unterostalpinen und nordalpinen Sedimentserien eingenommenes Zwischengebiet voneinander getrennt waren, dann müßte die Übereinstimmung ihrer heute unmittelbar aneinander grenzenden Hüllschichten ein eigentümliches Spiel des Zufalls sein.

Meiner Meinung nach gehören die beiden Regionen weit enger zusammen, als die ostalpine Deckensynthese annimmt. Das Verhältnis zwischen Tauerngneisen und „Altkristallin“ fasse ich dahin auf, daß erstere eine magmatisch wieder belebte und durch neue Intrusionen genährte Zone im ostalpinen Grundgebirge darstellen.

In der Erklärung der Tauerntektonik trennt die gegenwärtige Synthese (TERMIER, KOBER u. a.) nicht genügend die Bewegungen in den verschiedenen Phasen der langen Gebirgsgegeschichte. Es ist fraglich, ob wir das überhaupt schon können. Im großen und ganzen möchte ich aber folgende Gesichtspunkte hervorheben:

1. Die in den Hohen Tauern klar ausgesprochene Fließtektonik des tiefen Grundgebirges ist eine Erscheinung, die wir auch in den analogen Teilen von anderen Faltengebirgen finden (vgl. den Bau des Erzgebirges in der varistischen Region)¹⁾. Sie verrät eine tangentielle Strömung des Gebirgskörpers und war vermutlich dadurch veranlaßt, daß unter dem Druck der herabbewegten starren Vorlandkruste das plastische bis magmatische „Sal“-Material der Tiefe zu einem mächtigen Wulst gestaut wurde, der in die Gleitbewegungen der Schichtendecke hineingezogen wurde. Die Überschiebung der Alpen ist die Folge einer Unterschiebung durch das Vorland. Die Fließtektonik der Tiefe gehört zweifellos einem frühen Stadium an, wahrscheinlich schon der ophiolithischen Epoche und besonders deren Folgezeit.

2. Nicht zu diesem Bilde gehören nach meiner Auffassung die Überschiebungssysteme, die den nördlichen Tauernrand gezeichnet haben. Sie sind späteren Ursprungs und überschneiden die älteren, kristalloblastischen Strukturen. Besonders wichtig erscheint mir, daß die Überschiebung der Oetztaler Alpen und der Grauwackenzone auf die Tauern die gleiche Anordnung und den gleichen Verlauf zeigt, wie jene zweifelhafte Südüberschiebung, die am Rande der südlichen Kalkalpen den Bogen der venetianischen Außenzone überschneidet. Es ist merkwürdig, daß diese Beziehung überhaupt nicht erörtert wird, obwohl sie bei der Schmalheit der Alpen ins Auge springt. Ich verweise nochmals auf die tektonische Skizzenkarte in den Mitteilungen der geologischen Gesellschaft, Wien 1913, Tafel 3 (V) und in den Abhandl. der sächs. Akad. d. Wiss., Leipzig 1921, Bd. XXXVII, 2, S. 14. Die Entstehung derartiger Strukturen (sogenannter Rücküberschiebungen) noch unweit der Grenze zwischen Nord- und Zentralalpen bietet nichts Überraschendes. Das Gebirge wurde im Laufe des Faltungsvorganges immer stärker eingengt und versteift; seine Ausbreitungsmöglichkeit gegen Norden fand trotz der fortdauernden Überschiebungen ein Hemmnis an dem Rand der starren mitteleuropäischen Region. Ein Ausweichen der oberen Gesteinspakete gegen das Innere des Gebirges wurde zweifellos dadurch begünstigt, daß die Denudation schon zur Zeit der oberen Kreide beträchtliche Schichtenmassen von der Zentralzone abgetragen hatte. Damit wurden neue Gleitmöglichkeiten nach dieser Richtung geschaffen.

Eine große Rolle schreibe ich folgendem Umstande zu: der kristalline Unterbau der Alpen schmiegt sich mit plastischer Bogenform (vgl. Verlauf der Zentralgneise) in den einspringenden Winkel zwischen dem Sporn der böhmischen und jenem des Schwarzwaldes ein. Der sprödere Oberbau des Gebirges tut dies in weit geringerem Maße. Er springt sowohl am nördlichen Tauernrand, wie am südlichen Alpenrand in Form eines Segmentes aus dem Bogen aus und überschneidet diesen an Süd-Überschiebungen, die sich in ihrem Verlauf als Sehnen zum Bogen darstellen.

7. Die Rhodoperegion Südosteuropas, d. h. das östlich der Vardarzone liegende kristalline Innengebiet des Balkansystems bietet

¹⁾ Geologische Rundschau, Bd. XIII, Heft 3, Leipzig 1923, S. 313.

so außerordentliche Analogie mit den östlich und nördlich der Hohen Tauern liegenden Teilen der alpinen Zentralzone, daß hier eine tektonische Korrelation beider auf der Hand liegt. Sie ist auch wiederholt schon ausgesprochen worden und wird neu bekräftigt durch die Beziehungen der vorher geschilderten tektonischen Gürtel. Man wird aber auch die weitere Konsequenz ziehen müssen: die altkristalline Region der Ostalpen Steiermarks gehört ebenso wie die Rhodope, deren Fortsetzung sie darstellt, zum axialen Strang des Kettengebirgsgürtels. Die Schubflächen, mit denen die Radstädter Trias unter die altkristallinen steirischen Zentralalpen taucht, sind nach dieser Anschauung nicht die Basis eines durch letztere gebildeten, nach Norden gewanderten Deckensystems, sondern sie stellen die nach SW und W gerichtete Aufschiebung des genannten altkristallinen Gebirges auf den Tauernbogen dar.

Es handelt sich dann um den gleichen Vorgang, den wir in Mazedonien beobachten konnten, nämlich um eine in der Richtung gegen die adriatische Synklinale gewendete Anpressung und Aufschiebung des altkristallinen Zentralgürtels auf die westlich bzw. südlich angrenzenden Gebirgseinheiten. Selbst E. SUESS, der an der Fensternatur der Hohen Tauern nicht zweifelte, konnte hinsichtlich der östlichen Teile der ostalpinen Zentralzone die Äußerung nicht unterdrücken: „Hier ist es, wo Zweifel gegen den deckenförmigen Bau am meisten Berechtigung finden. Vielleicht wird man einmal lernen, hier ein fremdes Stück aus den Alpen auszuschneiden (Antlitz der Erde III, 2, S. 221)“.

Für denjenigen, der aus dem südosteuropäischen Abschnitt der Kettengebirge kommend in die Ostalpen eintritt, muß die Gleichartigkeit der Rollen, die der Rhodope einerseits, dem Altkristallin der Ostalpen andererseits zukommen, als etwas ganz Natürliches, beinahe Selbstverständliches erscheinen. Die vorgosauische Faltung der Zentralzone, die sich in der Oberkreidetransgression über das Grazer Devon und über die kristallinen Schiefer am Bacher Gebirge deutlich erweist, ist die gleiche, wie in den inneren Gebirgen der Balkanhalbinsel.

Noch ein Umstand sei erwähnt. Die Schweremessungen in den Ostalpen zeigen östlich der Hohen Tauern eine Abnahme des Massendefizits unter der Zentralzone (KOSSMAT, Lit. 5, S. 13). Man würde das Gegenteil erwarten, wenn die altkristalline Region Steiermarks eine Deckenmasse wäre, die sich nach Osten tief

herabsenkte. Damit würde ja die Mächtigkeit der verhältnismäßig leichten Oberrinde, also der Tiefgang des Faltenwulstes, erhöht. Es ist aber im Gegenteil die schwere Unterlage höher emporgerückt. Man steht auf einem Boden, dessen magmatische Unterlage ihre Boten in Form der steirischen Andesit- und Basaltausbrüche an die Oberfläche entsendet. Die letzten Eruptionen haben sogar atlantischen Charakter (Alkalitypus). Auch hierin prägt sich die große Ähnlichkeit mit den von jungen Vulkanen durchzogenen autochthonen Zonen der inneren Balkanhalbinsel aus.

8. Auf die kristallinen Rhodopegesteine legen sich im Nordosten und Norden die spätpaläozoischen, mesozoischen und känozoischen Schichten der Faltenzüge des Balkans an, die nicht mehr in den Bereich Mazedoniens eintreten. Ihre Verbindung mit dem Karpathengürtel und dadurch mit den Nordalpen ist eine allgemein bekannte Erscheinung, ebenso ihre gegen Norden gerichtete Überfaltungstendenz.

Wenn man eine Scheide zwischen den dinarischen und rhodopisch-balkanischen Gebirgen zu nennen hat, so kann ich die Vardarzone als solche bezeichnen. Sie ist ein verhältnismäßig tief eingefalteter, von jungen Intrusionen und Eruptionen durchsetzter Streifen, der im mediterranen Tonalitgürtel liegt. In Mazedonien macht sie mit ihrer Gesteinsanordnung, vor allem mit ihrem auf der Westseite gelegenen Kreideflysch-Band den Eindruck eines westlichen Randgürtels der Rhodope- und Balkanregion. Sie ist aber durch ihre ophiolithischen Gesteine und die Kreidetransgression auch innig mit dem dinarischen Strang verbunden.

Es handelt sich in den Alpiden und Dinariden nicht um selbständige tektonische Reiche, sondern nur um die beiden Seiten eines und desselben mediterranen Kettensystems, dessen Falten in entgegengesetzten Richtungen überquellen: einerseits nach Nord, andererseits nach Süd. Die relative Bedeutung dieser beiden Richtungen ändert sich aber im Verlaufe der Gebirge. In den Westalpen überwiegt weitaus die erstere, in der Balkanhalbinsel die letztere. Die Ostalpen als Verbindungsstück der beiden genannten Abschnitte zeigen besonders in der Zentralzone ein kompliziertes Ineinandergreifen der beiden Bewegungstendenzen. Hier wird für die weiteren Fortschritte der Gebirgssynthese am meisten zu erzielen sein.

Vierter Teil

Übersicht der nutzbaren Minerallagerstätten Mazedoniens

Über die nutzbaren Minerallagerstätten Mazedoniens wurden bereits in verschiedenen Veröffentlichungen Mitteilungen gegeben, die sich allerdings nur in den seltensten Fällen mit der geologischen Stellung der Vorkommnisse befassen. Durch die während des Krieges vorgenommenen Untersuchungen konnte dieser Einblick in mancher Beziehung ergänzt werden und es soll daher im folgenden auf dieser Grundlage eine kurze Übersicht gegeben werden.

Unter den Erzen Mazedoniens sind nach dem gegenwärtigen Stande der Verhältnisse folgende als wichtig hervorzuheben: Chrom-, Eisen-, Mangan-, silberhaltige Blei- und Zinkerze, Antimon- und Arsenerze. Bauwürdige Kupferlagerstätten sind nicht bekannt; über Goldvorkommnisse liegen nur unzureichende Mitteilungen vor, die sich z. T. auf Nachrichten aus dem Altertum stützen, Nickelerze wurden bisher nicht entdeckt, obwohl die von ihnen bevorzugten Gesteine, nämlich Gabbros und Peridotite auf der Balkanhalbinsel sehr verbreitet sind. Von anderen nutzbaren Mineralien kommen Magnesit und Asbest in beschränkten Mengen vor. Kohle, die in Serbien beträchtliche Bedeutung erlangt, tritt in Mazedonien so vollständig in den Hintergrund, daß sie selbst an den günstigsten Stellen höchstens für örtlichen Bedarf eine geringfügige Bedeutung haben könnte.

Chromeisensteinlagerstätten. In der neueren Entwicklung des Bergbaues der früheren europäischen Türkei fiel der Chromerzgewinnung ein sehr erheblicher Anteil zu, da das Muttergestein dieser Erze, nämlich Peridotit und Serpentin Gebirgszüge von beträchtlicher Ausdehnung bildet. Die Gewinnung wurde mit wechselndem Erfolge betrieben, da Erze unter 50 % Chromoxyd-gehalt selten lohnten. Auch zwang das für Chromerz bezeichnende nestartige Vorkommen zu häufiger Verlegung der Abbauorte. Die

Grube Ormilia bei Saloniki mit 80000 t Gesamtförderung und Lojane NW. von Kumanovo sind als Beispiele für größere Lagerstätten dieser Art zu nennen. Auch die während des Krieges in Betrieb befindlichen Lagerstätten von Raduše und Oraše gehören dazu. Letztere liegen nordwestlich des Beckens von Üsküb in dem Höhenzug zwischen dem Vardar und dem Lepenacflusse. Sie stecken im Serpentin und bilden hier stock- oder lagerähnliche Ausscheidungen, die zweifellos als ursprünglich magmatische zu betrachten sind. Während der Serpentinisierung dürfte die Konzentration auf Klüften weitergegangen sein, ohne aber das Wesen der Lagerstätte besonders zu verändern. Während des Krieges waren die Lagerstätten Raduše¹⁾ und Oraše durch Seilbahn und Feldbahn an den Bahnhof „Jostoff“ bei Üsküb angeschlossen und lieferten Erz von durchschnittlich über 45 % Cr₂O₃-Gehalt. Auch in der Nachbarschaft, so bei Gračane, Krivenik, Gorance und Svilari stehen Chromerze an, von denen allerdings die meisten schon vor dem Kriege durch Abbau ziemlich ausgebeutet waren. Zweifellos stecken im Innern des langen Serpentin Körpers noch zahlreiche Erzstöcke ähnlicher Art, nur wird ihre Aufsuchung schwierig sein, da sichere Oberflächen-Indikationen für Chromerze kaum vorhanden sind. Die einst bedeutenden Gruben von Lojane nordwestlich von Kumanovo sind in den von der Oberfläche aus feststellbaren Aufschlüssen ziemlich zur Gänze ausgebeutet.

Andere Vorkommnisse sollen im Serpentinegebiet westlich von Mitrovica auftreten. Sie würden bereits jenem Zuge angehören, der weiter nordwestlich im Jelicagebirge Serbiens und in verschiedenen Teilen der nordbosnischen Serpentin-Flyschzone Chromerz geliefert hat.

Auch westlich von Rožden und südlich Alchar sind Chromerze vorhanden. Dieses Gebiet, das vor dem Kriege zu den schwerst zugänglichen, von Räuberbanden gefährdeten Teilen Mazedoniens gehörte, wurde während des Krieges durch Seilbahn und Straßen derart erschlossen, daß es in Zukunft wohl nach jeder Richtung gewonnen haben wird.

Da die Chromerzorkommnisse, von denen hier nicht alle möglichen kleinen Ausbisse genannt wurden, auf der Balkanhalbinsel so verbreitet sind, ist zu erwarten, daß sie trotz der Er-

¹⁾ Das Erz von Raduše war auf 70 m Länge, über 20 m Höhe, 6 m mittlere Stärke sichtbar.

schöpfung zahlreicher Stellen imstande sein werden, noch für eine Reihe von Jahren Rohmaterial für die Stahlindustrie zu liefern. Für große Bergbaubetriebe eignet sich allerdings das Chromerz wegen seiner Verteilung auf viele kleine Vorkommnisse i. a. nicht.

Eisenerze. Zu nennen sind hier die Magneteisenstein-führenden Kontaktlager, die sich an dem gegen den Ibar gewendeten Hang des Kopaonikgebirges östlich von Raška finden. Es handelt sich um die schon seit längerer Zeit bekannten Lagerstätten am Savo Rudište, die mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern auftreten und sich gegen den 2140 m hohen Milanovberg, den höchsten Gipfel des Kopaonikgebirges, ziehen. Damit soll nicht ausgesprochen sein, daß sie zusammenhängend aushalten, was ja bei Kontaktvorkommnissen gar nicht zu erwarten wäre. Das Magneteisenerz tritt in seiner gewöhnlichen Verbindung mit Granatfels auf und verdankt seine Entstehung der Kontakteinwirkung des Tonalitstocks auf ein Kalklager, das dem paläozoischen Schiefer entweder eingeschaltet oder aufgelagert ist. Zwecks Abbeförderung der Erze müßte eine Seilbahn zur Herstellung des Anschlusses an den Verkehrsweg Raška-Mitrovica (bisher nur Straße) hergestellt werden. Das ist wohl auch der Grund, warum bisher die Lagerstätte keine Beachtung gefunden hat.

Während des Krieges wurden an verschiedenen Stellen in Serbien und Mazedonien auch pisolithische, z. T. hochprozentige Eisenerze gefunden, die an der unteren Grenze der transgredierenden Gosauschichten auftreten und zwar nur dort, wo die Unterlage aus Serpentin besteht. Es war zweifellos die Serpentinoberfläche vor Ablagerung der Oberkreide lateritisch verwittert und lieferte nicht nur eisenschüssige, tonige Umschwemmungsprodukte, sondern auch pisolithische oder bohnerzähnliche Konzentrate. AMPFERER und HAMMER haben solche in dem ehemaligen serbisch-bosnischen Grenzgebiet bei Vardište gefunden, mir sind ähnliche Vorkommnisse bekannt im Gebiet zwischen dem Vardar- und Lepenactal nördlich von Üsküb. Auf der rechten Vardarseite talaufwärts von Veles entdeckte Herr Hauptmann d. Res. JUNGMANN ähnliche Lager.

Diese Eisenpisolithe der Gosauschichten, die schon früher erwähnt wurden, zeigen in den letzterwähnten mazedonischen Lagerstätten einen beträchtlichen Magnetitgehalt, der durch teilweise Dehydratisierung und Reduktion des Limonits entstanden sein könnte. Einige Prozent Cr_2O_3 sind vorhanden und stammen zweifellos aus Rückständen von Zersetzungsprodukten des Serpentins. Die

Vorkommnisse haben eine Mächtigkeit von einigen Metern und zeigten selbst ohne die Vornahme von Schürfungen bis Hunderte m Längenerstreckung, so daß sie aller Wahrscheinlichkeit nach eine bergmännische Ausbeutung lohnen werden, um so mehr als sie in der Nähe der Hauptbahnstrecke nach Saloniki liegen. Der Eisengehalt beträgt oft ungefähr 50 %.

Die auf der österreichischen Generalkarte angegebenen zahlreichen Eisenerzvorkommnisse östlich der Struma im Piringebirge und Šarlja dag (bei Demirhissar) waren in früheren Jahren Gegenstand einer örtlichen Eisenindustrie. Die in der Balkanhalbinsel nicht selten vorkommenden Ortsnamen „Samakov“ bedeuten Eisenhammer. Bei Demirhissar handelte es sich um Magnetitsande, die aus verwitterten dioritischen Eruptivmassen hervorgegangen sind. Eingesprengter Magnetit konnte z. B. auf einer gemeinsam mit Herrn Dr. WURM gemachten Tour in diesem Gebirge des neuen Griechenlands beobachtet werden. Immerhin ist es nicht ausgeschlossen, daß bei eingehender Durchforschung größere Anreicherungen in Form von Kontaktlagern zwischen Kalk und Eruptivgestein entdeckt werden können.

Pyrit. Dieses Erz ist im untersuchten Teile Mazedoniens nicht in größeren Mengen gefunden, obgleich es an Pyriteinsprengungen in den Trachyt-Andesitgebieten nordwestlich von Mitrovica (bei Rogožna Han) und im Kopaonikgebirge keineswegs fehlt. Nordöstlich von Mitrovica konnte ich auf der Tour nach Bare limonitische Erze beobachten, die wohl auch aus sulfidischen Einsprengungen herrühren.

Eine gewaltige, von limonitischen Hutbildungen begleitete Pyritmasse ist hingegen bei Mademi Lakkos in der Umgebung von Stratoni auf der östlichen Chalkidike bergbaulich erschlossen. Sie knüpft sich nach den Untersuchungen von LUGEON und SIGG (Bull. Laborat. géol., géogr. etc., Université Lausanne 1917) an die Grenze des dortigen „Plagiogranit“-Stocks und seiner südlichen Amphibolithülle.

Manganerze. In Westmazedonien sind bauwürdige Manganerze bisher nicht nachgewiesen. Über ein angebliches Lager bei Kumanovo konnten verlässliche Nachrichten nicht gefunden werden.

In Ostmazedonien enthält das Marmorgebiet, das nördlich von Kavalla und zwar im Raume zwischen Eski Kavalla, Bademli Čiftlik und der Bucht von Kara Orman einem Granitmassiv aufrucht, größere und kleinere Stöcke von Manganerz. Ich schätzte die ganz

oder teilweise aufgeschlossenen Mengen nur auf rund 60000 t, doch wäre es möglich, daß auch die fast unbekanntere weitere Nachbarschaft ähnliche Vorkommnisse birgt. Das Erz besteht aus einem lockeren, schwammigen Gemenge von Mangan- und Brauneisensteinhydroxyden mit etwa 20—25 % Mangan- und 25 % Eisengehalt.

Einige tausend Tonnen Manganerz wurden vor dem Kriege bei Goredžik an der Straße nordwestlich von Drama gewonnen, wo sie nesterartig in Begleitung von Blei- und Zinkerzen im Marmor auftraten.

Jedenfalls verdient das griechische Ostmazedonien auf Manganerze weiter untersucht zu werden, da bei Isvor-Stratoni auf der Halbinsel Chalkidike im ganzen 582000 t Manganerz mit 30—40 % Metallgehalt (Röstgut) gefördert wurden. Die Angabe entstammt der sehr beachtenswerten Zusammenstellung von Dr. MÜLLER: Die Bergbauindustrie der europäischen Türkei (Berichte über Handel und Industrie, zusammengestellt im Reichsamt des Innern, Berlin 1913, Heft 12). Die Erze liegen in Marmor über dem von LUGEON und SIGG untersuchten „Plagiogranit“-Stock.

Blei- und Zinkerze. Diese Gruppe von Minerallagerstätten ist in Mazedonien und Serbien sehr verbreitet und war wegen des vorwiegend an Bleiglanz gebundenen Silbergehaltes schon im Altertum und Mittelalter Gegenstand eines regen Bergbaues. Die Folge davon ist, daß unberührte Lagerstätten von Bedeutung nicht zu finden sind. Die Neubelebung des Bergbaues würde nur unter großen Geldaufwendungen möglich sein.

Die raskisch-westmazedonische Gruppe von Blei-Zinkerzen knüpft sich ausschließlich an die jungvulkanischen Trachyt- und Andesitdurchbrüche. Dazu gehören die Lagerstätten am Südhang des Kopaonikgebirges bei Dobrovina, Lisina, Belobrdo (sämtlich nördlich von der Straße Raška-Mitrovica gelegen). Es sind Sulfidgänge des normalen Typus. Kleine Gangausbisse ähnlicher Art finden sich wohl noch an mehr Stellen.

Die bedeutendsten Reste alten Bergbaues sieht man bei der verlassenem Bergstadt Novoberdo (Höhe 1124 m), etwa 20 km ost-südöstlich von Priština. Andere zeigen sich im Kiznicatale nördlich von Janjevo, etwa 12 km südöstlich von Priština. Novoberdo hatte zur Blütezeit des alten Serbenreiches eine außergewöhnliche Bedeutung, war sogar Sitz der Münze, ging aber nach dem Untergang der Nemanjdenherrschaft bald ein. Die Vererzung scheint nach

meinen Beobachtungen an den von Trachyt durchbrochenen paläozoischen Marmorzug geknüpft gewesen zu sein. Die Halden besitzen eine Längenausdehnung von einigen Kilometern. Große Schlackenhaufen beweisen gleichfalls die Bedeutung der alten Arbeiten, an denen eingewanderte sächsische Bergleute Anteil hatten. Der Silbergehalt war groß, Goldgehalt soll vorhanden gewesen sein. Neue Arbeiten in diesem Gebiete könnten selbstverständlich nur nach Ausführung von Tiefenschürfungen zweifellos sehr kostspieliger Art eingeleitet werden.

Lassen wir die auf dem Boden des alten Königreichs Serbien liegenden Gebiete beiseite, da sie ohnehin schon wiederholt zusammenfassende Darstellung gefunden haben, so blieben noch die Erzdistrikte in dem großen Trachyt-Andesitgebiet östlich des Beckens von Üsküb zu erwähnen. Cvijić hat über diese Gegenden, unter denen die von Kratovo, Lesново, Zletovo besonders wichtig sind, eine Reihe von interessanten Mitteilungen in seinen Beiträgen zur Geologie und Geographie von Mazedonien gebracht. Die Erzgänge führten silberhaltigen Bleiglanz und Zinkblende. Ihr Abbau reicht weit ins Altertum zurück, aber einstweilen sind nur Halden der Beobachtung zugänglich. Bei der ausgedehnten Vererzung, die durch diese Bergbauspuren angezeigt ist, wird wahrscheinlich auch hier früher oder später neue Untersuchungsarbeit einsetzen.

Die ostmazedonischen Blei- und Zinkvorkommnisse sind ganz anderer Art. Sie knüpfen sich an die von großen granitischen oder dioritischen Stöcken unterteuften und durch sie z. T. noch weiter metamorphosierten Marmorgebiete. Nach der Art ihres Auftretens haben sie Ähnlichkeit mit den berühmten, aber erschöpften Lagerstätten der Insel Thasos. Meist scheint das Vorkommen nesterartig zu sein. Da man im Altertum dem silberhaltigen Blei nachging, die i. a. aus Galmei bestehenden Zinkerze aber nicht verwertete, wäre die Möglichkeit günstiger Funde immerhin vorhanden. Ehemalige Bergbaustellen finden sich bei Kuridži, Horasa und Gerlar im Gebirge nördlich von Kavalla. Dr. WURM untersuchte im Gebiet nordwestlich von Drama eine ziemlich ausgedehnte Zinkblende-Galmeilagerstätte entlang eines Granit-Kalkkontaktes und berichtet darüber in seiner Arbeit.

Arsen- und Antimonerze wurden von der in Saloniki ansässig gewesenem Handelsfirma Alatini und Charneaud bei der nach ihnen genannten Bergwerkssiedlung Alchar im Gebirge westlich des unteren Vardar (S. 110) abgebaut. Die Bergbautätigkeit spielte

sich besonders in den 80er und 90er Jahren ab und wurde 1908 stillgelegt. Eine interessante Beschreibung aus dem ersten Abschnitt dieser Periode gab RAPHAEL HOFFMANN: Der Antimon- und Arsenerzbergbau Alchar in Mazedonien (Öst. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Wien 1891, 39. Bd., Nr. 16). Die Erze bilden Nester in einem von trachytischen Eruptionen der Tertiärzeit durchbrochenen Triaskalk und sind oberhalb der Talsohle zweifellos abgebaut. Ich sah nur mehr geringe Reste von Antimonit- und Arsenerz anstehen; die eigentlichen Abbauorte sind verbrochen. Hinsichtlich der Genesis dürfte man die Vorkommnisse wohl als Sublimationsprodukte aus der Zeit der vulkanischen Tätigkeit zu betrachten haben. Bis zum Jahre 1897 wurden nach vorhandenen Angaben etwa 3750 t Antimonerz mit 53—62 % Antimon und 2020 t Arsenerz mit 48 % Arsen abgebaut. Ein Fortsetzen der Lagerstätte in die Tiefe ist, da der betreffende Kalkzug steil steht, wohl zu erwarten, doch hätte man selbstverständlich bei weiteren Aufschlüssen mit erheblichem Wasserzudrang zu rechnen.

Von Kupfer ist bisher aus Mazedonien nichts Bauwürdiges bekannt. Die von mir gesehenen Vorkommnisse bei Gjevǵjeli, Mrzenci, Davidovo beschränkten sich auf völlig untergeordnete karbonatische Einsprengungen im Diabas und haben selbstverständlich keinerlei praktisches Interesse.

In der Literatur fand ich die merkwürdige, knappe Angabe, daß Magneteisensande mit Platinspuren im Porečgebiete bei Kalkandelen vorkommen. An sich würde ja der Gedanke an Platin in einem Gebiete so großer Peridotitverbreitung nicht auszuschließen sein. Ob gerade das in Rede stehende Gebiet Serpentin aufweist, ist mir nicht bekannt. Dr. GRIPP hat auf seiner Reise von Gostivar zum Korab zahlreiche Diabasdurchbrüche beobachtet, so daß immerhin auch Serpentin nicht ausgeschlossen wäre. Im übrigen ist mit der ganz allgemein gehaltenen Angabe, die ebensogut auf einer Täuschung beruhen kann, nichts anzufangen.

Gold wird fast aus allen Flußgebieten erwähnt, die aus den alten Gneis- und Granitgebieten Mazedoniens kommen, so besonders aus den zum Rhodopesystem gehörigen Gebirgsstöcken Ostmazedoniens. Oft genannt wird der Name des Prnar dag (Pangaeon der alten Griechen). Die Wahrscheinlichkeit, daß bauwürdiges Seifen- oder Berggold vorkommt, scheint allerdings höchst gering.

Von nicht metallischen nutzbaren Mineralien wäre dichter, weißer Magnesit zu erwähnen, der an verschiedenen Stellen den

Serpentin in Form von Gängen und Trümmern durchsetzt. Man sieht solche Adern z. B. unweit der Station Karabunište an der Bahnstrecke zwischen Üsküb und Veles.

Auf Asbest wurde während des Krieges im Serpentin bei Puštenik, südlich der Bahnstrecke Üsküb—Mitrovica geschürft. Die Qualität war gut, aber die Menge viel zu gering.

Interessant, aber unbauwürdig sind die Schwefelimplägnationen, die sich an den starken Schwefelwasserstoffausströmungen von Kosel, nördlich von Ochrida in Westmazedonien finden. Sie treten im Gebiet der unter den Triaskalken aufgeschlossenen Schiefer auf und wurden von mir in meinem vorläufigen Bericht als Reduktionsprodukte von Gips gedeutet. Es scheint mir aber jetzt doch, daß die Solfatarentheorie, wie sie ÖSTREICH und GOEBEL vertreten, den Vorzug verdient. Außerdem treten auch im Radikatale, einige Kilometer nördlich der mazedonisch-albanischen Grenzstadt Debra, Schwefelwasserstoff-führende Wässer auf, die ihren Ursprung in mächtigen Gipsablagerungen der Werfener Schiefer nehmen (vergl. S. 42). In letzterem Falle scheint mir der nicht-vulkanische Ursprung erwiesen.

Steinkohle fehlt in Mazedonien völlig. Braunkohle kommt nur in Form schwacher Flözchen oder Schmitzchen an verschiedenen Stellen der ausgedehnten jungtertiären Binnenablagerungen vor. Aber die Ausbisse sind zum Unterschiede von den serbischen, wo immerhin Vorräte in einer Größenordnung bis zu einigen hundert Millionen Tonnen angegeben werden, so geringfügig, daß sie praktisch als Null zu bezeichnen sind. Schwache Flöze wurden im pelagonischen Becken bei Vitolište und Melnjca beschürft. Ein ähnliches Vorkommen sah ich auch am Westrande des Üsküber Beckens unweit von Svilari. Ob Bohrungen in den mittleren Teilen des neogenen Vardarbeckens Aussicht auf Erfolg haben, kann ich auf Grund der vorhandenen Anzeichen nicht sagen.

Groß ist der Reichtum Mazedoniens an verschiedenen Marmoren, von denen manche den berühmten griechischen und carrarischen Arten nicht nachstehen. Besonders die Marmorschuppe von Trojaci—Melnjca im östlichen Teil des pelagonischen Massivs wäre hier zu nennen; aber auch in der Velesserie bei Üsküb, Veles usw. sind z. T. prächtige weiße oder bläuliche kristalline Marmorzüge verbreitet. Die Grabsteine auf den türkischen Friedhöfen geben Kunde von der guten Bearbeitbarkeit und dem schönen Aussehen des Materials.

Wasserkräfte und Bewässerungsfragen in Mazedonien

Es mag nicht überflüssig sein, am Schlusse dieses Kapitels auch die Frage der Wasserkräfte in Mazedonien kurz zu streifen, ohne daß die Vorbringung von Einzelheiten hier beabsichtigt wäre. Die große Sommerdürre in Mazedonien läßt eine Ausnützung von Wasserkräften nur unter Anlage von großen Staubecken zu. Mehr noch als für Kraftanlagen wären diese für die landwirtschaftliche Ausnützung des über weite Strecken öde liegenden Landes von Bedeutung. Es sind sowohl im Vardargebiet als auch an der Struma weite Alluvial- und Diluvialflächen vorhanden, die durch geregelte Bewässerung unter Anwendung von Staubecken außerordentlich gewinnen würden. Der Anbau von Mohn, von Reis und Baumwolle könnte unter Umständen in weit größerem Umfange als bisher durchgeführt werden und dann auch Interesse für Mitteleuropa bekommen.

Bemerkenswert ist, daß an sehr vielen Stellen Mazedoniens die Anlage von Staubecken unter besonders günstigen Verhältnissen durchzuführen wäre. Es hängt dies damit zusammen, daß in der Jungtertiärzeit die Entwässerung anders verlief als heute, daß mächtige Aufschüttungsbecken entstanden, die dann später durch epigenetisch entstandene Klammen entwässert wurden. Die Durchbrüche des Vardar, der Pšinja, Topolka, Babuna, der Bregalnica und Černa, sowie anderer Flüsse durch Felsriegel von harten, paläozoischen Gesteinen oder von Eruptivbildungen wurden ja wiederholt erwähnt. An verschiedenen Stellen springt hier die Eignung für die Anlage von Talsperren geradezu in die Augen. So bricht, um nur ein Beispiel hervorzuheben, die Černa östlich von Drenovo durch einen Diabas-Serpentinriegel, der ein großes Quartärbecken abschließt. Ähnlich liegen u. a. die Verhältnisse an der Bregalnica bei Štip.

Erschließung von Grundwasser innerhalb der Neogen- und Quartärbecken wäre häufig genug in größerem Maßstabe möglich. Dr. WURM hat z. B. auf die ausgezeichnete Eignung des Tachynosbeckens an der unteren Struma für die Erschließung artesischen Wassers hingewiesen. Da es sich hier um Gegenden handelt, die durch ihr mediterranes Klima besonders wertvolle Kulturpflanzen hervorzubringen vermöchten, werden diese Aufgaben in Zukunft zweifellos eine wichtige Rolle spielen.

Zum Schlusse muß ich noch hervorheben, daß auf Mitteilung kriegsgeologischer Einzelheiten in diesem Heft verzichtet wurde, da kein wissenschaftlich oder praktisch geologischer Anlaß dazu vorlag.

Der Druck der geologischen Karte wurde durch einen Beitrag von Freunden in Holland ermöglicht. Es sei ihnen hier der beste Dank ausgesprochen.

A. Übersicht der benutzten geologischen und geographischen Literatur

- AMPFERER, O. und HAMMER, W.: 1. Erster Bericht über eine 1917 im Auftrage und auf Kosten der K. Akademie der Wissenschaften ausgeführte geologische Forschungsreise in Nordwestserbien. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I. 126. Bd., 9. Heft, S. 679—701. Wien 1917.
- —: 2. Erster Bericht über eine 1918 im Auftrage und auf Kosten der K. Akad. d. Wiss. ausgeführte geologische Forschungsreise in Westserbien. Ebendort, Abt. I, 127. Bd., 8. u. 9. Heft, S. 635—668. Wien 1918.
- —: 3. Ergebnisse der geologischen Forschungsreisen in Westserbien. I. Die basischen Intrusivmassen Westserbiens. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 98. Bd., 2. Heft, S. 11—43. Wien 1921. — II. Die Diabashornsteinschichten. Ebendort, 98. Bd., 3. Heft, S. 44—56. Wien 1921.
- BITTNER, A., MOJSISOVICS, E., TIETZE, E.: Grundlinien der Geologie von Bosnien und der Herzegowina. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt Wien 1880; mit geol. Karte.
- BONTSCHJEFF, G.: Seine 1920 in Sofia erschienene Veröffentlichung über Mineralogie u. Petrographie von Mazedonien war mir bei Abfassung der Arbeit nicht zugänglich.
- BOURCART, J.: 1. Les confins albanais administrés par la France, 1916—1920. Contributions à la géologie et la géographie de l'Albanie moyenne. Revue de géographie, X. Paris 1922. (Mit geol. Karte u. Literatur.)
- : 2. Note préliminaire sur les terrains sédimentaires de la région de Salonique. Comptes Rendus, Soc. géol. France, 1919.
- : 3. Sur la découverte du Priabonien dans la région de Salonique. Comptes Rendus Acad. Science. Paris 1919.
- CVIJIC, J.: 1. Die tektonischen Vorgänge in der Rhodopemasse. Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 110. Bd., Abt. I, S. 409. Wien 1901.
- : 2. Die dinarisch-albanische Scharung. Ebendort, S. 437. Wien 1901.
- : 3. Grundlinien der Geologie und Geographie von Mazedonien und Altserbien. PETERMANNs Mitteilungen, Ergänzungsheft 162, 392 S. mit geol. Karte, Profilen und Bildern. Gotha 1908.
- : 4. L'ancien lac Egéen. Annales de Géographie, XX, S. 233—259. Paris 1911.
- : 5. La Peninsule Balcanique. A. COLIN, Paris 1918, 530 S., 9 Karten. (Referat von KREBS in der Geogr. Zeitschr., 1921.)

- DOFLEIN, F.: Mazedonien. Erlebnisse und Beobachtungen eines Naturforschers im Gefolge des deutschen Heeres. FISCHER, Jena 1921.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über metamorphe Gesteine in Mazedonien. Sitzungsber. d. preuß. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl., 32. Bd., S. 576—583. Berlin 1920.
— Untersuchungen an mazedonischen Gesteinen, I. u. II., Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal. Beilageband 1921, 1923 (XLVIII u. L).
- GINZL, H.: Aufgaben und Tätigkeit der Kriegsmapping auf der Balkanhalbinsel. Mitteil. d. geogr. Gesellsch., 61. Bd. Wien 1918.
- GOEBEL, F.: Eine geologische Kartierung im mazedonisch-albanischen Grenzgebiet beiderseits des Ochridasees. Ber. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wiss., 71. Bd., S. 257—276 mit Karten. Leipzig 1919.
- GRIPP, K.: 1. Die Gebirge um Üsküb. Zeitschr. d. Gesell. f. Erdkunde, S. 256—270. Berlin 1921.
—: 2. Beiträge zur Geologie von Mazedonien. Hamburgische Universität. Abhandl. a. d. Gebiete d. Auslandskunde, 7. Bd., Reihe C, Naturw.-Bd. 3, 61 S., 11 Tafeln. Hamburg, FRIEDRICHSEN, 1922.
- HASSERT, K.: Beiträge zur physischen Geographie von Montenegro. Ergänzungsheft 115 zu PETERMANNs Mitteilungen, 174 S. mit Karten. PERTHES, Gotha 1895.
- HILBER, V.: Geologische Reise in Nordgriechenland und Mazedonien. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 103. Bd. Wien 1894.
- HOERNES, R.: Das Erdbeben von Saloniki am 5. Juli 1902. Mitteilungen d. Erdbebenkommission d. K. Akad. d. Wiss., Neue Folge XIII, 91 S., 1 Karte. Wien 1902.
- KATZER, F.: 1. Das Eisenerzgebiet von Vareš in Bosnien. Berg- u. Hüttenmännisches Jahrbuch, 48. Bd., 1. u. 2. Heft, S. 99—189 mit geol. Karte. Wien 1900.
—: 2. Geologischer Führer durch Bosnien und die Herzegowina. 280 S. Sarajevo: Landesdruckerei 1903.
- KERNER, F.: Geologische Beschreibung des Valbonatales in Nordostalbanien. Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 95. Bd., 7. Heft, S. 315—354 mit geol. Karte u. Tafeln. Wien 1917.
- KITTL, E.: Geologie der Umgebung von Sarajevo. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 53. Bd., 4. Heft, S. 515—748 mit geol. Karte u. Tafeln. Wien 1904.
- KLUTE, F.: 1. Skizzen aus Mazedonien und Albanien. Zwölf landeskundl. Studien von Schülern ALFRED HETTNERs zum 60. Geburtstag. FERD. HIRT, Breslau 1921.
—: 2. Landeskundliche Arbeiten von Mazedonien und Albanien. Verhandl. d. 20. deutschen Geographentages zu Leipzig, 17.—19. Mai 1919, S. 98. Verlag REIMER, Berlin 1922.
- KOBER, L.: Alpen und Dinariden. Geolog. Rundschau, S. 175—204. Leipzig 1914.
- KOSSMAT, F.: 1. Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitteil. d. Geol. Gesellsch., S. 61—165 mit geol. Karte. Wien 1913.
—: 2. Bericht über eine geologische Studienreise in den Kreisen Mitrovica, Novipazar und Prijepolje, Altserbien, mit geol. Karte. Berichte d. sächs. Ges. d. Wiss., math.-phys. Kl., S. 157—178. Leipzig 1916.
—: 3. Gebirgsbau und Landschaft im Umkreis von Novipazar (Altserbien). Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, S. 49—61. Berlin 1917.
—: 4. Mitteilungen über den geologischen Bau von Mittelmazedonien. Berichte d. Sächs. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., 70. Bd., S. 246—286 mit geol. Karte. Leipzig 1918.
—: 5. Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abhandl. d. Sächs. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., 38. Bd., Nr. 2. Leipzig 1921.

- KREBS, N.: 1. Der mazedonische Kriegsschauplatz. Geogr. Zeitschr., 22. Bd., 3. Heft, S. 126—139. Leipzig 1916.
- : 2. Beiträge zur Geographie Serbiens und Rasciens, 226 S. mit Karte und Tafeln. ENGELHORN, Stuttgart 1922.
- KUHLBRODT, E.: Klimatologie und Meteorologie von Mazedonien. Archiv d. deutschen Seewarte, XXXVIII. Hamburg 1920.
- LOCZY, L., jun.: Geológiai Kutásaim Nyugatszerbiában. Földtani Szemle, 1. Bd., 1. Heft, 69 S. mit geol. Karte u. Profilen. Budapest 1921.
- NIPPOLDT, A.: Ergebnisse der deutschen erdmagnetischen Aufnahme in den Balkanländern 1917—1918. Meteorolog. Zeitschr., S. 56—58. Berlin 1919.
- NOPCSA, F. Baron: 1. Zur Geologie von Nordalbanien. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 55. Bd., S. 87—152 mit Karte. Wien 1905.
- : 2. Zur Stratigraphie und Tektonik des Vilayets Skutari in Nordalbanien. Ebendort, 61. Bd., 2. Heft, S. 231—284 mit geol. Karte u. Tafeln. Wien 1911.
- und REINHARD, M.: 3. Zur Geologie und Petrographie des Vilayets Skutari in Nordalbanien. Anuarul Institutului Geologie al României, Bd. V. Bukarest 1911.
- : 4. Begleitworte zur geologischen Karte von Nordalbanien, Rascien und Ostmontenegro. Földtani Közlöny, 46. Bd., 7.—12. Heft, S. 301—305. Budapest 1916.
- : 5. A Dinari Alpok geológiai szerkezete. Földtani Szemle, 1. Bd., 1. Heft, S. 13 bis 21. Budapest 1921.
- : 6. Geologische Grundzüge der Dinariden. Geolog. Rundschau, 12. Bd., 1./2. Heft, S. 1—19. Leipzig 1921.
- NOWACK, E.: 1. Die Geologie des mittleren und südlichen Albanien. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 72. Bd., Monatsberichte 8—10, S. 242—250. Berlin 1920.
- : 2. Über nachtertiäre Faltenbewegungen in Albanien. Geolog. Rundschau, 12. Bd., 1.—2. Heft, S. 35—51. Leipzig 1921.
- : 3. Morphogenetische Studien aus Albanien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Nr. 3—4, S. 81—117. Berlin 1920.
- : 4. Über Beeinflussung der Sedimentation durch Dislokation. Mitteil. d. Geolog. Gesellsch., S. 83. Wien 1920.
- : 5. Beiträge zur Geologie von Albanien. I. Teil: Die Malakstra, 175 S. mit IX Landschaftstafeln, einer Profiltafel, einer geol. Karte und 8 Textfiguren. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Sonderband I. Stuttgart 1922. — II. Teil. Das mittlere Skumbigebiet. Ebendort 1923.
- OBERHUMMER, E.: Landeskundliche Arbeiten in Albanien. Verhandl. d. 20. deutsch. Geographentages zu Leipzig, 17.—19. Mai 1921. Berlin 1922.
- ÖSTREICH, K.: 1. Reiseindrücke aus dem Vilayet Kosovo. Abhandl. d. geogr. Ges., 1. Bd., S. 327—372. Wien 1899.
- : 2. Beiträge zur Geomorphologie Mazedoniens. Ebendort, 4. Bd., Nr. 1, 169 S. u. Karte. Wien 1902.
- : 3. Die Oberfläche Mazedoniens. Geogr. Zeitschr., 16. Bd., S. 560. Leipzig 1910.
- : 4. Die Seen Mazedoniens. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 6 S. Berlin 1916.
- : 5. Mazedonien. Ebendort, S. 1—16. Berlin 1916.
- OPPENHEIM, F.: Über Neogen am Golfe von Orfana im südlichen Mazedonien. Zentralblatt f. Min. usw., Nr. 1 u. 2, S. 9—14. 1920.
- PAX, F.: Die fossile Flora von Üsküb in Mazedonien. Bot. Jahrb., 57. Bd., 2. Heft, S. 302—319. Leipzig 1921.

- PENCK, W.: 1. Bau und Oberflächenform der Dardanellenlandschaft. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, S. 30—49. Berlin 1917.
- : 2. Grundzüge der Geologie des Bosporus. Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde d. Univ. Berlin, Neue Folge A, Heft 4, 1919.
- : 3. Zur Landeskunde von Thrazien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, S. 358—370. Berlin 1918.
- : 4. Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Engelhorn, Stuttgart 1920.
- PHILIPPSON, A.: 1. Reisen und Forschungen in Nordgriechenland. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin. I. Teil 1895, S. 135—225, II. Teil 1895, S. 417—498, III. Teil 1896, S. 193—294. Mit geol. Karten u. Profilen.
- : 2. La Tectonique de l'Egée. Annales de Géographie, Nr. 32, S. 112—141 mit Karte, Paris 1898.
- RADOVANOVIĆ und MIHALOVIĆ: Die Erdbeben in Serbien. Annales géol. Balkan VI, 2, Belgrad 1921.
- RENZ, C.: Über den Gebirgsbau Griechenlands. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Bd. 64. Monatsberichte 8, S. 437—465, Berlin 1912.
- SCHAFFER, F. K.: Landeskunde von Thrazien. Zur Kunde der Balkanländer. I. Reisen und Beobachtungen, Heft 19, Sarajevo 1918.
- SCHLOSSER, M.: Die Hipparionenfauna von Veles in Mazedonien. Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Kl. XXIX, 4, S. 3—55, 2 Tafeln, München 1921.
- SCHWINNER, R.: Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau Bd. VI, Heft 1/2, S. 1—22, Leipzig 1915.
- TIETZE, E.: Geologische Übersicht von Montenegro. Jahrb. d. geol. Reichsanst., S. 1 bis 111, geol. Karte, Wien 1884.
- TOULA, F.: Übersicht über die geologische Literatur der Balkanhalbinsel. Comptes Rendus IX. Congr. géol. Wien 1903, Bd. I, S. 185—330 (vollständiges Verzeichnis der älteren Literatur mit kurzen Inhaltsangaben).
- VETTERS, H.: 1. Beiträge zur geologischen Kenntnis des nördlichen Albanien. Denkschr. Akad. d. Wiss., Math.-phys. Kl. Bd. 80, S. 201—249, geol. Karte, Wien 1907.
- : 2. Bericht über eine geologische Studienreise nach Mittelalbanien. Anzeiger Nr. 5 d. k. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl. Wien, 15. Febr. 1917.
- WEG, M.: Die Balkanländer. Antiquariats-Katalog 133, Max Weg, Leipzig 1912.
- WELTER, O.: Ergebnisse einer geologischen Kartierung im mittleren Mazedonien zwischen Ochrida und der Dudica, von GOEBEL, KUHSE, SOMMER, SPÖTTEL, WELTER und WILLRUTH. Sitzungsber. d. niederrheinischen Ges. f. Natur- u. Heilkunde 13. Bd. 1, S. 7—12, Bonn 1919. Vgl. ferner Neues Jahrb. f. Min. Beilageband XLIX, 1922, S. 590.
- WURM, A.: Geologische Beobachtungen in Ostmazedonien. Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal., I, S. 21—52. Stuttgart 1922.
- ZUJOVIĆ, I. M.: 1. Geologische Übersicht des Königreichs Serbien. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 36. Bd., S. 71—126, mit geol. Karte. Wien 1886.
- : 2. Contribution à l'étude géologique de l'ancienne Serbie. Annales géologiques de la péninsule balcanique Bd. 3, S. 123—144. Belgrad 1891.

B. Schriften über Minerallagerstätten

- ANTULA, D.: Revue générale des gisements métallifères en Serbie. Imp. Chaix, 147 S. m. geol. Karte. Paris 1900.
- DOELTER, C.: Die Mineralschätze der Balkanländer und Kleinasien. Enke, Stuttgart 1916.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Geologie und Lagerstättenkunde der Merdita in Albanien. Mitteil. d. geol. Ges., S. 167—192. Wien 1918.
- HOFMANN, R.: 1. Notizen über den Bergbau von Janjevo (die Burgruine Novobrdó und Umgebung im Vilayet Kosovo). Mitteil. d. geogr. Ges. Wien 1893.
- : 2. Antimon- und Arsen-Erzbergbau „Alchar“ in Mazedonien. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 39. Bd., Nr. 16. Wien 1891.
- JOVANOVIĆ, D.: Serbie orientale. Or et cuivre. Dounod et Pinat, Paris 1907.
- JOVANOVIĆ, J. U.: Bergbau und Bergpolitik in Serbien. Wien 1904.
- JOVANOVIĆ, D.: Les richesses minérales de la Serbie. I. Les gisements aurifères. Paris 1907.
- KRUSCH, P.: Über Minerallagerstätten Serbiens. „Metall und Erz“, Halle 1916.
- MAY: Die bergbaulichen Verhältnisse in der Türkei. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. Wien 1896.
- MÜLLER, E.: Die Bergbauindustrie in der europäischen Türkei. Berichte über Handel und Gewerbe, Reichsamt des Innern, 19. Bd., Heft 12. Berlin 1913.
- RADOSLAVOFF: Der Bergbau in Bulgarien. Parlapanoff, Leipzig 1919.
- RAINER, L.: Die Erzlagerstätten von Serbien. Berg- u. Hüttenmännisches Jahrbuch. Wien 1915.
- SIMMERSBACH, BR.: Die nutzbaren mineralischen Bodenschätze in der kleinasiatischen Türkei (mit einigen Notizen über die europäische Türkei). Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate, S. 515. Berlin 1904.
-

