

C. Einsendungen und Besprechungen.

Cvijić J., Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien nebst Beobachtungen in Thrazien, Thessalien, Epirus und Nordalbanien. I. Teil. (Ergh. Nr. 162 zu Petermanns Geographische Mitteilungen 1908, 8°, VIII, 392 Seiten, 16 Tafeln und 3 Karten. Preis 20 M.)

Von dem heutigen besten Kenner der geographischen und geologischen Verhältnisse der europäischen Türkei verfaßt, besitzt das in seinem ersten Teile vorliegende umfangreiche Werk eine besondere Bedeutung dadurch, daß es ein gewaltiges Gebiet Europas behandelt, über das bis jetzt nur spärliche und unzusammenhängende Nachrichten vorgelegen haben, und eine Fülle neuer Erkenntnis von weittragendem Werte bietet. Seit 1898 hat der rührige Forscher ein dichtes Netz von Reisewegen über das ganze Land ausgebreitet, die er in einem einleitenden Abschnitte bespricht. Die geographische Lage und Oberflächengestaltung werden eingehend dargelegt und eine Gliederung in Kulturzonen durchgeführt, die von ethnographischer Bedeutung ist. Bei der folgenden Darstellung der geographischen und geologischen Beobachtungen wirkt die Einteilung des gewaltigen Stoffes nach eng begrenzten Gebieten, die sich zumeist wohl nur dem genauen Kenner des Landes deutlich ausprägen, geradezu verwirrend. Es ist sehr schwer, ein Bild des geologischen Aufbaues des Landes aus den so zerstreuten Angaben zu gewinnen, zwischen die sich immer rein morphologische, hydrographische, kulturelle, ethnographische Ausführungen usw. einschieben. Es ist zu hoffen, daß zu der reichen geologischen Karte und den lehrreichen Profilen im zweiten Teile eine zusammenhängende Skizze des Aufbaues des Gebietes gegeben wird, zu dessen Erkenntnis man nur sehr mühselig durch die sich in Details verlierenden fast 350 Seiten umfassenden Ausführungen gelangt. Dadurch würde das Werk erst den Wert für die Geologie bekommen, den es in feiner verteilterm Zustande in sich birgt.

Das alte Gebirge, das im Quellgebiete der Morava aus Serbien herüberzieht, besteht vorherrschend aus kristallinen Schiefen, die vorkretazisch stark gefaltet, NNW—SSO oder N—S streichen. Nach der Ablagerung der Kreide (zum Teile Flysch und Gosau?) trat eine zweite gleichgerichtete Faltung ein.

Mit der Crna Gora reicht es im SW bis an den Vardar und hier treten die albanischen Gebirge zwischen Drin und Vardar heran, die aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen bestehen. Dieses alte Gebirge zieht sich über den Kozjak, Osogov und Maleš, die aus Pegmatit, Gneis, Glimmerschiefer und grünen krystallinen Schiefen aufgebaut sind, gegen die Rhodopemasse. Hier nehmen aber in Plačkovica, Pirin und Rila die Granite überhand. Das Streichen der Falten ist meridional.

Die kristallinen Schiefer setzen sich in breiter Fläche zwischen Vardar und Mesta gegen SO fort und reichen bis an den Golf von Salonik und Orfano. Diese alten Massen tragen den Charakter von Rumpfflächen, die zum Teile stark zertalt und von eingesenkten Becken unterbrochen sind. Das Streichen der Falten in Kruža und Bešik ist NO—SW oder O—W und setzt sich in gleicher Richtung im Olymp und Ossa fort, die aus kristallinen Schiefen (Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit), kretazischem Flysch?, metamorphosierten Kalken und Dolomiten bestehen, auf denen lokal sarmatische Bildungen und Süßwasserneogen liegen. An der Wende des Oligozäns und Miozäns wurde das ganze Gebiet von Verwerfungen in einzelne Schollen zerteilt, dann erfolgte die Abtragung zu Rumpfflächen, die in plioleisztöner Zeit wieder stellenweise gehoben und gewölbt wurden,

während der Niederbruch der nördlichen Aegaeis erfolgte. Westlich vom Vardar setzen sich die kristallinen Schiefer bis in das Seengebiet fort, wo sie an Verwerfungen gegen die paläozoischen und mesozoischen dinarischen Ketten abschneiden.

In der Gegend des Durchbruches des Vardar durch die Demir Kapu scheint ein Umschwenken der Faltungsrichtung einzutreten, denn während hier die kristallinen Schiefer schon ONO—WSW streichen, zeigt der Plauš noch die nordwestliche Faltungsrichtung. Westlich vom Vardar und nördlich vom Nidžegebirge ist das Streichen fast durchwegs dinarisch, NW—SO bis meridonal und es nehmen besonders an der unteren Crna und südlich von Üsküb kristalline Kalke und paläozoische Schiefer in untergeordnetem Maße auch mesozoische (triadische? und kretazische) Kalke am Aufbau des Gebirges Anteil. Bei Istip, Prilep, Dschevdscheli u. a. O. treten beschränkte granitische Stöcke auf.

Dieses ganze, stark abgetragene Gebiet ist nun vielfach durch Verwerfungen zerstückt, die mehrere große und eine ganze Anzahl kleiner Becken absinken ließen und in denen die ONO—WSW-Richtung vorherrscht. Diese Becken werden vom Vardar und seinen Zuflüssen durchzogen und sind meist durch epigenetische Klammern miteinander verbunden. Sie sind vor Ablagerung des Neogens gebildet. Das nur in einigen Schollen an ihrem Rande vor der Denudation bewahrte Paläogen (Eozän und Unteroligozän, Gomberto- und Priabonaschichten) ist noch abgesunken und von neogenen Süßwasserbildungen (zum Teile Äquivalenten der dalmatinischen Melanopsidemergel) überlagert, die horizontal liegen und nur an den Rändern bisweilen untergeordnete Störungen aufweisen. Am Vardar liegen so in dinarischer Richtung das Kossowo Polje, das aber nicht mehr in den Rahmen der Darstellung fällt, das Becken von Üsküb (Skoplje), das sich nach Norden in einer Grabensenkung in das Becken von Vranje fortsetzt, das Ovče Polje, das gegenüber dem von Üsküb gehoben erscheint und sich an der Bregalnica weit gegen NO fortsetzt, und endlich das Becken von Tikveš, aus dem der Vardar in die Enge des Demir Kapu tritt. Diese Senkungsfelder stellen einen großen Graben vor, der zwischen den kristallinen Gebirgen im Osten und den kristallinen, meist paläozoischen Schiefeln im Westen eingebrochen ist. Der Niederbruch war mit Ausbrüchen andesitischer Magmen, besonders am NO-Rande begleitet und ist vor dem Neogen, zum Teil vor dem Mitteloligozän eingetreten. Damals sind auch die Granite des Bogoslavac und von Istip ausgebrochen, die noch mitteloligozäne Schichten durchbrochen haben. Kleiner und untergeordnet sind die Becken von Maleš, die an der Struma und ihren Nebenflüssen, besonders das von Melnik und das von Nevrokop an der Mesta, die alle Verwerfungen folgen, und zum Teil von Süßwasserneogen eingenommen und von trachytischen Gesteinen begleitet sind. Westlich vom Vardar setzt sich das Ovče Polje in dem von Veles fort, das sich an der unteren Topolka und Babuna ausbreitet. Oestlich von Veles nehmen fossilreiche Priabonaschichten, die auf Flysch auflagern, ein weites Bergland ein. Sie tauchen im Süden unter das Neogen des Beckens von Negotin. Hier tritt deutlich eine Diskordanz vor und nach dem Oligozän auf. Diese jungtertiären Seen haben sich zum Teile bis in das Diluvium erhalten und die Geschichte der einzelnen Flußläufe, die einst diese Wasserbecken untereinander verbunden und ihr jetziges Gefälle durch rückschreitende Erosion geschaffen haben, gehört mit zu den lehrreichsten Abschnitten des Werkes. Die zum Teil abflußlosen Seen konnten durch Verdunstung Sinterschichten bilden, die mit dem Terrassendiluvium die Entwicklung der Talsysteme als sehr kompliziert erkennen lassen.

Von großer Bedeutung ist die Erforschung der ausgedehnten jungvulkanischen Gebiete, unter denen das am Oberlauf des Pčinja und Kriva gelegene das zweitgrößte Eruptivgebiet der Balkanhalbinsel ist. Es ist im O und N von kristallinen Gebirgen begrenzt und sinkt im W und S unter das Neogen. Es wird von andesitischen, trachytischen, rhyolithischen und

dazitischen, untergeordnet auch porphyrischen Ergußgesteinen und Tuffen gebildet. Die Eruptivspalten verlaufen ONO-WSW. An mehreren Punkten lassen sich noch die alten Kratere z. B. bei Kratovo ! Turalevo, Lesново u. a. erkennen, die mit Lavaströmen, Lapilli, Aschen und Bomben einen sehr jungen Eindruck erwecken. Gediegen Schwefel scheint ein solfatarisches Produkt zu sein und die über das ganze Land verteilten thermalen Erscheinungen zeigen, daß die vulkanische Tätigkeit nur schlummert. Auch die Verteilung der Erdbeben läßt die Anordnung der Verwerfungen erkennen. Die Vulkangebiete sind durch den Erzreichtum bekannt, der Anlaß zu ergiebigen Bergwerkbetrieben geworden ist. Oestlich von Kumanovo tritt Basalt in Kuppen auf, die senkrecht stehende Säulen zeigen und an NNW-SSO streichenden Spalten hervorgequollen sind. Sie wurden nur teilweise von Süßwasserneogen überlagert, sind also zum Teil postneogen, während die trachytischen Eruptionen vorneogen, der Hauptsache nach oberoligozän, teilweise aber noch älter (kretazisch ?) sind.

Es lassen sich auf der Balkanhalbinsel zwei Züge von Eruptivmassen unterscheiden, die eine quert sie in dinarischer Richtung längs der Morava und des Vardar, die zweite zieht von Serbien südlich des Balkan von der Crna Reka nach Jambol und Burgas. Ein drittes Eruptivgebiet liegt in der Rhodope. Sie sind an die Hauptlinien der oligoneogenen Bewegung gebunden.

Südlich vom Becken von Tikveš trifft man an der unteren Crna ein Gebiet ausgedehnter Ergüsse von trachytischen Gesteinen, das auch durch das Auftreten von Propylitadern mit reichen Erzen ausgezeichnet ist. Hierzu gehört die Gegend der Dudica und des Kozuf, an denen paläozoische Phyllite und Kreidekalk in dinarischem Streichen auftreten, die sich gegen den See von Ostrovo hinziehen. An dessen Ostseite treten kristallinische Schiefer, Hippuritenkalk und Flysch in starken Falten NW-SO streichend auf und es zeigt sich schon eine Annäherung an den Typus der westlichen Kettengebirge. Dieser Doksa genannte Gebirgszug sinkt im Osten unter die Ebene von Salonik, die im N an die alten Gesteine des Pajak, im Osten an die östlich vom Vardas gegen die Chalkidike hin sich erstreckende Rumpffläche grenzt. Sie wird größtenteils von Verwerfungen begrenzt, die besonders im O ausgeprägt und von thermalen Erscheinungen begleitet sind. Erdbebenlinien! Am Rande der Campagna trifft man Süßwasserneogen, trachytische Ergüsse, Travertinbildungen und Terrassendiluvium. Oestlich von Salonik zieht eine O-W verlaufende Grabensenkung zum Golf von Orfano, in der der Bežik und Aivasilkosee liegen. Die sich nördlich davon ausbreitende Rumpffläche wird von Verwerfungen am Fuß des Bežik, Karadagh und Kruša, die als Horste anzusehen sind, abgeschnitten. Sie ist im Oligozän abgesunken, bis zum Ende des Neogens eingeebnet worden und hat bei der späteren Senkung der nördlichen Aegaeis eine neue Erosion erfahren.

Vom Golf von Orfano zieht sich das Becken von Serres über den Tachinosee die Struma hinauf. Es ist in kristallinischen Gesteinen angelegt, beiderseits von starken Störungslinien begleitet, an denen sich Thermen in das Strumatal hinziehen. An seinen Rändern liegt Neogen, zum Teil sarmatisch ausgebildet. Bei Serres treten in den Beckenausfüllungsmassen (zum Teil Paläogen ?) größere Faltungerscheinungen auf. Das Vorkommen des Sarmats ist von Bedeutung, da es bisher nur noch an den Dardanellen, auf Kassandra und am Olymp festgestellt werden konnte. Es scheinen hier noch postdiluviale negative Bewegungen der Strandlinie, wohl Aufwölbungen, vor sich gegangen zu sein.

Zum Schluß behandelt Cvijić das Problem des Bosphorus und der Dardanellen. Das WNW-OSO oder NW-SO-Streichen der thrakischen Halbinsel biegt bei Stenja in NO-SW um. Die Faltung ist wohl vorpermisch. Bis zum Paläogen hat hier eine Festlandsperiode geherrscht. Dann kam die Ueberflutung durch das Paläogen; während des Oligozäns herrschte teilweise Süßwasserbedeckung. Die erste Mediterranstufe fehlt, die zweite ist ganz unsicher. Das Sarmatische Meer reichte vom Pontus über Konstantinopel

und das südliche Mazedonien bis zum Olymp und seine Reste liegen auch bei Troja, auf Imbros und Tenedos. Im Pliozän breitet sich der Pontisch-Kaspische See schon weniger weit aus, Thrakien und die nördliche Aegaeis waren Festland. An Stelle des Marmarameeres bestand ein Brackwassersee. Damals bildete sich die thrakisch-bythinische Rumpffläche aus, die bis 200 m reicht, auf der levantinische Bildungen liegen. Durch den Bosphorus und die Dardanellen floß damals der Pontische und Marmarasee aus. Dieser Talboden ist heute disloziert. Er gehörte dem großen ägäischen Flusse an, dessen Mündung vielleicht in den bis 300 m hoch gelegenen Schottern zu erkennen ist, die auf Rhodos festgestellt worden sind. Damit stimmt die Beobachtung von Tschaudaschichten bei Gallipoli überein. Dieser Fluß dürfte die Wässer von Kleinasien und Mazedonien in sich aufgenommen haben. Die nördliche Aegaeis brach an der Wende des Pliozäns gegen das Diluvium ein, gleichzeitig wurde die thrakische Rumpffläche gehoben und gewölbt und dadurch der Bosphorus 120 bis 160 m tief in den alten Talboden eingeschnitten. Dasselbe ging an den Dardanellen vor sich. Dann erfolgte erst die Senkung, die diese beiden Flußtäler mit ihren Seitentälern, Goldenes Horn, Bujuk Dere u. a. unter den Meeresspiegel sinken ließ. Infolge der starken Strömung schreitet heute die Erosion noch fort.

In großen Zügen hat dieser ganze Teil der Balkanhalbinsel sein Relief durch die Zerteilung der alten Gebirgsmassen durch zahlreiche Brüche, deren weitgehende Einebnung, durch den Niederbruch der Becken und Gräben und durch die unter dem Einflusse der absinkenden Aegaeis wieder neu belebte Erosion erhalten. F. X. Schaffer.

E. Bernet, La zone des cols entre Adelboden et Frutigen. Thèse présentée à la Faculté des sciences de l'Université de Genève. Mit zahlreichen Textabbildungen, einer Karte (1 : 50.000) und einer Profiltafel. Lausanne 1908.

Diese Untersuchung schließt sich eng an die Arbeiten von Sarasin und Collet an, so daß es notwendig sein wird, auch diese zu berühren.

Ueber die Stratigraphie der Zone des cols im allgemeinen sind alle neueren Beobachter einig: auf die ärmliche Trias folgt ein sandig-konglomeratischer Lias, Zoophycusdogger, schiefriges Kelloway-Oxford und Malm als Hochgebirgskalk; Neokom scheint zu fehlen, Couches rouges sind nur spärlich entwickelt. Alle Beobachter heben ferner die große Ähnlichkeit des Lias einerseits und des Dogger (einschließlich des Oxford) andererseits mit gewissen Flyschbildungen (Niesenflysch, Leimernschiefer) hervor. Im einzelnen sind daher an Stellen, wo Fossilien fehlen, Irrtümer kaum zu vermeiden.

Versuchen wir nun, uns die verwickelte Tektonik dieser Region an mehreren von O nach W fortschreitenden Querschnitten anschaulich zu machen:

1. In der Gegend des Engstligentals (Bernet) trifft man von N gegen S Niesenflysch, darunter Trias; darunter eine normale Serie vom Malm bis zur Trias herab; diese ruht auf dem Flysch einer tieferen, helvetischen Falte (Elsighorn); gegen S dringt sie mit einer Antiklinalcharniere in die Mulde zwischen dieser und einer höheren helvetischen Falte (Lohner) ein, von der sie wieder bedeckt wird. Alles fällt isoklinal gegen N.

2. Region von Lenk (Sarasin und Collet): Unter der basalen Trias des Niesenflysch entwickeln sich statt einer (wie bei 1) drei Falten, welche gegen S, zum Teil mit schönen Antiklinalcharnieren in die helvetischen Mulden eindringen; während die beiden untersten Falten vollkommen geschlossen sind, ist die oberste, durch die Erosion in einzelnen Deckschollen aufgelöst (Laubhorn), die mit der basalen Niesentrias zu verbinden sind. Alles fällt nach N.

3. Lauenen (Lugeon und Roessinger): Im N Niesenflysch und basale Trias, mehrfach geschuppt; darunter ein wüstes Durcheinander von Niesenflysch und verschiedenen mesozoischen Gesteinen. Diese dringen im

N. N., im S S-fallend, gleichfalls in die helvetischen Mulden ein. Charnieren sind nirgends zu sehen.

4. Chamossaire (Sarasin und Collet): Unter dem Niesenflysch hindurch tritt die südlichste Kette der Préalpes (Gde. Eau) in Verbindung mit der Zone des cols; diese bildet eine gegen N gerichtete Antiklinalcharniere in den Niesenflysch hinein, gegen S aber taucht auch sie unter eine helvetische Falte unter. Diskordant auf Niesenflysch und Zone des cols liegt eine isolierte Deckscholle, wahrscheinlich der Brèche zugehörig.

5. Bex (Schardt): Ein anscheinend regelloses Durcheinander von Trias, Flysch und Lias in Form einer flachen Kuppel.

6. V. d'Illiez (Lugeon): Der Niesenflysch scheint verschwunden zu sein; auch die Zone des cols hat sich in einzelne Fetzen aufgelöst. Einige tauchen unmittelbar unter der Brèche hervor, welche meist direkt auf dem helvetischen Flysch aufrucht; andere liegen mitten im letzteren und kehren ihren Schichtkopf gegen S (Culet), oder sind gegen S mit Antiklinalcharnieren abgeschlossen und kehren dann zum Teil ihren Schichtkopf gegen N, zum Teil tauchen sie gegen N unter dem Flysch unter (Savonnaz).

Weiter gegen W scheint die Zone des cols nicht mehr vorhanden zu sein.

Wie soll man nun diese Tektonik deuten? Die Deckentheorie, welche in der Zone des cols den Wurzelrand der tiefsten Préalpesdecke erblickt, müßte eigentlich hier einen gegen S gekehrten Schichtkopf postulieren; dieser ist aber, wie wir sahen, meist nicht vorhanden, vielmehr dringt die Zone des cols gegen S keilförmig zwischen die Hochalpen vor. Schardt und Lugeon nahmen daher an, daß die helvetischen Deckfalten jünger seien, als die Ueberschiebung der Préalpes, so daß letztere in die helvetischen Mulden eingefaltet wurden; der ursprünglich gegen S gerichtete, freie Wurzelrand wurde also nach N umgelegt. Gleichzeitig verbunden sie Niesenflysch und Zone extérieure unter den Préalpes hindurch.

Dieser Annahme sind jedoch die Beobachtungen von Sarasin und Collet keineswegs günstig. Die gegen S aus der Tiefe aufsteigenden, geschlossenen Antiklinalen der tieferen Falten von Lenk (2) machen es sehr wahrscheinlich, daß auch die oberste, heute durch Erosion zerstückelte Falte denselben Bau besaß; man müßte dann die Verbindungslinien ihrer Reste nicht nach S, über die Hochalpen hinweg, sondern gegen N, unter den Niesenflysch in die Tiefe ziehen. Nach dieser, von Sarasin und Collet vertretenen Ansicht gibt es also in der Zone des cols weder einen gegen S, noch einen gegen N gerichteten, sondern überhaupt keinen freien Wurzelrand. Die Kontaktzone zwischen Hoch- und Voralpen bietet vielmehr das Bild zweier gegeneinander gerichteter Falten-systeme, die an der Berührungsstelle gewissermaßen wechsellagern.

Es ist begreiflich, daß Sarasin und Collet darin ein Argument gegen die Deckentheorie und zugunsten der älteren Auffassung autochthoner Faltungen sahen.

Gegen diese, neuerdings wieder von Rothpletz vertretene Annahme sprechen aber alle jene Gründe, die schon genug oft erörtert wurden; erwähnt seien hier nur der Zusammenhang des Préalpesproblems mit der Klippenfrage der Zentralschweiz und das Vorhandensein einer Reihe von Deckschollen auf dem Rücken der helvetischen Falten bis ins Rhonetal hinab, welche Lugeon den Préalpes zuzählt.

Sarasin und Collet gingen also von ihrer ersten Ansicht ab und schlossen sich der Annahme von Deckenüberschiebungen aus dem S an. Da aber in der Zone des cols ein Wurzelrand nicht vorhanden ist, mußten sie ihn anderswo suchen. Gestützt auf die Aehnlichkeit des Niesenflysch mit dem helvetischen Wildflysch und Taveyannazsandstein griffen sie eine Idee von Douvillé auf und betrachteten den Niesenflysch nicht als Glied der Préalpes, sondern als die weit gegen N vordringende Stirn einer helvetischen Falte, welche — nach der Aufschiebung der Préalpes entstanden

— diese letzteren auf sich selbst zurückklappte und so die liegenden Falten der Zone des cols erzeugte; letztere kommen an der Umbiegungsstelle der helvetischen Falte als Fenster zutage. Der so häufige Wechsel von Niesenflysch und Préalpesgesteinen (Lauenen [3], Belemnitenfunde in der Niesenzone) erklärt sich durch sekundäre Digitationen. Der Wurzelrand der Zone des cols ist also nicht südlich, sondern nördlich vom Niesenflysch zu suchen. Zone des cols, Zone extérieure, Préalpes sind nur immer höhere Digitationen derselben Decke, welche auf der Unterseite und an der Stirn die Fazies des Zoophycusdogger, auf ihrem Rücken die Fazies des Mytilusdogger zeigt; diese nähert sich ja immerhin etwas der noch höheren Bréchefazies.

Zugunsten dieser Annahme spricht vor allem das Profil des Chamossaire (4), wo die Fortsetzung der südlichsten Préalpeszone die Kette der Gde. Eau unter dem Niesenflysch hindurch mit der Zone des cols in Verbindung steht; der Niesenflysch kann sich also nicht, wie Schardt und Lugeon annahmen, unter den Préalpes gegen N fortsetzen. Entschieden ungünstig ist hingegen das Fehlen jeder Spur der Zone des cols am Kontakt von Préalpes und Niesenflysch, wo man ihr Vorhandensein fordern müßte, wenn sie hier noch die Rolle einer selbständigen Teildecke spielt; liegt aber ihre Abspaltungsstelle von der gemeinsamen Decke in der Tiefe unter dem Niesenflysch, dann müßte man nach dem Fazieschema erwarten, daß die Préalpes mit Zoophycusfazies an den Niesenflysch stoßen; das ist aber (mit Ausnahme der kurzen Gde. Eaukette) nicht der Fall. Es wäre immerhin merkwürdig, daß gerade hier der inverse Schenkel verloren gegangen sein sollte, während er in der Zone des cols beinahe ausschließlich vorhanden sein müßte; denn will man die Antiklinalcharnieren dieser Zone als Mulden umdeuten, dann muß man die Zone des cols auf dem helvetischen Untergrund *invers* aufrufen lassen.

Gewisse Züge der Zone des cols machen allen Erklärungsversuchen gleiche Schwierigkeiten. Hierher gehört der schwunghafte Wechsel in der Tektonik auf die kurze Erstreckung (nicht einmal 10 km!) von Lenk nach Lauenen (2 und 3); macht einerseits die regelmäßige Falten tektonik Sarasins, Collets und Bernets einen durchaus vertrauenerweckenden Eindruck, so hat andererseits Roessinger den regellosen Wechsel von Flysch und verschiedenen Juragesteinen mehrfach durch Fossilfunde belegt! Rätselhaft bleibt ferner die Zerstückelung der Zone des cols und das Schicksal des Niesenflysches im W. Ist der Flysch der V. d'Illez einheitlich? oder gehört ein Teil dem Niesenflysch an? Der Annahme von Sarasin und Collet, daß sich beide infolge der Erosion ausheben, widerspricht das fetzenförmige Auftreten der Zone des cols unter der Brèche (Pte. de Hauts). Und wie soll man die isolierte, gegen S gerichteten Charnieren von Savonnaz deuten?

Hoffen wir, daß weitere Untersuchungen die Rätsel der Zone des cols lösen werden.

A. Spitz.

M. v. Déchy: „Kaukasus“. Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge. Bd. III. Bearbeitung der gesammelten Materialien von F. Filarszky, E. Csiki, K. Papp, F. Schafarzik und M. v. Déchy. Mit 36 Lichtdrucktafeln. Berlin, Dietrich Reimer (E. Vohsen) 1907.

Die Verlagsbuchhandlung Dietrich Reimer hat der Redaktion den dritten Band dieses großangelegten Werkes zur Besprechung übersandt. Obwohl er schon vor längerer Zeit erschienen ist und daher vielen Fachgenossen bereits bekannt sein dürfte, wollen wir doch auf dieses in jeder Hinsicht wertvolle Werk hinweisen, das die Ergebnisse der Reisen v. Déchys und seiner Gefährten zur Darstellung bringt. Es ist dies ein ruhmvolles Blatt in der Geschichte der Forschungsreisen, die unter der Flagge unseres ungarischen Nachbarstaates unternommen worden sind. Während Bd. I und II die Schilderung der Reisen enthalten, bringt Bd. III

die Beschreibung der wissenschaftlichen Sammlungen und eine Schilderung des Baues und der Oberflächengestaltung des Kaukasus.

Die geringe zoologische Ausbeute ist von E. Csiki bearbeitet worden und einen Beitrag über die aus alten Grabstätten im Baksantale stammenden Schädel hat die Direktion des anthropologischen Museums geliefert. F. Filarszky hat die botanischen Sammlungen bearbeitet, die besonders für die Flora des Hochgebirges von Wert sind. Die gesammelten Fossilien (besonders aus dem Dogger und der Unterkreide von Daghestan) hat K. Papp, die Gesteine F. Schafarzik untersucht.

Den Hauptwert des Bandes bildet die Darstellung des Baues und der Morphologie des Gebirges von M. v. Déchy, die neues Licht über diese teilweise noch offenen Fragen breitet. Von größtem Interesse ist die sicher durchgeführte Vergleichung der physiographischen Verhältnisse des Kaukasus mit denen der Alpen, die einen bedeutenden Fortschritt in der Kenntnis dieses Teiles der eurasischen Kettengebirge darstellt. F. X. Schaffer.

J. Partsch. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Vortrag in der Leibniz-Sitzung der kgl. sächs. Gesellschaft der Wissenschaften vom 14. November 1907, philolog.-histor. Klasse. Leipzig, Bd. LX, 1908.

R. Lucerna. Glazialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen. Sitzungsbericht der kais. Akademie der Wissenschaften, Wien, mathem.-naturw. Klasse, Bd. CXVII, 713 bis 818.

Die Glazialforschung der Karpathen ist um einen nicht unbedeutenden Schritt weiter gekommen. Allerdings ist die von Partsch schon lange angekündigte Studie über die Vergletscherung der Mittelgebirge Europas (einschließlich der Karpathen) noch nicht erschienen. Und in seinem jüngsten Vortrage hat Partsch auch keine wesentlich neuen Gesichtspunkte oder Beobachtungen über die Eiszeit in der Tatra niedergelegt.* Von neuem betont er die Scheidung von mindestens drei Eiszeiten, auf Grund verschieden hoch gelegener und verschieden verwitterter Moränen, auf Grund von drei fluvioglazialen Systemen von Schotterterrassen und dreier ineinander geschachtelter Komplexen von Oberflächenformen. Auch die Ergebnisse über die Ausdehnung der Vergletscherung (330 km²), die Zahl der Talgletscher (27) und die Lage der Würmschneegrenze (im Mittel 1500) haben sich nicht geändert, letztere eher etwas erhöht (1600 bis 1700 m). Doch ist der klare, in sich abgeschlossene Vortrag ein wertvoller Beitrag zur Glazialliteratur der Hohen Tatra.

Die sorgfältige, mit Unterstützung der kais. Akademie der Wissenschaften ausgeführte Detailstudie R. Lucernas bringt eine reiche Ausbeute an neuen Erfahrungen über die Eiszeit in den Liptauer Alpen und an bedeutsamen theoretisch-allgemeinen Ausblicken. Ueber die Eiszeit in den Liptauer Alpen, die zwischen das Studeni- und Jalovecetal im Westen und das Kościelisko- und Tychatal im Osten eingeschlossen wird, kann man heute auf Grund seiner genauen Untersuchungen folgendes aussagen. Fluvioglaziale, ineinander geschachtelte Terrassensysteme im Vorland und in den Tälern (ältere Decke 60—100 m, jüngere Decke 30—45 m, Hochterrasse 15—20 m, Niederterrasse 5—10 m, Bühltterrasse 1—3 m, Gschnitzterrasse 0·5—1 m, Daunterrasse 0·1—0·5 m), die auch verschiedene Veränderungen in der Hydrographie, Talverlegungen, Schotterkegelwanderungen zeitlich festzulegen gestatten, dann aber der ganze, reich gegliederte Komplex der ähnlich ineinander geschachtelten glazialen Akkumulations- und Erosionsformen gestattet nach Lucerna auch für das Liptauer Gebirge, wie für die Alpen vier Eiszeiten mit folgenden drei Stadien anzunehmen. Ausgerüstet mit den neuesten, besonders in Penck und Brückners Alpenwerk entwickelten Arbeitsmethoden, vermag Lucerna die Glazialgeschichte im Einzelnen zu entziffern.

*) Die meisten sind schon von ihm an anderer Stelle in der Geographischen Zeitschrift 1904, S. 657 ff. besprochen worden.

Im Maximum der Würmeisenausdehnung erreichten die meisten der 17 Talgletscher, die in den Liptauer Alpen festgestellt und untersucht wurden, knapp den Gebirgsrand; die östlichsten der Südabdachung drangen noch bis 1 km isoliert ins Vorland ohne ein Vorlandeis zu bilden, diejenigen der Nordabdachung endeten noch tief innerhalb des Gebirges.** Die Gletscherenden machten sowohl in der Würm-, als in der Buhlzeit nicht unbedeutende Schwankungen mit, die in äußeren und inneren Moränen festgelegt erscheinen. Die verschiedenen Gletscherkörper spiegeln sich in der Ineinanderlagerung der Moränen wieder, als deren Gegenstück die Ineinanderlagerung von Schuttkegeln und Terrassen erscheint. Auch Staukörper vermochten vor die eisfreie Mündung von Nebentälern gelegte Hauptgletscher in diesen zu erzeugen (Latanetal). Der Rückzug der Gletscher wird durch die Hebung der Schneegrenze veranlaßt, für die Lucerna für die Würmeiszeit etwa 1500—1550 m (im Mittel), während sie auf der Nordabdachung auf 1400—1450 m sinkt, jedoch ostwärts weder steigt noch sinkt, für das Bühlstadium 1650—1700 m, für das Daunstadium über 1800 m fand.

Weit mehr als lokales Interesse erwecken die Beobachtungen über die ineinander geschachtelten Trogformen der Liptauer Täler, die geeignet sind die Theorien von Heß zu unterstützen. In mit der Jugend zunehmender Reinheit der Form erheben sich übereinander drei bis vier eiszeitliche Tröge (mit Spuren eines Bühltrog), die die Ausmaße der maximalen Glazialerosion (W 120—150 m, R 100—120 m, M 60 m, G 45 m, Summa 340—400 m, [Kamenista-, Jasenicatal]) und ihre Abnahme gegen das Zungenende (Bistratal: W 70 m, R 65 m, M 35 m, G 25 m; Račkovatal G—W 30 m) und das Wurzelgebiet abzuschätzen erlauben. Ihre Uebereinanderlagerung verursacht einerseits manchmal mehrfache Stufenmündungen und verbindet sich andererseits mit ineinandergeschachtelten Karformen (Stara robotata-Tal). Wichtig ist das Ergebnis, daß die Eiskörper in allen vier Eiszeiten ungefähr gleich mächtig gewesen zu sein scheinen, da ihre mit dem Alter zunehmende Breite durch die Abnahme der Trogtiefe, also der Eismächtigkeit wettgemacht wird.

Von Bedeutung ist schließlich der Versuch einer Altersbestimmung der Bergformen: es ergibt sich aus den Studien Lucernas 1. daß wir die präglazialen Formenreste nur in einer peripherischen Zone suchen dürfen, 2. daß sich daran eine Zone mit stark verwitterten, altglazialen (Günz) Formen anschließt und 3. daß der zentrale Teil einen zwar seit dem Gschnitzstadium wenig veränderten, aber erst im Jungglazial gebildeten Formenschatz aufweist. Das Zentrum ist am jüngsten und am meisten (hier um 300 m) erniedrigt worden. Der zonalen Anordnung des Formenschatzes nach dem Alter entsprechen auch die morphologischen Eigentümlichkeiten desselben, nämlich der Uebergang von Mittelgebirgsformen der Peripherie zu, über ursprüngliche Hochgebirgs-, nun in Mittelgebirgsformen umgewandelte Gebilde und schon etwas unterschrittene und zugeschärfte Graskantengipfel in echte Hochgebirgsformen im Zentrum.

Die Arbeit Lucernas bildet einen bedeutenden Fortschritt in der Glazialgeologie und Glazialmorphologie, speziell der Karpathen.

Dr. L. Sawicki.

A. Handlirsch. Die fossilen Insekten und die Phylogenie der rezenten Formen. Leipzig, Engelmann 1906—1908, 5^o. 1433 S., 51 Taf.

Das umfassende Werk muß als eine hervorragende Leistung der phylogenetischen Forschungsrichtung der Paläontologie bezeichnet werden. Es ist eines der am meisten vernachlässigten Gebiete, das hier der Wissenschaft erschlossen wurde. Bisher lag die Erforschung der erdgeschichtlichen Entwicklung der Insekten im Dunkeln. Zoologen und Paläontologen hatten

** Unglaublich fast erscheint der Mangel eines bedeutenden Gletschers im Tychatal, den Lucerna aus der selbständigen Endigung des Hlin- und Tomanovagletschers erschließt, angesichts der mächtigen Vergletscherung der benachbarten Täler.

darüber ihre eigenen Lehrmeinungen, die unvereinbar geblieben sind. Nun hat der Verfasser in jahrelanger Arbeit die fossilen Insekten auf zoologischer Grundlage studiert und neue Gesichtspunkte für die Beurteilung des Arthropodenstammes gewonnen. Seine Methode bestand darin, daß er durch vergleichende Untersuchungen der rezenten Formen die Organisationsverhältnisse besonders studierte, die bei den fossilen Insekten von diagnostischem Wert sind: die Chitinteile und das Flügelgeäder. Daraus wurde auf induktivem Wege ein Urtypus eines geflügelten Insektes — ein hypothetisches Protentomon — gefunden, das die Vereinigung der denkbar primitivsten Gestaltung jedes Organes der Insekten darstellt. Dieses mußte die Paläontologie beweisen oder widerlegen; und die Methode hat sich dabei auf das glänzendste bewährt. Bisher sind etwa 7600 fossile Insekten bekannt, von denen 880 dem Paläozoikum, 960 dem Mesozoikum, 5800 dem Känozoikum angehören.

Die ältesten Insekten treten im unteren Oberkarbon auf. Sie bilden den Formenkreis der Paläodictyoptera, der im mittleren Oberkarbon noch reich vertreten ist, im oberen aber erlischt. Er ist charakterisiert durch homonome Flügel, denen jede Spezialisierung fehlt, die die Flügel rezenter Formen zeigen. Die Segmentierung des Körpers, die einfachen vielgliedrigen Fühler, die drei Schreitbeinpaare mit wenigen Tarsengliedern sind homonom. Diese ältesten Insekten scheinen amphibiotisch gewesen zu sein und repräsentieren die Verwirklichung des hypothetischen Protentomon. Vom mittleren Oberkarbon finden sich höher spezialisierte Gruppen, die z. B. als Übergangsordnungen ältere und jüngere Charaktere vereinen, z. T. Protorthopteren, Protblattoiden, Protephemeroiden u. a. Von heute lebenden Ordnungen treten arten- und individuenreich die Blattoiden im Karbon auf. Im Perm fehlen schon die Paläodictyopteren. Es treten Ephemeroiden, Mantoiden, Perlarien(?) und ein Vorläufer der Hemipteroiden auf. Der Charakter der paläozoischen Insekten, das Vorkommen großer heterometaboler Formen bis $\frac{1}{2}$ m Flügelspannweite deuten auf mildes, frostfreies Klima.

In der Trias beginnen die holometabolen Formen vorzuherrschen: Coleopteren und Megalopteren, zu denen im Lias die Neuropteren, Panorpaten, Phryganoiden und Dipteren kommen. Es ließe sich dieser Umschwung vielleicht durch die permische Eiszeit erklären. Im Mesozoikum treten durchwegs jene Ordnungen auf, die noch heute bestehen: Odonaten (Libellen), Orthopteren (anfänglich locustidenähnliche Formen), Hemipteren und Homopteren. Im Lias herrschen die Panorpaten (Orthophlebiiden) und eine primitive Familie der Neuropteren, die Prohemerobiiden, vor. Dazu kommen Phryganoiden und Dipteren in eigenen Familien. Dogger und Malm haben die ersten Lepidopteren (Paläontiniden) geliefert, die mit den heute in Australien lebenden Limacodiden am meisten verwandt sind, die nicht zu den Blütenbesuchern gehören. Im Malm treten die ersten Hymenopteren auf, die Pseudosiriciden, deren Flügelgeäder noch nicht die Gliederung der heutigen Siriciden (Holwespen) zeigt, die ebenfalls noch nicht auf Blüten angewiesen sind. Einen großen Unterschied zeigt die Insektenfauna des Lias und des oberen Jura in Europa. Dort treten kleine unscheinbare, hier riesige Formen auf, die wohl durch einen Klimaunterschied bedingt werden. Während die paläozoischen Insekten von den rezenten der Familie und meist auch der Ordnung nach unterschieden sind, finden sich im Mesozoikum nur andere Gattungen und teilweise andere Familien. Der große Umschwung tritt erst mit dem Tertiär ein, was wohl eine Folgeerscheinung des Auftretens der Angiospermen in der Kreide ist. Es ist dabei sehr bemerkenswert, daß die Kreide bisher fast keine Insekten geliefert hat, trotzdem ihr verschiedene Bildungen angehören, die für deren Erhaltung sehr günstig wären.

Im Tertiär kommen die Acridoiden (Feldheuschrecken), Physopoden (Blasenfüße), Dermapteren (Ohrwürmer), Isopteren (Termiten), die zyklorrhaphen Dipteren (Syrphiden und Musciden), die höheren Hymenopteren (Bienen, Wespen, Ameisen, Grabwespen, Gallwespen, Schlupfwespen), die blütenbesuchenden Lepidopteren und blutsaugenden Insekten.

Der Verfasser erörtert eingehend die Abstammung der einzelnen Insektengruppen, die viele neue Gesichtspunkte in phylogenetischer Hinsicht liefert. Schließlich wird die Phylogenie des Arthropodenstammes beleuchtet. Aus marinen Polychäten (Anneliden) entstanden im Präkambrium primitive Trilobiten, aus denen die Krustaceen und Gigantostraken, Xiphosuren, Arachnoiden und Myriopoden hervorgegangen sind. Die Pterygogenen sind von Trilobiten abzuleiten, ihr Tracheensystem hat sich unabhängig von jenem der Tausendfüßer ausgebildet und die Flügel sind aus den Pleuren der Trilobiten hervorgegangen, wozu die Organisation der Paläodictyopteren und ihrer Larven Vergleichspunkte geliefert hat.

F. X. Schaffer.
