

Die Grundzüge in der Tektonik Mittelalbaniens.

Von **Ernst Nowack** in Leoben.

Mit 2 Textfiguren.

(Schluß.)

Diese Erkenntnis verdanken wir einer wichtigen Beobachtung am Mali Dajtit.

Am Westabfall des Ml. Dajtit schaltet sich zwischen den Wandabsturz und den Steilhang, der zum Gipfel führt, in über 1000 m Höhe ein sehr markanter, schmaler gesimseartiger Absatz, in dessen innerstem Winkel spärliche Reste einer neogenen Strandbildung (Austern- und anderes Conchylienschalenzerreißel mit sandig-kalkigem Bindemittel) erhalten sind. Die in die Luft hinausgehenden Miocänschichten der zweiten Schichtstufe östlich Tirana (vgl. oben) weisen auf diese unzweifelhafte Strandplatte hinan! „Inneralbanien“ ist also seit Ablagerung des Miocäns als starre Scholle um 1000 m emporgestiegen¹, während „Nieder-albanien“ in dieser Zeit in Falten aus dem Meere getaucht ist. Beide Einheiten unterliegen offenbar derselben Kräfteeinwirkung, reagieren aber auf verschiedene Weise, wobei die flexible und die starre Scholle gelenkartig ineinandergreifen.

Südlich der großen Elbasaner Querstörungszone sind die Verhältnisse gänzlich verändert. Längs einer in die Richtung der Elbasaner Senke fallenden Linie greift hier die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation bis an die Grenze Nieder-albaniens vor. Nur unmittelbar südlich Elbasan ist ihr noch ein klippiger Kalkzug (die Maja balrave) vorgelagert, weiter gegen S grenzt die große Serpentinmasse direkt an die Tertiärbildungen des Vorlandes.

Der ζ -förmig gekrümmte Westrand der Serpentinformation im Skumbigebiet wird von einer Reihe kleiner Kalkketzen, welche als Klippen im Landschaftsbild hervorstechen, begleitet. Sie sind ident mit dem Kalk der M. balrave. Die stratigraphische Stellung dieses Kalkes ließ sich nicht festlegen; er ähnelt im petrographischen Habitus jedoch sehr dem Rudisten-Nummulitenkalk. Sowohl der Kalk dieser Klippen wie der Serpentin am Kontakt mit ihnen ist tektonisch in höchstem Grade beansprucht. Letzterer zeigt viel-

¹ Dieses Emporsteigen erfolgt nicht überall gleichmäßig, sondern scheint — wie man an alten Verebnungsflächen des Skumbi erkennen kann — mit einer sehr flachen schild- oder beulenförmigen Auftreibung verbunden zu sein.

fach eine charakteristische „glasige“ Ausbildung¹, d. h. er ist vollkommen von glänzenden Harnischen durchsetzt, ausgewalzt, zerquetscht und auch oft von merkwürdig faserig-knolliger Beschaffenheit. Der Flysch sowie die in diesem (wahrscheinlich als Lokalfazies) auftretenden eocänen Plattenkalke („Krastakalke“), die östlich Elbasan das Vorland der Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone bilden, sind wirr gefaltet und gestaucht; eine Auflösung in einzelne tektonische Elemente ist hier schwer durchführbar.

Wir sehen also im mittleren Skumbigebiet die in ihrer Hauptmasse wahrscheinlich dem oberen Jura und der unteren Kreide angehörige Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation² dem alttertiären Flysch³ auflagern, wobei an der Grenze noch einzelne Fetzen von wahrscheinlichem Rudisten-Nummulitenkalk (die erwähnten Klippen und die M. balrave) auftreten. Die bereits angeführten Erscheinungen höchster tektonischer Beanspruchung lassen keinen Zweifel übrig, daß an der Basis des Serpentin-Komplexes in Mittelalbanien eine große Schubfläche austreicht. Diese Überschiebung der Serpentinzone ist östlich Elbasan noch mit einer Querstörung kombiniert, längs welcher ein Teil der Schubmasse gleichsam vorangeeilt ist. Diese Querstörung hat — wie wir bereits gesehen haben — ihre Wirkung auch in das Vorland hinausverlegt, wo in ihrer Fortsetzung die Elbasaner Ebene niedergesunken ist, an welcher sowohl die Antiklinale von Kruja als auch die jungtertiären Falten Niederalbaniens abbrechen. Das Vorland, das im Westen kein Widerlager findet, ist unter der Wucht der von Osten vordrückenden Massen niedergedrückt worden; das ganze Landschaftsbild um Elbasan weist deutlich den Senkungscharakter auf⁴, und in der Akkumulations-ebene des Skumbi, die noch im Quartär von einem See erfüllt war⁵,

¹ Diese Bezeichnung wurde von NOPCSA für offensichtlich ganz idente Ausbildungsweisen in Nordalbanien verwendet.

² Diese Altersbegrenzung ist jüngst KOSSMAT auf Grund seiner Beobachtungen in Serbien gelungen („Bericht über eine geol. Studienreise in den Kreisen Mitrovica und Prijepolje“; Sitz-Ber. Sächs. Ak. d. Wiss. Leipzig 1916). Im östlichen Griechenland ist RENZ zu einem vollständig übereinstimmenden Ergebnis gelangt. — Nach meinen Beobachtungen und jenen HILBER'S im Pindos gibt es allerdings auch noch jüngere (alttertiäre) Serpentine.

³ Das Alter konnte ich durch Nummulitenfunde sowohl im Flysch selbst als in den mit ihnen engst verknüpften Plattenkalcken erweisen.

⁴ Die morphologischen Verhältnisse der Umgebung von Elbasan und ihre Beziehungen zur Tektonik habe ich ausführlich in meinen „Morphogenetischen Studien“ (l. c.) behandelt.

⁵ Nach DAL PIAZ und DE TONI, welche am Devolknie im Südteile der Ebene linnische Quartärlagerungen feststellten (Atti della soc. pro il progr. delle sc. Roma 1915).

sehen wir den tiefstgesunkenen, weit unter die Erosionsbasis gebrachten Schollenstreifen vor uns.

So ist auch das Vorgreifen der Serpentinzone bei Elbasan die Ursache des Verschwindens der letzten autochthonen Küstenkette, als welche wir die Antiklinale von Kruja betrachten müssen; auch sie wird von der sich aus Osten aufschiebenden Masse in die Tiefe gedrückt. Die längs der Überschiebungslinie eingekeilten Kalkketten entstammen vielleicht solchen tief aus dem Flyschuntergrund aufgeschürften Küstenkettenkalken.

Während der südlich des Skumbi längs der Elbasaner Querstörung vorgeprellte Teil der Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone sich fast durchaus nur aus Eruptiven zusammensetzt, treten nördlich des Skumbi auch reichlich die für die Formation charakteristischen Sedimentgesteine — hier besonders Kalke mit Hornsteinen — auf, die nach den in ihnen lagerförmig vorkommenden Apophysen wahrscheinlich dem ursprünglichen Randgebiet der basischen Intrusion angehören. Diese Kalke und Schiefer-Hornsteine sind an der Stirn der Überschiebungsmasse wild aufgebäumt und in ihrer Lagerung bis ins einzelne überaus gequält.

Auf der Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation lagert südlich des Skumbi die mächtige Kreidetafel (Nerineen-, Gryphäen-, Korallen- und Rudistenkalke) des Polisit-Gebirges. Die Auflagerungshöhe senkt sich von 1300 m am Westrand des Plateaus auf etwa 550 m im Osten. Hier keilt die Serpentinformation im Skumbital zwischen Babia und Kjuks zwischen der Kreidetafel und einer an der Raponmündung als Basis der Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation auftauchenden, mächtigen roten Konglomerat-Sandstein-Schiefer-Formation (wahrscheinlich Permotrias) aus. Bei Kjuks liegt die Kreidetafel bereits direkt dem Komplex der roten Konglomerate etc. auf. Die Auflagerungsfläche der Polisit-Kreide entspricht also einer gewaltigen schiefen Ebene, welche die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation fast in ihrer ganzen Breite nach oben abschneidet. Die Lagerung der Kalke des Polisit-Plateaus ist verhältnismäßig flach, jedoch durchaus nicht ungestört¹; es dürften vielfach Stauchungen und Brüche die Schichtmasse durchsetzen.

Höchst merkwürdig sind die Erscheinungen, die man am Serpentinsockel an der Basis der auflagernden Kreidetafel längs der ganzen Nordgrenze beobachten kann. Der Serpentin zeigt bis in eine Tiefe von 60—80 m eine überaus eigenartige konglomeratische Ausbildungsweise: Eine dichte, rein serpentinische, dunkel- bis lauchgrüne Grundmasse ist erfüllt von gerundeten, mit einem firnisglänzenden Häutchen überzogenen Serpentin- bzw. Peridotitbrocken,

¹ Ich konnte in der Gegend des Kratul (Nordteil des Plateaus) Neigungswinkel von 35 und 50° ablesen.

welche dem ganzen Gestein einen konglomeratähnlichen Habitus verleihen. Die Gerölle, die sehr verschiedene Größe (bis Faustgröße) besitzen, lösen sich meist leicht aus dem Gestein, das teilweise schon bei leichtem Anschlagen mit dem Hammer in Schotter zerfällt. Das Gestein enthält keine fremden Beimengungen, erst die obersten Schichten unmittelbar unter der Kreideauflagerung werden stark kalkig, ja, der Übergang zum Kalk bildet ein Gestein, das in einer brecciösen kalkig-serpentinischen Grundmasse nur noch vereinzelt Serpentinbrocken enthält. Schon auf Grund des Eindruckes im Gelände glaubte ich diese ganze Bildung als Mylonit deuten zu müssen. Gegen die Natur eines 'Transgressionskonglomerates' ¹ spricht vor allem die Reinheit des Gesteinsmaterials, das — ausgenommen die obersten Schichten — durchaus Serpentin ist. Eine Transgressionsbildung der Kreide kann man sich ohne Beimengung von Kalk oder sonstiger fremder Bestandteile (die Kreideentwicklung ist sehr fossilreich!) auf so bedeutende Mächtigkeit nicht vorstellen. Auch der mikroskopische Befund liefert nur eine Stütze für die Auffassung der tektonischen Entstehung dieses Gesteins ². Die Grundmasse erwies sich z. T. als einheitlicher Faserserpentin, z. T. als von brecciöser Struktur, wobei nur die Klüfte von Kalkspat ausgefüllt sind. Der Kalk ist somit nur sekundär, durch Sickerwasser von oben her aus der Kreideüberdeckung in das Serpentinestein gelangt.

Wir müssen also auch die Kreidetafel des Polisit-Gebirges als eine Überschiebungsmasse auffassen, die von Osten her auf die Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone aufgeschoben wurde. Durch die Überwälzung hat der Serpentin bis tief hinein jenes sonderbare konglomeratähnliche Gefüge erhalten, welches wohl schon einesteils eine gewisse Prädestinierung im physikalischen Verhalten des Gesteins voraussetzt, zum großen Teil aber durch die Eigenart im Mechanismus der Bewegung (das „Überwalzen“) bedingt sein muß. Denn wir haben die tektonische Beanspruchung im Serpentin an anderen Stellen —, an der Basis der selbst überschiebend fungierenden Serpentinmasse und in inneren Quetschungs- und Pressungszonen —, auch in ganz anderer Weise sich äußern sehen (glasiger, flaseriger und knolliger Serpentin).

Die Überschiebungsmasse des Polisitplateaus bildet die dritte tektonische Einheit im Aufbau Inner-Mittelalbaniens. Es folgt nun

¹ In Analogie mit den Verhältnissen in Serbien, Mazedonien, Nordalbanien und Griechenland müßte man nämlich zunächst auf ein solches schließen; alle Forscher (KOSSMAT, AMPFERER, HAMMER, NOCSA, GOKBEL, RENZ) haben übereinstimmend die Transgression der oberen Kreide über die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation festgestellt. Der Konglomeratserpentin ist jedoch mit diesen Transgressionsbildungen nicht ident.

² Die mikroskopische Untersuchung nahm in liebenswürdigster Weise Herr Ing. Dr. STINY-Bruck a. d. Mur vor.

nach Osten eine junge longitudinale Störungszone: Es ist das mit Neogen erfüllte obere Skumbibecken, ein Paralleleinbruch zu den dessaretischen Seen. Es scheint ein organischer Zusammenhang, daß hier auf die Zone der tektonischen Massenentfaltung im Osten, gegen Mazedonien hin eine Zone der Auflockerung folgt.

Zwischen oberem Skumbibecken und Ochridasee tritt in der Mokra-Planina horstartig wieder die Serpentin-Schiefer-Hornstein-Formation zutage¹; hier scheint die Kreide bereits normal als Transgressionsbildung dem Serpentin anzulagern, so daß die Überschiebung des Polisit-Plateaus nur als Nahüberschiebung, als große Schuppe gewertet werden kann, wie das in analoger Weise auch für die Überschiebung der Serpentin-Schiefer-Hornsteinmasse gilt, die bereits bei Babia (also etwa 15 km vom Stirnrand) in der roten Konglomerat-Sandstein-Schieferserie auf ihrer normalen Unterlage anzurufen scheint.

Vergleich mit den Forschungsergebnissen über die Tektonik der Nachbargebiete. — Suchen wir zunächst Anschluß nach Norden, so finden wir uns in dem von NOPCSA eingehend durchforschten Teil Nordalbaniens² in der Fortsetzung der inner-mittelalbanischen Gebirge. NOPCSA unterscheidet in seinem Gebiet vor allem vier tektonische Einheiten: Die autochthonen Küstenketten, die verhältnismäßig einfach gebaute, flach lagernde „nordalbanische Tafel“, das „Faltengebirge von Cukali“ mit sehr geneigter Lagerung und das Eruptivgebiet von Merdita oder kurz „Merdita“. Das Verhältnis dieser vier tektonischen Einheiten zueinander soll am besten mit den eigenen Worten NOPCSA's charakterisiert werden (l. c. p. 278):

„Der Cukali ist ein durch einen aus Nordnordost wirkenden Schub einseitig nach Südwest überfaltetes posteoocänes Gebirge, auf das aus unbekannter Distanz hin im Norden unseres Gebietes die nordalbanische Tafel, im Süden unseres Gebietes die Eruptivmasse von Merdita überschoben wurde, und das infolge einer mit den gegenüberstehenden Rändern der überschobenen Partie fast parallel verlaufenden Aufwölbung wieder ans Tageslicht gelangte.“

Es ist klar, daß die mittelalbanische Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone mit NOPCSA's Merdita ident ist und daß wir in der Überschiebung jener auf den Flysch ein Analogon der Überschiebung der „Merdita“ auf „Cukali“ vor uns haben. Eine Berechtigung, den überschobenen Flysch unseres Gebietes als selbständige geologische Einheit (analog „Cukali“) aufzufassen, besitzen wir noch nicht,

¹ Ich stütze mich hier nicht auf eigene Erfahrung, sondern auf die kriegsgeologische Aufnahme GOEBEL's (Ber. in der Sächs. Akad. d. Wiss. 1919).

² Hauptarbeit: Stratigraphie und Tektonik des Vilajet Skutari. Jahrb. Geol. R.-A. Wien 1911.

schon wegen des geringen stratigraphischen Umfanges dieses Komplexes, vielmehr glaube ich an ein enges Verhältnis zu den Küstentfalten. Einen Hinweis auf die stratigraphische Verwandtschaft mit „Cukali“ scheinen mir jedoch die „Krastakalke“ zu bilden, welche ich glaube mit den eocänen Plattenkalken von „Cukali“ identifizieren zu können.

Die Frage NOPCSA's nach dem Schicksal der dalmatinisch-montenegrinischen Küstketten (l. c. p. 279) glaube ich dahin beantworten zu können, daß sie weder bei Skutari unter die Adria verschwinden, noch daß sie hier gänzlich aufhören, sondern daß sie südlich des Einbruchfeldes von Skutari in den Bergen südlich Alessio und der Kalkkette von Kruja (wie dies schon VETTERS ausgesprochen hat¹) ihre Fortsetzung finden und erst bei Elbasan durch die von Ost vordrückende Serpentinzone überwältigt werden².

Vielleicht liegt in der Senkungsregion von Elbasan ein Analogon zu jenem von Skutari vor und stehen beide in ursächlichem Zusammenhang mit dem hier wie dort festgestellten starken Vorspringen der Serpentinzone.

Über den Zusammenhang der „Merdita“ mit der Serpentinzone Novi Pazars und Bosniens ist außer von NOPCSA jüngst auch von KOSSMAT (l. c.) geschrieben worden, so daß es mir überflüssig erscheint, auf diesen Gegenstand einzugehen.

Dagegen wollen wir trachten, nun noch Zusammenhang gegen Süden zu gewinnen.

Hier verdanken wir vor allem RENZ die Klärung der großen Züge in der Tektonik Griechenlands³. RENZ unterscheidet in Griechenland fünf Gebirgszonen mit der Geltung höherer tektonischer Einheiten:

1. Die adriatisch-ionische Zone.
2. Die Olonos-Pindoszone.
3. Die osthellenische Zone.
4. Die zentralpeloponnesische Zone.
5. Die Zentralmasse.

Zum Vergleich mit den mittelalbanischen kommen nur die drei ersten in Betracht.

Zunächst ist es vollständig klar, daß die niederalbanischen Faltenzüge die Fortsetzung der adriatisch-ionischen Zone bilden und nichts anderes als deren Nordende darstellen, in welchem sich das allmähliche Auftauchen der

¹ „Beiträge zur Geologie des nördlichen Albanien.“ Denkschr. Ak d. Wiss. Wien 1906.

² Der Bau der Kalkkette von Kruja ähnelt ganz außerordentlich an jenen der „resistenten Kämme“ bei Alessio.

³ „Über den Gebirgsbau Griechenlands“ (Mon.-Ber. D. Geol. Ges. 1912) und zahlreiche andere Veröffentlichungen.

ionischen Faltenketten aus der adriatischen Geosynklinale vollzieht. Wir sehen im südlichen Albanien direkt, wie die Faltenzüge der Malakstra zu den epirotischen Gebirgsketten emporwachsen. Auch die faziellen Verhältnisse stimmen völlig überein (Identität der basalen Kalke der Malakstra mit den „Paxoskalken“ RENZ¹), nur mit dem Unterschied natürlich, daß im Epirus, wo die Faltung viel weiter vorgeschritten ist, viel ältere Schichten hervorkommen und daher der stratigraphische Umfang nach unten zu ein viel bedeutenderer ist. Auch tektonisch ist die Übereinstimmung eine außerordentliche; es herrschen auch dort verhältnismäßig regelmäßige autochthone Faltenzüge mit Neigung zu Überkipfung und Überschiebungen nach Westen¹.

Bedeutend schwieriger ist es, den Anschluß der inneralbanischen Gebirge nach Süden zu finden; hier klafft noch immer am mittleren Devoli und südlich des großen Durchbruchtales dieses Flusses eine merkliche Lücke². Am naheliegendsten wäre es wohl, die inneralbanischen Gebirge Mittelalbaniens mit der Olonos-Pindoszone zu verknüpfen, die in der streichenden Fortsetzung zu liegen scheint und wo gleichfalls die Schiefer-Hornstein-Formation mit Serpentinegesteinen eine mächtige Entwicklung erreicht. Auch im tektonischen Typus scheint Übereinstimmung zu bestehen, denn schon PHILIPPSON hat im Pindos Schuppenbau festgestellt³ und RENZ (l. c. u. a. O.) spricht sogar von Deckenbau. RENZ vermutet jedoch auf Grund stratigraphischer Merkmale in der Olonos-Pindoszone ein Wiederaufleben des süddalmatinischen Gebirgstyps⁴. Wir müßten dann die Fortsetzung der inner-mittelalbanischen Gebirge weiter gegen Osten suchen, wo tatsächlich auch von HILBER⁵ überall Serpentinegebirge in mächtiger Entwicklung angetroffen wurde. Dies würde dann zu der osthellenischen Zone von RENZ hinüberleiten. Im Eruptivgesteinscharakter und der sonstigen Entwicklung der Schiefer-Hornstein-Formation scheint tatsächlich (z. B. im Othrys-Gebirge) viel Verwandtschaft zu bestehen. Zudem ist RENZ in den dieser Zone angehörigen mittelgriechischen Gebirgen zu genau derselben stratigraphischen Einreihung der Schiefer-Hornstein-Formation mit den Serpentine gelangt wie jüngst KOSSMAT weit im

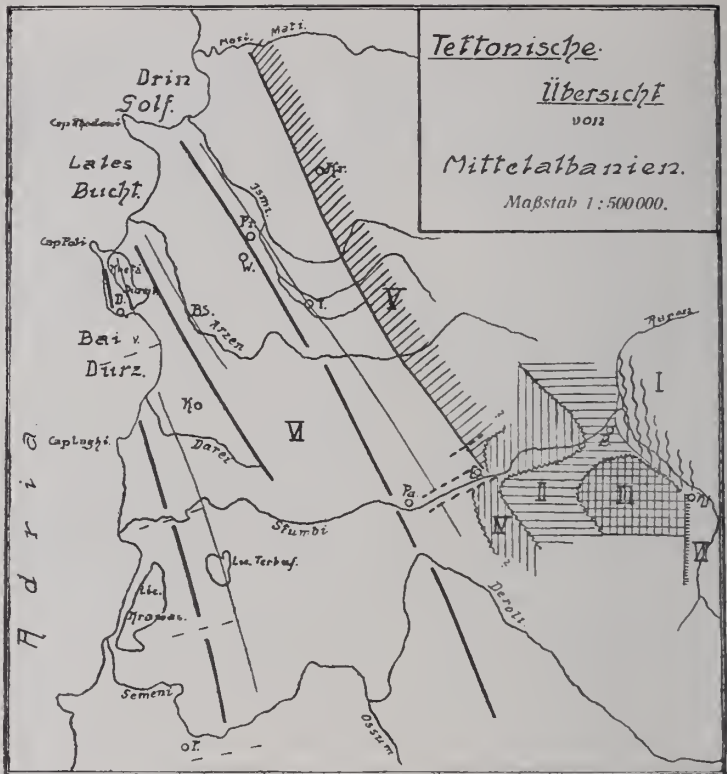
¹ NICULESCU fand im Vojusatal bei Tepeleni auch noch Mediterranbildungen von Flysch und Nummulitenkalk überschoben (Bull. de l'Acad. Roumaine. Bucarest 1915).

² Nach mir zugekommenen Berichten von Mappeuren und mitgebrachten Gesteinsproben sind auch im mittleren Devoligebiet Serpentine sowie andere „Grünsteine“ sehr verbreitet.

³ Thessalien und Epirus, Reisen und Forschungen in Griechenland. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1895/97.

⁴ Sollte man vielleicht an einen Zusammenhang mit „Cukali“ denken?

⁵ Berichte über seine Reisen in Mazedonien und Griechenland in den Sitz.-Ber. der Ak. d. Wiss. Wien 1894.



Erklärung:

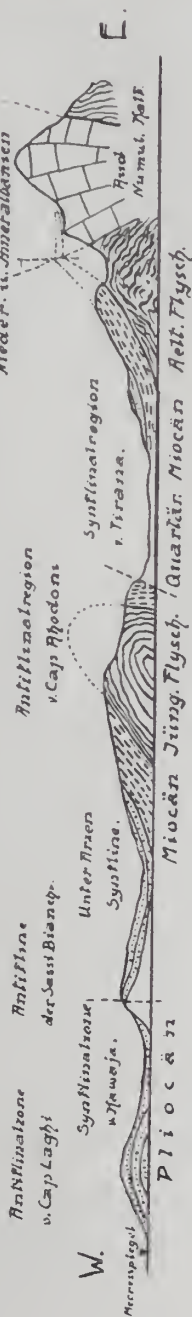
- I. = Rote Schichtserie (Permotrias?) von Kjuks.
- II. = Polisit-Kreide.
- III. = Serpentin-Schiefer-Hornsteinzone.
- IV. = Flyschvorland mit Krastakalken (= „Cnkali“ NOPCA?).
- V. = Kalkantikline von Kruja (letzte Küstenkette).
- VI. = Tertiäres Faltenland Niederalbanien.
- VII. = Oberes Skumbi-Becken.

- (thick solid line) — Ungef. Scheitellinien von Antiklinalzonen in Niederalbanien.
- (thin solid line) — Synklinalachsen daselbst.
- - - (dashed line) — Quermulden.
- - - (dash-dot line) — Querstörungszone von Elbasan.
- ~~~~~ (wavy line) — Überschiebungslinien.
- ||||| (vertical bars) — Senkungsbrüche.

Letzte Kriestentelle
(Antikline v. Mrija.)

Sefaltetes Tertiär Niederalbaniens.

I.



W.

Querschnitt durch Mittelalbanien

etwas schematisiert, Maßst. ca. 1:100000.
nung. doppelt überhöht

Schnitt I

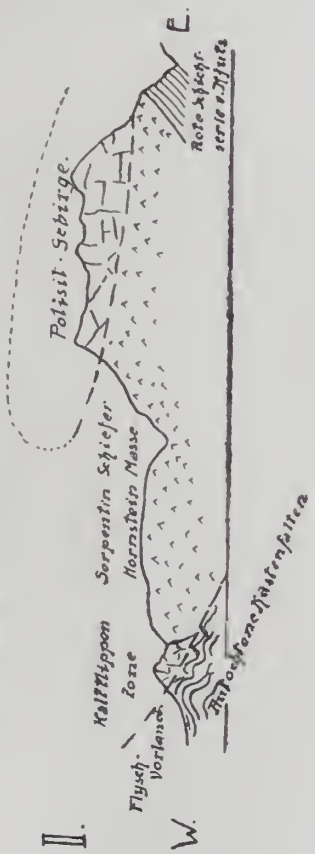
in der Linie C. Laghi — M. Dajtit

Schnitt II

südlich in der Fortsetzung (etwas übergreifend): Gegend von Elbasan — Kjuks.

II.

Inneralbanische Überschiebungsmassen



W.

Norden (vgl. frühere Anmerkung)¹. RENZ ist schon zuvor („Über den Gebirgsbau Griechenlands“) die Übereinstimmung mit Nordalbanien aufgefallen, so daß er an eine Fortsetzung des nordalbanischen Gebirgstypus in den mittelgriechischen Gebirgen denkt.

Zusammenfassung. — Niederalbanien ist ein junges, wahrscheinlich noch heute tektonisch aktives, aus Tertiär bis in die jüngsten Stufen aufgebautes Faltenland, das aus der Adria aufsteigt und gegen Süden zu den epirotischen Ketten emporwächst. Es entspricht dem in Auffaltung begriffenen Geosynklinalboden zwischen den dalmatinisch-montenegrinischen Küstenketten einerseits und den im akrokeraunischen Vorgebirge zur Adria abbrechenden äußersten ionischen Gebirgsketten andererseits. — Den Bauplan beherrschen lange, gegen das Innere zu stark asymmetrisch werdende Faltenzüge, welche mit streichender Bruchbildung Hand in Hand gehen; Überkipfung und Unterdrückung von einzelnen Faltelementen scheinen den Beginn von Schuppenbildung einzuleiten (Westrand der Ischmi-Ebene). — Bei Elbasan reicht eine von Inneralbanien ausstrahlende Querstörungszone nach Niederalbanien hinein.

Inneralbanien steigt, sich aufwölbend, als starre Scholle empor. Nördlich des Skumbi ist es gelenkig mit Niederalbanien verbunden. Hier bildet die Kalkkette von Kruja den letzten Ausläufer der autochthonen Küstenfalten. — Südlich des Skumbi drückt Inneralbanien längs der Elbasaner Querstörung in zwei großen, schuppenartig übereinandergelegten Schubmassen: Der Serpentin-Schiefer-Hornsteinmasse und der Kreidetafel des Polisit-Plateaus gegen das Vorland und hat die Küstenketten überwältigt.

Auf die Zone der Übereinanderschubung in Inneralbanien folgt nach Osten gegen Mazedonien eine Zone der Auflockerung, bezeichnet durch den Einbruch des oberen Skumbibekens und der dessaretischen Seen.

Leoben am 1. August 1920.

¹ „Geol. Studien in den mittelgriechischen Hochgebirgen“. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XLIII.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1921

Band/Volume: [1921](#)

Autor(en)/Author(s): Nowack Ernst

Artikel/Article: [Die Grundzüge in der Tektonik Mittelalbaniens. \(Schluß.\) 205-214](#)