

ZUR TEKTONIK MITTELALBANIENS

VON
FRANZ BARON NOPCSA

SONDER-ABDRUCK AUS DER
ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
BAND 82, JAHRGANG 1930, HEFT 1

Zur Tektonik Mittelalbaniens.

Von FRANZ BARON NOPCSA in Wien.

(Mit 2 Textabbildungen.)

Durch das Erscheinen von Nowacks geologischer Karte Albaniens und seinen Erläuterungen zu dieser Karte gelangten wir in der Kenntnis der Geologie der Balkanhalbinsel wieder einen gewaltigen Schritt vorwärts. Leider verfolgten die geologischen Aufnahmen Nowacks in Albanien eher praktische als theoretische Zwecke und daher kam die großzügige Tektonik bei seinen Arbeiten etwas zu kurz. In den folgenden Zeilen sei der erste Versuch unternommen, die Regional-Tektonik Mittelalbaniens zu schildern.

In Übereinstimmung mit meinen diesbezüglichen Ansichten geht aus Nowacks Arbeiten klar hervor, daß man es im äußersten Osten Mittelalbaniens mit einem alten Teile zu tun habe, bei dem sogar die jüngsten Glieder bloß die Trias umfassen. Im Westen grenzt dieser Teil an einen großen Bruch, der Drinbruch genannt wurde, und jenseits dieses Bruches gelangt man in eine Region, die durch gewaltige Deckschollen charakterisiert ist. Obzwar nun die einzelnen Deckschollen dieses Gebietes mehrfach schuppenartig aufeinandergeschoben und zum Teil auch in kleinere Teilschollen aufgelöst erscheinen, kann man drei Regionen erkennen und zwar a) die Region der Deckschollen von Merdita, b) jene der Deckschollen von Špat, c) jene der Deckschollen von Korča. (Abb. 1.)

Die Südgrenze des in früheren Arbeiten geschilderten Merdita liegt etwa nördlich von Elbassan und, um die weiteren tektonischen Einheiten zu fixieren, ist daher nur mehr die Umschreibung der Deckschollenregion von Špat und Korča nötig. Als Region der Deckschollen von Špat kann man ohne Zweifel jenes Gebiet umschreiben, das von Elbassan südwärts bis an den Guri Topit hinzieht, östlich davon durch den Ort Podgradec am Ochrida-See begrenzt wird und nordwärts das südlich der Stadt Dibra liegende Jablanica-Gebirge umfaßt; von hier zieht sich seine Grenze nach Elbassan. Die Region der Korča-Schollen umfaßt ein südlicher liegendes Gebiet, aber dessen Begrenzung ist wegen des Mangels einer geologischen Karte von Griechenland noch nicht möglich. Das kleine Serpentinegebiet der Grūka Devolit gehört möglicherweise nicht zur Deckscholle Špat.

Anläßlich des Abschlusses meiner Geographie und Geologie Nordalbaniens (Budapest 1928) meinte ich noch, daß jener Zug mesozoischer Gesteine, in dem der Jura und die Trias völlig denselben Charakter wie im Cukali haben und der bei Alessio anfängt und Nordalbanien am

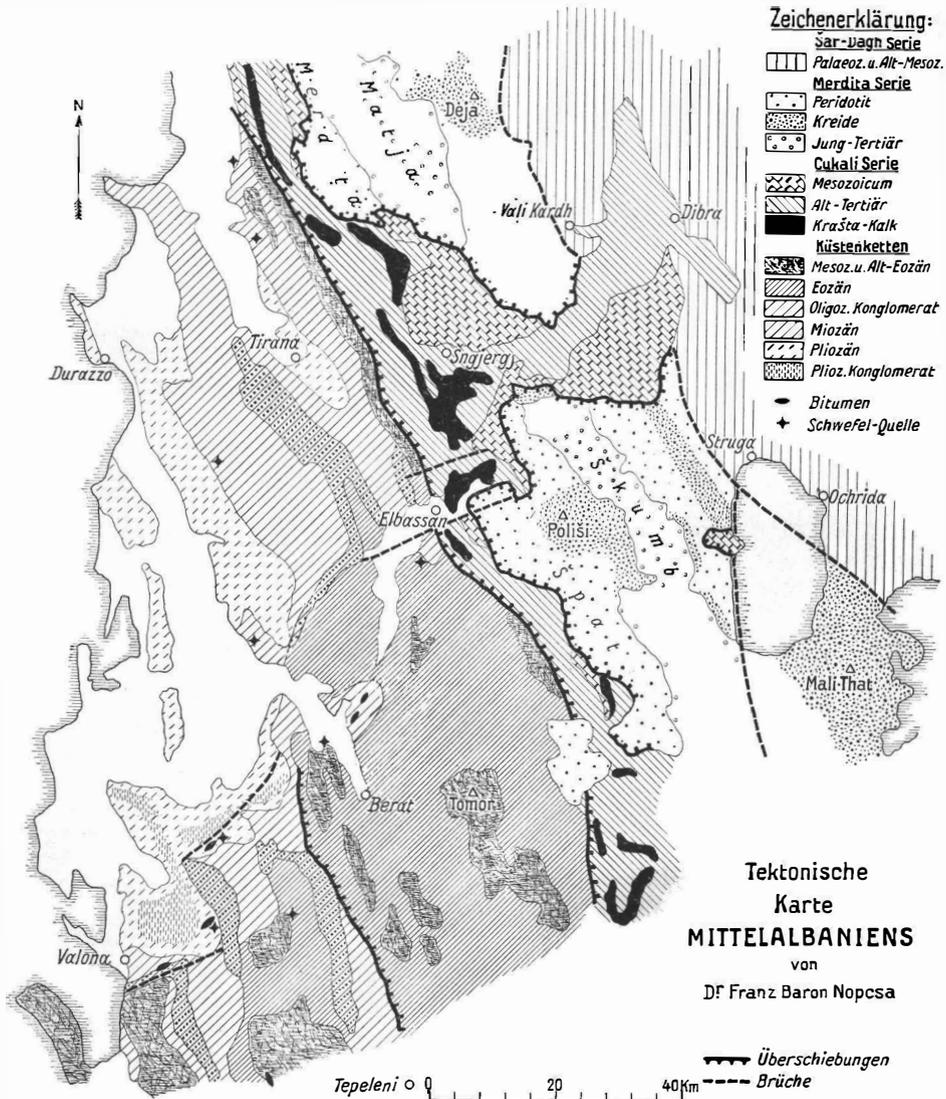


Abb. 1.

(Berichtigung: In der Zeichenerklärung dieser Abbildung ist bei der Angabe: „Oligozän-Konglomerat“ versehentlich zwischen den Diagonallinien die Punktierung fortgelassen worden.)

Mati-Flusse verläßt, eine von der Maja Vels weithin gegen Osten vorgeschobene und dann in einem Bruche abgesunkene Partie des „Cukali“

sei. NowACKS 1929 publizierten Profile Mittelalbaniens, ferner seine Karte zeigen nun klar, daß diese meine Ansicht von 1928 nicht zutrifft. Im Gegensatz zu meiner 1928 geäußerten Ansicht ist das Mesozoikum zwischen Alessio und dem Mati nicht als „Cukali“ zu deuten, sondern als die Basis einer anderen, bisher ziemlich unbekanntem, selbständigen tektonischen Einheit, die sich weithin gegen Süden erstreckt. Nach dem diese Einheit charakterisierendem Gesteine können wir diese Einheit die Krašta-Deckscholle nennen. Stratigraphisch ist die Krašta-Deckscholle durch in Olonos-Pindos Fazies (Cukali-Fazies) auftretenden Jura (Plattenkalk und Radiolarit), durch die Caprotinenkalke von Merčinje (in meiner Geogr. u. Geologie ist die Tabelle S. 392 entsprechend zu verbessern!) und durch eozänen Flysch mit Kraštakalk-Einlagerung charakterisiert.

Trotz der großen Ähnlichkeit der Trias und des Juras tritt der Gegensatz zwischen der Krašta-Serie und der Cukali-Serie durch den Caprotinenkalk von Merčinje, noch mehr aber durch den Kraštakalk gut zutage. Paläogeographisch kann man den Kraštakalk als jenes bathyale Sediment deuten, das — vor dem Einsetzen der gegen Westen gerichteten Überschiebung des Cukali — in der sich an der Stirne dieser Überschiebung bildenden Vortiefe abgelagert wurde. Da diese durch die Überschiebung isostatisch bedingte Vortiefe nur ein schmaler Saum war, konnte natürlich gleichzeitig weiter im Westen in der adriatisch-ionischen Zone Nummulitenkalk abgelagert werden, ja es konnte dort sogar zu ephemeren Regressionen kommen.

Diese neue Deutung des Mesozoikums von Manatia erfordert natürlich eine Neubegleichung des Gebietes von Velja, denn in Zukunft muß an die Möglichkeit gedacht werden, daß sich auch sonst noch irgendwo am Fusse des dem Cukali angehörenden Kalkzuges des Maja Vels (also etwa zwischen dem bei Skutari liegenden Bardhanjolt im Norden und Rubign im Süden) typische Gesteine des Krašta-Eozäns finden. Dieses ist um so mehr wahrscheinlich, als bei Jubani junger Peridotit auftritt und sich außerdem ein weiterer, mir leider bisher noch immer nicht bekannter Serpentinaufbruch auch mitten in der Zadrima bei Brdica findet. Diese beiden Serpentinorkommen würden ausgezeichnet zu dem Auftreten einer Krašta-Überschiebung in der Zadrima passen und dann würden diese Serpentine ebenso in das Tertiär gehören, wie einige Serpentine aus Südalbanien. Übrigens habe ich eine diesbezügliche Vermutung schon in 1925 geäußert.

Im Westen von der Krašta-Zone tritt ein junges Faltengebirge auf, bei dem die Intensität der Faltung von Norden gegen Süden dermaßen zunimmt, daß die im Norden wahrnehmbaren isoklinen Falten (Muzura in Montenegro) in auch jetzt noch tektonisch besonders unruhige Überschiebungen (Tepeleni-Linie) übergehen. Auch das Alter der Bewegungen dieses Gebietes ist verschieden, denn im Norden, wo die Faltung ein geringeres Maß erreichte, erlosch sie schon vor dem Miozän, im Süden hält sie aber auch noch heutzutage an.

Dieser zonar einfache Bau Albaniens wird durch zwei Transversal-Linien auffallend gestört. Dies sind die Transversal-Linie Skutari—Djakova und jene von Valona—Dibra. — Die nördliche Transversal-Linie, an der des Cukalifenster auftritt, ist ihrer Natur nach schon gut bekannt, die

Natur der die Deckenschollen-Regionen Merdita und Špat trennenden südlichen Transversal-Linie ist aber, da ihr Entdecker NOWACK sie nur erwähnt, vorläufig noch unklar.

Verschiedene aus der prächtigen Karte NOWACKS herauslesbare Züge klären uns über die Natur dieser zweiten Transversal-Linie auf. In Übereinstimmung mit NOWACK kann man sie die Elbassaner Transversal-Störung nennen. Etwa bis in die geographische Breite von Kruja hat der Stirnrand der Merdita-Region überall genau dieselbe Natur wie weiter im Norden z. B. am Jubani und bei Nanšati, d. h., es schiebt sich die Deckscholle Merdita so stark über das darunterliegende Faltengebirge Cukali vor, daß lokal von letzterem am Überschiebungsrande nur ausgewalzte Fetzen erscheinen.

Bei Kruja ändert sich die Lage ziemlich schnell, denn die Cukali-Serie beginnt zu dominieren und zwischen der Krašta-Zone im Westen und dem Rande des Serpentin in Osten tritt die Cukali-Serie in ausgedehnter Weise zutage. Die Ursache dieser auffallenden, auf NOWACKS Karte klar erkennbaren Differenz liegt darin, daß die Überschiebungsfläche des Cukali auf den Flysch und die der Merdita-Decke auf den Cukali südwärts ansteigen. Dieses Ansteigen bringt es mit sich, daß anlässlich der Entstehung der alten Abrasionsflächen in diesem Gebiete die höheren Schichtkomplexe und zwar im östlichen Teile die stratigraphische Kreidekappe der Deckscholle Merdita, im westlichen Teile dieser Scholle aber die tektonische Serpentinecke des Cukalikomplexes abgetragen wurden, wogegen weiter im Norden, also bei der Deja und der Maja Skanderbegut diese Schichtkomplexe erhalten sind. Die Richtung dieses schon von NOWACK unter der Bezeichnung Bulčiz-Linie betonten Ansteigens der Basis erfolgt rechtwinkelig zum Streichen.

Sehr bald nach dem Ansteigen der Überschiebungsbasis ändert sich auch das Streichen der überschobenen Teile. Dieses zeigt von Skutari bis ungefähr nach Fšat in Matja vorwiegend nordnordwest—südsüdöstliche Richtung, bei Fšat wendet es sich aber gegen Osten, so daß NOWACK von Kloš bis Šngjergj überall im Cukalikalke westsüdwestlich—ostnordöstliches Streichen antraf.

Dies zeigt ebenso wie der gleich gerichtete Verlauf der die höheren Triasglieder unterteufenden tieferen Triasglieder bei Šngjergj, daß wir es hier im großen und ganzen mit einem nordwestwärts fallenden Schichtkopf zu tun haben, bei dem wir das Umschwenken des Streichens mit der Änderung der Streichungsrichtung im Gebiete der nordalbanischen Tafel nördlich des Drin vergleichen können. Das neue Streichen bleibt das gleiche bis an jene Linie, längs der sowohl die Cukali-Zone des Mali Grops als auch die Serpentinecke des Gebietes Mali Olomanit an das Flyschband Elbassan—Dibra anstößt, das in der Transversal-Linie auftritt.

Die transversale Flyschzone ist ein schmales Band jenseits dessen im Gebiet der Deckscholle Špat wieder Serpentin und von ihm überfahrene Trias erscheinen, welche die zusammengesetzte Deckscholle Špat bilden. Vor der Besprechung der Flyschzone Elbassan—Dibra ist eine kurze Besprechung dieser Deckscholle selbst nötig.

Im wesentlichen ist der Bau der Deckschollenregion Špat genau derselbe wie der Region Merdita, dann hätte NOWACK auf seiner Karte Albaniens, unbeschadet der Tatsache, daß einige Klippen am Stirnrande

der Serpentineckscholle bei Špat mitgeschlepptes Eozän sind, den Balgradžit-Kalk bei Elbassan als obere Trias bezeichnet (wofür seine petrographische Ausbildung spricht), dann träte auf seiner Karte im Gebiete der Deckscholle Špat klar hervor, daß auch hier längs der ganzen von Poliši bis an den Guri Topit reichenden Linie teilweise noch Gesteine des Cukali, vorwiegend aber Serpentin auf Flysch überschoben wurden.

Am Rande der Transversal-Linie unterscheidet sich die Deckschollenregion Špat von der ihr gegenüberliegenden Deckschollenregion Merdita dadurch, daß bei letzterer der Serpentin unmittelbar an den Flysch der Transversal-Linie herantritt, bei ersterer aber die Cukali-Trias den auf den Cukalikalk überschobenen Serpentin überall von dem Flysche trennt.

Im Verhältnisse zum Flysch der Transversal-Linie zeigt daher die Špat-Scholle das Bild der westlichen Hälfte einer dem Flysche normal aufgelagerten Mulde (Muldenkern: Polišit-Plateau), die Merdita-Scholle hingegen den Bau einer gleichfalls längsgeschnittenen halben Mulde, die aber auch an der Flyschzone durch einen Bruch abgeschnitten ist (Muldenkern: Deja bis Guri Nusjes). Dieser Unterschied zwingt einen nicht nur dazu, den ganzen Südwestrand der Špat-Scholle, sondern auch ihren Nordostrand als auf die den Krašta-Kalk enthaltenden Flyschbildung aufgehoben zu betrachten, ferner aber auch, — sofern irgend etwas für eine Überschiebung spräche — dazu, den Südostrand der Merdita-Scholle ebenfalls für auf, allerdings abgesunkene Gesteine der Flyschzone Elbassan-Dibra überschoben zu halten. Der schmale Flyschzug zwischen beiden wäre in so einem Falle ein langes schmales Fenster.

Da sich nördlich dieses Fensters im Gebiete des Mali-Grops eine 1600—1700 m hoch liegende Verebnungsfläche befindet und südlich davon im Mali Špatit und im Poliši-Plateau die Gipfelhöhe meist 1700—1800 m erreicht, aber bloß einige Berge der Flyschzone auf 1600 m emporragen und sonst in der Flyschzone die Gipfelhöhe in 1300 m liegt, zeigt dies, daß das Fenster schon vor der Entstehung der 1700 m hohen Abrasionsfläche bloßgelegt war und daß später das hierdurch zutage tretende weichere Flyschgestein der Erosion viel stärker zum Opfer fiel als das härtere Gestein der höheren Decken.

Da sich nun bei Valikardh, wie uns Nowacks Karte zeigt, tatsächlich eine scheinbare Eozänbucht findet, da hier in einem Tale der Flysch in eine Bucht des Triaskalkes greift, so wird man zu der Annahme einer Überschiebung gezwungen.

Alles dies läßt die Transversal-Linie von Elbassan als eine transversale Aufwölbung erscheinen, die aber durch einen gegen Nordost ziehenden Scheitelbruch ihres regelmäßigen Charakters beraubt wird.

Nach dieser Feststellung fragt es sich nun natürlich, weshalb an jener Stelle, an der nördlich der Transversal-Linie die Cukali-Serie auftritt, sich im Süden vorwiegend Serpentin findet, andererseits aber weiter im Osten der Mali Kreštit aus Serpentin, hingegen der ihr gegenüber und südlich der Transversal-Linie liegende Maja Letmit jedoch aus Trias bestehen.

Am nächsten liegt es in Übereinstimmung mit Nowack, diese Differenzen durch ein Vorprallen der ganzen Špat-Scholle erklären zu wollen, da aber der gradlinige Verlauf des Krašta-Stirnrandes, der gerade, durch die Mulden Matja und Skumbi erkennbare Verlauf der postfrontalen De-

pression und der ebenso gerade Verlauf des Drinbruches die Annahme so eines Vorprallens ausschließen, haben wir für diese eigentümliche Differenz eine andere Erklärung zu suchen.

Im Gegensatz zu dem Stirnrande der großen Deckschollen, der postfrontalen Depression und dem Drinbruche, die alle mit der dinarischen Richtung der Falten der Küstenketten parallel verlaufen, haben die Deckschollenregionen Špat und Merdita im Zentrum einen etwas anderen Bau. Während nördlich der Transversal-Linie die Kreide des Deja östlich der Depression von Matja liegt, liegt sie südlich der Transversal-Linie im Poliši-Plateau vorwiegend westlich dieser Depression. Da nun die Kreide sowohl im Norden als auch im Süden den Muldenkern der überschobenen Serpentin-Deckschollen anzeigt, sieht man aus ihrer Verteilung, daß dieser Muldenkern, der im Gebiete der transversalen Aufwölbung durch die Erosion entfernt wurde, nach der Aufschiebung der aus Serpentin-Kreide bestehenden Deckscholle auf die Deckscholle der Cukali-Serie, aber noch vor der Überschiebung der Krašta-Deckscholle auf die Küstenketten gerade dort, wo sich später die transversale Aufwölbung ergab, eine sigmoidale Krümmung vollzog. Da nun diese sigmoidale Krümmung für die Belastung der Krašta-Deckscholle von Bedeutung war, kann man es begreifen, warum später die relativ junge Emporwölbung der Krašta-Deckscholle gerade an jener Stelle eintrat, wo der Panzer der auf ihr liegenden Deckschollen relativ schwach war.

Wenn man diese Erkenntnis mit jener verbindet, die weiter im Norden das Studium der transversalen Aufwölbung des Cukali ergab, dann erkennt man, daß die sich durch das Nordwärtsrücken des adriatischen Sporns der afrikanischen Masse bedingten transversalen Deformierungen in den Dinariden stets an Zonen geringsten Widerstandes äußern.

Bei Elbassan selbst wird die Regelmäßigkeit der transversalen Aufwölbung durch den jungen 6—7 km breiten Graben des Škumbi-Tales zwischen der Hadži-Bekir-Brücke und der Fuša Belik gestört. Daß wir es hier mit einem jungen Graben zu tun haben, dessen Grenzen durch den Nordfuß des Škambi Balgradžit, den Ort Langa, die Hadži-Bekir-Brücke, den Südfuß des Škambi Ljetet, Elbassan, den Hani Selk und die Fuša Belik gegeben sind, hat schon Nowack selbst betont.

Die Annahme Nowacks, daß der in diesem Graben fließende Škumbi seinerzeit über das in der beiliegenden Skizze (Abb. 2) mit X bezeichnete Stück in den Devol (E, D) geflossen wäre, kann ich aus mehreren Gründen nicht beipflichten. Vorerst sind alle am Ostrande von X liegenden diluvialen Terrassen (vgl. Spezialkarte von Albanien 1:75 000; Blatt Banje), obzwar der Grund des Talabschnittes X heute ein südliches Gefälle hat, von Gräben durchzogen, die gegen Nordwesten gerichtet sind, was dafür spricht, daß seinerzeit die Gefälle des Talabschnittes X nicht gegen Süden, sondern gegen Norden gerichtet war, dann liegt ein Teil der Enge des Škumbi-Abschnittes B genau in der Richtung des Devol-Abschnittes C, endlich ist der westliche Teil des Škumbi-Abschnittes B viel zu breit, als daß man ihn für das Werk eines bloß dem Abschnitte B entsprechenden Baches halten könnte, denn das Einzugsgebiet dieses Baches war stets sehr klein.

Da außerdem NOWACK selbst darauf hinweist, daß die Škumbi-Enge zwischen A und B durch eine rezente Bodenbewegung erklärbar ist, glaube ich, ohne an der ehemaligen See-Natur des Škumbi-Abschnittes A zweifeln zu wollen, im Gegensatz zu NOWACK, daß nicht der Škumbi an der Berührungsstelle von A und B gegen Westen abgelenkt wurde, sondern daß seinerzeit der, dem Zuge der Nord-Süd gerichteten Antiklinalen entsprechende Lauf des Ljumi Beratit (D) den Talabschnitt X schuf, so daß er sich nach Aufnahme des Devol-Stückes C in den Škumbi (A und B)

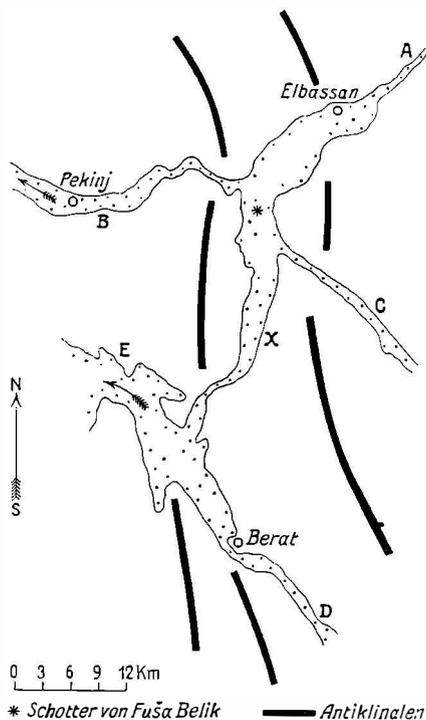


Abb. 2. Škumbi- und Devol-Tal südlich von Elbassan.

ergoß. Zur Umkehr der hydrologischen Verhältnisse in dem Verbindungsstücke X kam es wohl erst dann, als der Ljumi Beratit durch den Durchbruch östlich von E gegen Westen gelenkt wurde, worauf ein in dem nunmehr trockengelegten Talabschnitte X entstehender und gegen den Ljumi Beratit führender Bach endlich dem Devol (C) in die Flanke fiel und ihn an den Ljumi Beratit heranzog.

Dieser Anschauung zufolge müßten die Schotter auf der heutigen, in der Abb. 2 mit einem Stern bezeichneten Wasserscheide zwischen Škumbi (A, B) und Devol (C, X, E) einem alten Schuttkegel des Devol entsprechen und da nun in dem Devol-Abschnitte C und dem Škumbi-Abschnitte A verschiedene Gesteine anstehen, kann eine Untersuchung der Schotter dieser Stelle die Frage ein- für allemal lösen. Auch daran

muß allerdings gedacht werden, daß eben der alte Schuttkegel der Fuša Belik den „Elbassan-See“ ALMAGIAS in zwei Teile trennte.

Im Anschluß an die tektonischen Beobachtungen bei Elbassan ist es nun interessant, den Verlauf der Krašta-Zone zu verfolgen. Diese tritt sowohl unter der überschobenen Triaskalk-Serpentin-Deckscholle von Merdita, als auch unter der Deckscholle Špat auf und zwar beginnt sie im Norden ungefähr in der Gegend von Alessio, wo sich Krašta-Kalk zwischen die mesozoischen Bildungen von Fildhana und der Maja-Vels einschaltet, dann zieht diese Zone an Elbassan vorbei bis in die Breite von Korča. Im Gegensatz zu dem mit ihm fast gleich alten Nummulitenkalk der Küste, dessen Falten u. a. die Kalkmauer von Kruja bilden und in einer fast geraden ununterbrochenen Linie von Antivari bis Elbassan hinziehen, krümmt sich die Ostgrenze des Krašta-Kalkes mehrfach hin und her. Statt sich, wie zu erwarten wäre, ungefähr an den Verlauf des Nummuliten-Kreidekalkes zu schmiegen, schmiegt sich der Ostrand des Krašta-Kalkes ganz an den Westrand der oberen Deckschollen an. Überall wo dieser buchtartig ostwärts zurückspringt, dringt auch der Krašta-Kalk ostwärts in diese Buchten ein und dies ist sogar in dem Elbassan-Graben der Fall. Im übrigen verläuft der Krašta-Kalk aber mit der Stirno der überschobenen Deckschollen parallel. Dies zeigt, daß der Krašta-Kalk trotz seiner lokalen Zerrung unter den oberen Deckschollen flach hinzieht. Da er eine Einlagerung in Eozänflysch bildet, weist er auf diese Weise indirekt auch auf die Lagerung dieses in Detail gequälten Schiefers. Darauf, daß nördlich des Mat im Liegenden des Krašta-Kalkes auch Mesozoikum auftritt, wurde schon hingewiesen. Hier sieht man, daß das Zentrum der Krašta-Deckscholle eine liegende Falte ist, und dies dürfte wohl auch für ihren weiter im Süden befindlichen Teil gelten.

Nowack hat nun in seinen „Erläuterungen“ betont, daß der Krašta-Kalk zur Cukali-Serie gehöre und er zieht die Grenze zwischen den Küstenketten und dem Cukali in allen seinen Profilen, etwas östlich der Kette von Kruja. Ich glaube aber, obzwar wir im allgemeinen Nowacks Angabe ruhig als richtig annehmen können, dennoch, daß wir uns diese Westgrenze der Deckscholle Krašta unmittelbar an den Ostrand der Kalkmauer von Kruja hinziehend denken müssen. Erstens glaube ich dies deshalb, weil der Osthang der Maja Lčejet bei Elbassan bis auf den Gipfel von Flysch bedeckt ist, ja die Spitze dieses Berges sogar von Flysch überhöht wird, dann deshalb, weil das Oligozän, dessen Spuren sich in der Maja-Vels noch zwischen der Krašta-Deckscholle und der Cukali-Deckscholle finden, südlich vom Matflusse zwischen der Kalkmauer von Kruja und der Deckscholle Špat fehlt, wogegen es sich westlich der Kalkmauer von Kruja in großer Ausdehnung findet. Die beiderseitige Bedeckung der Kalkmauer von Kruja ist daher verschieden. Gehen wir von dieser einleuchtenden Annahme aus, dann ist natürlich der bei Kruja bemerkbare doppelte Kalkzug die Fortsetzung des Mali Rencit und des Mali Kakaričit und dem entsprechend muß die dazwischen liegende Synklinale als die Fortsetzung der Kmeta Baldrens-Synklinale betrachtet werden. Wie schon Nowack ganz richtig betonte, sinkt die Kalkmauer von Kruja am Škami Ljetet, nördlich von Elbassan, unvermittelt in die Tiefe, südlich von Elbassan läßt sie sich jedoch am Mali Terdholit wieder erkennen.

Interessanterweise ist nun eine große Anzahl von Schwefelquellen an den westlichen Kreidekalkzug der Küstenketten gebunden. Es sind dies die Quellen von Medua, Ujčelb, Kruja und Lidža. Eine zweite Parallelreihe umfaßt die Schwefelquelle östlich von Kavaja, jene von Karbanar und jene von Banje, die alle auf einer Antiklinale entspringen.

Mit Ausnahme der Schwefelquelle von Banje ist keine einzige der bisher aufgezählten, auf zwei Nordwest—Südost ziehenden Linien befindlichen Schwefelquellen Nordalbaniens von einem auch nur halbwegs ansehnlichen Bitumenvorkommen begleitet. Ebenso sind aus der Umgebung der Schwefelquelle von Gresica keine Bitumenvorkommen bekannt. Im Gegensatz hierzu treten bei Selencia, bei Patos und bei Banje in bald etwas größerer, bald etwas kleinerer Entfernung von solchen Quellen größere Bitumenvorkommen auf. Da einerseits von den bisher aus Niederalbanien bekannten zehn Schwefelquellen vier aus dem Nummuliten-Kreidekalk entspringen, andererseits aber nur die auf der großen Transversal-Linie liegenden von Bitumen begleitet werden, muß man die Schwefelquellen Niederalbaniens für juvenile Wasseraufbrüche halten, die in vielen Fällen durch Karstwässer wesentlich verstärkt, gleichzeitig aber auch abgekühlt werden, und die im allgemeinen nur dort an die Erdoberfläche gelangen, wo sie entweder wie im Kalkgestein offene Wege finden, oder in der Tiefe auf tektonisch zertrümmerte Schichten stoßen.

Nach dieser kleinen, aber die Tektonik der Transversal-Linie klärenden Abschweifung, kann das Alter der Transversal-Linie erörtert werden. Da der Serpentin des Gebietes Mali Špatit bei dem allgemeinen gegen Südosten gerichteten Streichen des Gebirges nicht viel weiter vorstößt als der Serpentin der Matja Skanderbegut bei Kruja, man daher in der Gegend von Elbassan keineswegs von einem allgemeinen Vorprallen des Serpentin im Süden der Elbassaner Transversal-Linie reden kann, so kann man die Transversal-Linie bei Šngjergj, wie schon erwähnt, nur für eine Südwest-Nordost, daher transversal auf das dinarische Streichen verlaufende Antiklinale halten, deren Nordwestflügel abbrach.

Betrachtet man nun auf Nowacks prächtiger Karte die Verbreitung des Oligozäns, dessen charakteristische Puddingsteine in dem Flysche der Küstenketten eine leicht erkennbare Leitlinie bilden, so sieht man bald, wie sich dieses Gestein zwar im Norden der großen Transversal-Linie an die Kalkmauer von Kruja anschmiegt, daß es aber dort, wo es an die Elbassaner Transversal-Linie anstößt, sich umgekehrt an diese anschmiegt und daher seine Richtung gegen Südwest ändert. Die alte von Skutari bis Elbassan eingehaltene, dem Faltenwurfe des dinarischen Autochthons entsprechende Richtung zeigt das Oligozän erst wieder westlich der Kreidekalkzüge von Berat und dann behält es diese Richtung wieder bis gegen Tepeleni bei.

Im Verein mit der ganz auffallend grob-klastischen Beschaffenheit des Oligozäns dieser Region zeigt die Verbreitung dieser Puddingsteine, daß die Transversal-Linie bei Belš älter ist als Oligozän aber jünger als Eozän, denn die südlich von der Linie auftretende gewaltige posteozeäne Antiklinale des Tomor sinkt nördlich dieser Linie ab. Wahrscheinlich ist sogar die grobklastische Natur des Oligozäns durch die infolge des transversalen Bruches plötzlich hervorgerufene Höhendifferenz der bei-

den Bruchränder bedingt worden. So kommen wir zu dem Resultat, daß die Genese dieses Teiles des transversalen Bruches von Elbassan ins Unter-Oligozän zu verlegen ist. Mit diesem aus petrographischen Gründen gewonnenen Resultat stimmt es auch überein, daß bloß in der einzigen und überdies niedrigen Antiklinale von Vorra, nördlich von dieser Linie, Oligozän-Falten existieren.

Gerade diese Vorra-Antiklinale erhebt sich aber südlich des Elbassaner Bruches in Tomor zu sehr erheblicher Breite und zu ungewöhnlicher Höhe.

Dies schließt freilich nicht aus, daß in einzelnen tiefliegenden Synklinalen das Oligozän-Meer in das Tomorgebiet vordrang, wie dies im Pliozän auch bei Tirana der Fall war.

Glücklicherweise ist außer dem Oligozän nördlich der Transversal-Linie und südlich der Transversal-Linie auch noch etwas Miozän bei Tregan erhalten, das die Fortsetzung der sich auch im Miozän vertiefenden Tirana-Synklinale bildet. Dieser Rest zeigt, daß der Abbruch bei Elbassan einerseits zwar vor dem Oligozän erfolgte, daß aber die Faltungsvorgänge, welche schon vor der Ablagerung des Oligozäns die erste Anlage der Tirana-Synklinale schufen, sich auch nach dem Oligozän noch vertieften, ja sogar etwas über die Transversal-Linie hinaus gegen Süden griffen. Allerdings werden auch diese jüngeren Schichten durch den schon besprochenen Elbassan-Graben geschnitten. Da uns nun noch des weiteren durch NOWACKS und HORSTS Studien der Gegend bei Valona und aus der Malakastra bekannt ist, daß sich dort das Miozän gleichfalls an der intensiven dinarischen Faltenbildung beteiligt, daß aber das Pliozän eine vollkommen andere geographische Verbreitung aufweist als das Oligozän und das Miozän, und daß sich ferner das Pliozän dort genau so quer auf den dinarischen Faltenwurf legt, wie das Oligozän bei Belš, so sind wir, wie dies ja NOWACK gleichfalls erkannte, in der Malakastra und bei Valona zu der Annahme genötigt, daß hier im Gegensatz zu dem Gebiete von Belš der transversale Abbruch der dinarischen Falten nicht präoligozän, sondern postmiozän ist. Genetisch lassen sich auf diese Weise die obermiozänen Gipse von Valona mit dem wohl altoligozänen Gips von Belš sehr gut vergleichen. Über das Gebiet von Belš hatte Herr INEICHEN, dem ich hierfür bestens danke, die große Güte, mir eine Manuskriptkarte zu senden, aus der nicht nur das vor-miozäne Alter der Gipse klar hervorgeht, sondern auch, daß die nördlich von Berat auftretenden, Bitumen führenden Schichten ein viel kleineres Verbreitungsgebiet haben als auf NOWACKS Karte. Daß in der Tat der ältere Abbruch bei Belš und der jüngere am Nordrande der Malakastra und des Berglandes von Valona gleichzustellen seien, zeigen auch die oberpliozänen Schotter bei Valona und Fijeri. Diese haben wir genetisch vollkommen den oligozänen Puddingsteinen von Belš gleichzusetzen. Auf diese Weise zeigt sich für das ganze westlich Elbassan gelegene Gebiet Albaniens, daß hier eine fortdauernde Faltung anhält, daß sich aber gleichzeitig auch ein fortwährendes Abbrechen der Nordwestenden der Falten einstellt. Diese parallelen Abbrüche sind regelmäßig gestaffelt und zwar so, daß die jüngeren stets südwestlich von den älteren liegen. Dieser Unterschied hat naturgemäß zur Folge, daß ungeachtet der Faltung im absinkenden Gebiete nur junge Falten entblößt werden,

wogegen sich in dem nicht abgesunkenen Teile die alten, zum großen Teile aus mesozoischem Kalk bestehenden Kerne dieser Falten zeigen. Daß sich diese mesozoischen starren Kerne bei der Faltung wahrscheinlich immer anders verhalten als ihre weiche Hülle, hob ebenfalls NOWACK hervor; die starren Kerne brechen infolge ihrer geringen Sedimentbelastung relativ leicht in Schuppen, die Hülle legt sich aber in Falten.

Die Erkenntnis dieser Tatsache ist auch für die Bitumenforschung in Albanien wichtig. Wie ein Blick auf NOWACKS Karte zeigt, fehlen Bitumenvorkommen völlig in dem Eozänflysch und den Nummuliten-Kreidekalkkernen des ganzen großen, zwischen Elbassan, Berat, Selenica und Leskovik liegenden Gebietes, sie finden sich aber recht häufig in dem westlich der Vojussa-Dhrino-Linie, wo sie im Flysch in Kreidekalk, Jurakalk und in Triashauptdolomit auftreten. Außer in dieser Region ist eine weitere Anzahl von Bitumen und Ölvorkommen in jungtertiären Schichten an die große Transversal-Linie gebunden.

Bei Patos finden sich die Bitumen im oberen Miozän, bei Selenica im Pliozän und bei Drasovica im Flysch. Bei allen diesen Bitumenanhäufungen handelt es sich offenbar nur um Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte und dasselbe gilt für die auch auf der Transversal-Linie liegenden Vorkommen von Polvini und Kucov etwas nördlich von Berat.

Wegen dieser Überlegung hätte sich die Erforschung der Ölvorkommen Albaniens daher nicht auf jene Gegenden zu konzentrieren, wo das Öl an der Transversal-Linie emportritt, sondern vielmehr auf jene weniger auffallenden Gegenden, in denen die möglicherweise verschieden alten Ölmuttergesteine zwar nahe an die Oberfläche gelangen, aber von einer weder durch Querbrüche, noch durch intensive Faltung gestörten jungtertiären und der Ölspeicherung fähigen Sedimenthülle ganz bedeckt sind. Das scheint in erster Linie in den recht niedrigen Hügeln östlich Libovče der Fall zu sein, deren Südfuß zu untersuchen wäre.

Sehr interessant und allgemein wichtig ist, daß in dem ganzen tektonisch äußerst stark beanspruchten Bitumengebiet Albaniens reine Methan-gasexhalationen im allgemeinen fehlen, daß sich aber hin und wieder in dem tektonisch gar nicht beanspruchten Tertiär von Korça Gasexhalationen zwar finden, bemerkenswerte Erdölanzeichen aber fehlen. Etwas ganz ähnliches befindet sich auch in den Karpathen: Erdöl findet sich hier überall vor der durch Überschiebungen tektonisch stark beanspruchten Stirne der Karpathen in Polen und Rumänien, Gas hingegen vorwiegend in der viel weniger gestörten Siebenbürger Mulde.

Hält man sich nun, wie die albanischen Vorkommen zeigen, daran, daß verschiedene Gesteine das Ölmuttergestein bilden können und denkt man an den allgemeinen Bitumenmangel tektonisch stark gepreßter Kalke, dann kann man am Ende mit einiger Wahrscheinlichkeit die Hypothese wagen, daß das in großen Mengen vorkommende Erdöl aus tektonisch stark beanspruchten Schichten stamme, und daß es aus diesen Schichten sozusagen ausgekeltert werde, worauf es dann seine Wanderung längs der Zonen geringsten Widerstandes antritt, um sich schließlich fallweise in ungeheuren Mengen aufzuspeichern.

Ein Eingehen auf die verschiedenen, die Abhängigkeit des Petroleums von den Überschiebungen behandelnden Arbeiten würde zu weit führen

und es muß daher ein Hinweis auf FRIEDLS tektonische, auch die Erdölzonen darstellende Karte Galiziens („Petroleum“, 1923) genügen.

Ganz im Gegensatz zu dieser sozusagen kumulativen Aufspeicherung von Erdöl wären dann natürlich in den Methangasen der subrezentem Sedimente einfach gebauter Becken Fäulnisgase zu erblicken, die sich bei mächtiger und rapider Sedimentausschüttung zwar allenthalben einstellen und sogar stellenweise häufen können, aber so wie die im Gesteine öfter verteilten Bitumina (Liasschiefer Württembergs) im wesentlichen doch auf primärer Lagerstätte wären.

Nach diesen Erörterungen, die uns das zwischen Alessio, Elbassan und Valona liegende Gebiet (Niederalbanien NOWACK) als eine gleichzeitig mit dem weiter im Südosten liegenden Gebiete gefaltetes, aber im Gegensatz zu letzterer sukzessive immer in die Tiefe gebrochenes Gebiet erkennen lassen, gehen wir zur Besprechung der von Elbassan nach Dibra ziehenden Tertiärzone über. Über den geologischen Bau des westlichen Teiles dieser Zone gibt der Krašta-Kalk schon auf NOWACKS Karte Aufschluß, denn es zeigt sich, daß er ein gegen Nordosten ziehendes schwaches Gewölbe bildet. Über den weiter im Osten liegenden Teil kann man so lange kein klares Bild bekommen, als Serbien das geologisch „dunkelste Europa“ bleibt. NOWACK zeichnet in seinem etwa Piškopeja berührenden geologischen Profile Mittelalbaniens den dortigen Flysch als unter den im Osten emporragenden Korab einfallend, KOSSMAY erwähnt aber einige Kilometer weiter im Süden bei Dibra und westlich der Korabserie auf Paläozoikum und Trias auflagernden Flysch.

Dieser Widerspruch zeigt nun einerseits klar, daß die Tektonik der ganzen Dibraner Flyschmulde nicht geklärt ist, da aber feststeht, daß westlich des Drinbruches der Krašta-Kalk unter den Deckschollen verschwindet und nicht über ältere Gesteine transgrediert, kommen wir notgedrungen zu der Überzeugung, daß wir das Tertiär von Dibra vom Krašta-Tertiär zu trennen haben. Wahrscheinlich werden eben beide Komplexe am Drinbruch aneinander grenzen, weshalb NOWACK deren Grenze übersah. Diese Überlegungen zeigen, daß es von ganz eminenter Wichtigkeit wäre, das Alter des Dibraner Tertiärs zu kennen und auch seine Westgrenze zu fixieren, denn damit könnte man zu einer ganz genauen Altersbestimmung des Drinbruches kommen. Von diesem steht vorläufig nur das fest, daß er postkretazisch ist.

Unsere bisherige Ansicht über die Richtung des Drinbruches wird durch diese Erkenntnis nicht berührt, denn in dem nördlich der Transversal-Linie liegenden Gebiete ist sein Verlauf von Prizren über Ura Verzirit und Ujmište nach Valikardh gesichert, im Süden der Transversal-Linie findet man aber seine Fortsetzung, wie ich schon vor einem Jahre annahm, in einer Linie, die über das Jablanica-Gebirge gerade gegen den Ochrida-See hinzieht. Wie es scheint kann dieser Bruch die Eigentümlichkeit erklären, daß BRUCKHART und NOWACK auf der Wasserscheide zwischen dem Ochrida- und Presba-See Kreide fanden, GOEBEL aber auf derselben Wasserscheide und nur weiter im Norden von Granit durchsetzte alte Schiefer (Karbon?) und Trias antraf. An dieser Stelle stoßen daher die Kreide und die Trias längs eines gewaltigen Bruches ebenso unvermittelt aneinander wie, ROTHS Beobachtungen zufolge, längs des Drinbruches bei Prizren. Wegen der gewaltigen Absenkung des Mali That

ist in diesem Gebiete die Serpentinunterlage auch nur an wenigen Stellen aufgeschlossen worden, wogegen sie in der Spat-Region dominiert.

Von dem von Prizren nach Valikardh streichenden Drinbruche ist bekannt, daß an ihm sein Westflügel ungefähr um 2000 m absank, an der Transversal-Linie sank hinwieder, und zwar in gegen Westen zunehmender Weise der Nordflügel abwärts und so haben beide Bewegungen zur Folge, daß das in dem Dreieck Valona—Velikardh—Prizren liegende Gebiet ein großes Senkungsfeld bildet. Der westliche Teil ist nun wegen der dorten liegenden Deckschollen starr und höher, der östliche, Niederalbanien, ist aber trotz seiner fortwährend vor sich gehenden Faltung tiefer und daher Meereseinbrüchen offen. Zwar ergibt sich aus dieser tiefen Lage des östlichen Teiles eine vollständige Schichtfolge im Tertiär, aber möglicherweise hängen die rezenten und subrezentem Senkungen Niederalbaniens isostatisch eben mit seiner fortwährenden Sedimentbelastung zusammen. Die nordwestliche Richtung des Oberlaufes aller großen Flüsse Südalbaniens weist in klassischer Weise darauf, daß die Faltungsintensität gegen Süden zunimmt und dies ist die Ursache, weshalb die Senkstoffe aller großen Flüsse so lange nordwestwärts verfrachtet werden bis sie nicht die niederalbanische Depression erreichen. Hier werden dann alle diese Senkstoffe teils am Festland, zum Teil aber im Wege epigenetischer Durchbruchstäler im Meere eingelagert. Zu der im Südosten stärkeren Intensität der Faltung tritt in Südalbanien daher auch noch eine konstante Erosionsentlastung hinzu, die wieder eine epigenetische Hebung nach sich zieht. Deshalb brechen dann in dem Maße, als sich in Südalbanien die Falten in die Höhe türmen, die von Sediment belasteten Teile Niederalbaniens sukzessive in Schollen nieder.