

## Zur Geologie der Oltenia (Südrumänien).

(Vorläufige Mitteilung.\*)

Von Hans-Joachim Fabian, Ploesti.

(Mit 9 Abb. und 1 strat. Tab.)

### INHALTSVERZEICHNIS.

Allgemeines . . . . .	12
Morphologische Gliederung . . . . .	12
Schichtfolge (Stratigraphie) . . . . .	14
Der südkarpatische Rahmen . . . . .	14
Alttertiär . . . . .	17
Eozän . . . . .	17
Die Konglomerate von Säcel (Gorj) . . . . .	19
Oligozän . . . . .	20
Aquitän . . . . .	20
Jungtertiär . . . . .	21
Miozän . . . . .	21
Burdigal . . . . .	21
Helvet . . . . .	22
Der Bereich der Dazittuffe und Globigerinen-Mergel . . . . .	23
Das marine Torton . . . . .	24
Das „Buglow“ . . . . .	27
Das Sarmat . . . . .	28
Untersarmat (Volhyn) . . . . .	28
Mittelsarmat (Bessarab) . . . . .	29
Obersarmat (Cherson) . . . . .	31
Pliozän . . . . .	31
Mäot . . . . .	32
Pont . . . . .	33
Daz . . . . .	34
Levantin . . . . .	35
Das Becken von Bahna . . . . .	37
Zur Strukturgeologie . . . . .	40
Der Untergrund . . . . .	40
Die subkarpatische Depression . . . . .	40
Die Struktur der Mägura Slătioarei . . . . .	41
Strukturen zwischen Olteț und Jiu . . . . .	42
Zur geologischen Geschichte der Oltenia . . . . .	43
Zusammenfassung . . . . .	46
Schriftennachweis . . . . .	47

\*) Für die Erlaubnis zur Veröffentlichung bin ich der Kontinentalen Oel G. m. b. H. Berlin, insbesondere Herrn Prof. K. Krejci-Graf, zu Dank verpflichtet.

## ALLGEMEINES.

Als Oltenia wird der westliche Teil Rumäniens, die kleine Walachei, bezeichnet, d. h. das Gebiet, welches vom Donau-Durchbruch am Eisernen Tor bis zum Olt-Fluß reicht und im N und W von den Südkarpaten, im S von der Donau begrenzt wird. Obgleich die Oltenia ein historisch-geographischer Begriff ist, so umfaßt sie doch zugleich auch den größten Teil einer geologischen Einheit, der sog. „Getischen Depression“ (L. Mrazec). (Abb. 1, siehe Tafel 3).

Ueber dieses Gebiet liegt wesentlich weniger umfangreiche geologische Literatur vor als über die Muntenia oder andere Teile Rumäniens, die infolge ihres Reichtums an Lagerstätten des Erdöls, an Erdgasen, Kohlen oder an metallischen Lagerstätten seit jeher größeres Interesse beansprucht haben.

Im folgenden soll versucht werden, an Hand des älteren und neueren geologischen Schrifttums einen kurzen Ueberblick über den geologischen Aufbau dieses Gebietes zu geben. Im Sommer 1942 hat der Verf. im Auftrage der Kontinentalen Oel-Gesellschaft Berlin einen großen Teil der Oltenia übersichtsmäßig bereist, so daß auch eigene Beobachtungen in diesem Bericht mit verarbeitet werden können. Dieser Bericht hat, da die Arbeiten fortgesetzt werden, einen vorläufigen Charakter und viele Fragen sind noch näher zu untersuchen. Ueber das eigentliche Gebiet der Oltenia wird nur gelegentlich hinausgegriffen, so nach O in den Bereich der Bezirke Argeş und Muscel, nach W zu dem innerkarpatischen Becken von Bahna in Mehedinți.

## MORPHOLOGISCHE GLIEDERUNG.

Den westlichen und nördlichen Rahmen der Getischen Depression bilden die zu wesentlichen Teilen aus Kristallin bestehenden Südkarpaten mit dem Plateau von Mehedinți im Westen, dem Vulcan-Gebirge, dem Parângu- und dem Lotru-Massiv im Norden, dessen höchste Erhebungen rund 2500 m Höhe erreichen. Die Karpaten heben sich fast überall ziemlich kräftig von der südlich vorgelagerten subkarpatischen Depression ab, welche dann in das Hügelland übergeht, das nach S zu allmählich im Vorland verflacht.

Die subkarpatische Depression entstand am Außenrand der Karpaten nach der Bildung der ostkarpatischen Flyschdecken, die nach ihrer am Karpatenbogen beginnenden teilweisen Auflösung an der Dâmbovița-Störung verschwinden. Sie ist mit mio-pliozänen Sedimenten ausgefüllt und erreicht ihre größte Breite und Tiefe in der Gegend

von Târgu Jiu, reicht westlich bis nach Tismana, im Osten bis jenseits Polovragi-Horezu, wo sie im S vom Höhenzug der Măgura Slătioarei begrenzt wird, und läßt sich bis zum Olt-Tal verfolgen. Das Entwässerungsnetz, welches, außer im W, durchwegs N—S bis NNW—SSO orientiert ist, zeigt eine deutliche Abhängigkeit von dieser Depression. Die Flüsse haben hier breite, von mächtigen Schottermassen ausgefüllte Täler, wie z. B. der Jiu zwischen Bumbeşti und Tg. Jiu, der Olteţ (Abb. 2) bei Polovragi-Baia de Fier, oder der Gilort und die Blahniţa, während diese Flüsse im Gebirge ziemlich enge Täler haben (Olt, Olteţ [Abb. 3], Jiu). Auch im Hügelland sind die Täler verhältnismäßig weniger breit.

Die Struktur des an die subkarpatische Depression südlich anschließenden Hügellandes ist weniger durch Erosion, als vielmehr durch die Tektonik bedingt, welche von hier gegen S abklingt. An die Depression anschließend, folgt die Hügelkette von Pitic—Ciocadia—Săcel—Glodeni—Bălăneşti, die sich auch jenseits des Jiu-Tals noch fortsetzt. Ein reich gegliedertes Hügelland liegt östlich davon bei B. Govora. Von hier gegen W hebt sich bei Horezu der Zug der Măgura Slătioarei scharf heraus. In seiner Verlängerung jenseits des Olteţ gliedern sich nach W drei flachere Höhenzüge auf: der Höhenzug Dealul Zorleştilor—Bârzeiului zwischen Olteţ und Gilort, der Dealul Bran zwischen Gilort und Jiu und der Dealul Bujorescu westlich des Jiu. Dazwischen liegen schwache, ebenfalls tektonisch bedingte Einsenkungen. Im SW der Oltenia unterschied Murgoci ebenfalls eine im Bereich des Hügellandes liegende Depression, die sog. Depression von Turnu Severin, mit dem Donautal, Topolniţa und Timok, die sich gegen Calafat hinzieht.

Der Uebergang von diesem Hügelland zum Vorland wird durch einen flach nach S gerichteten stufenförmigen Abfall des höheren Pliozäns gebildet (vor allem im N-Teil der mittleren Oltenia ausgeprägte Schichtstufen!), aus welchem die Erosion zahlreiche Rücken herausmodelliert hat. Aus dieser Uebergangslandschaft entwickelt sich gegen S eine schwachwellige ausgedehnte Hochfläche, aus der die weitgehend parallel laufenden Flußtäler ± schmale Streifen ausgeschnitten haben. Der durch das ganz schwach nach S bzw. SO einfallende Levantin bedingte Abfall ist ganz unmerklich.

Die gegen die Donau zu folgenden morphologischen Einheiten bleiben hier unberücksichtigt.

### SCHICHTFOLGE (STRATIGRAPHIE).

Bereits aus dem vorigen Jahrhundert liegen über die Oltenia eine ganze Reihe von Veröffentlichungen vor, die in der Hauptsache das Pliozän zum Gegenstand haben. Insbesondere das Levantin bot infolge seines lokalen Fossilreichtums viele Anregungen zu geologisch-paläontologischer Bearbeitung. Es seien vor allem E. A. Bielz, Fontannes, Foetterle, Th. Fuchs, Porumbaru, S. Stefanescu genannt. Einen ersten umfassenden Ueberblick über das gesamte Tertiär der Oltenia gab G. Murgoci (1907), mit der Gliederung und Beschreibung des Pliozäns befaßten sich W. Teisseyre (1909) und I. P. Ionescu-Argetoaia (1918). Aus neuerer Zeit liegt eine Arbeit vor von I. Popescu-Voitesti (1934) über den Bezirk Gorj, von M. Filipescu (1942) ein geologischer Ueberblick über die nördliche Oltenia. Zur Paläontologie sind Arbeiten von M. Pauca (1935), Z. I. Barbu (1939, 1942) zu nennen, auch hat W. Wenz (1942) u. a. einen Teil der Levantinfauuna der Oltenia beschrieben.

Ueber den die Oltenia im N und W umrahmenden Teil der Südkarpaten liegen zahlreiche Arbeiten vor, u. a. von A. Codarcea, St. Ghica-Budesti, G. Macovei, G. Manolescu, L. Mrazec, G. Murgoci, G. Paliuc, I. Popescu-Voitesti und A. Streckeisen. Eine Uebersicht über die wichtigsten Arbeiten gibt der Schriftennachweis. Außer älteren geologischen Karten von Murgoci und von Ionescu-Argetoaia, zum Teil auch von Popescu-Voitesti gibt es nur die auf jenen fußende Kartenskizze von M. Filipescu (1942). Einzelne Untersuchungen wurden auch von privaten Gesellschaften durchgeführt, die Ergebnisse jedoch nicht veröffentlicht. Alle Arbeiten leiden an den mangelhaften topographischen Unterlagen. Die Karten enthalten daher neben geologischen Fehlern auch solche der Topographie.

#### Der südkarpatische Rahmen.

In diesem Zusammenhange interessiert er weniger, deshalb wird hier nur ein kurzer Ueberblick geboten, im übrigen auf die eben genannten Arbeiten verwiesen.

An den Karpatenrand tritt vom Olteţ bis jenseits der Bistriţa sog. Lotrukrystallin der Getischen Decke (Kristallin der I. Gruppe L. Mrazec's), welches aus einer auf weite Strecken recht gleichbleibenden Serie hochmetamorpher Gneise, Glimmerschiefer und Amphibolite besteht, stark von Pegmatiten, Apliten, zum Teil auch Granit injiziert

ist und auch ultrabasische Einlagerungen (Peridotite und Serpentine) enthält. Metamorphose und Injizierung werden als voroberkarbonisch angesehen. Ueber dem Lotru-Kristallin liegt östlich der Bistrița ein Streifen von Mesozoikum (Kalke der Vânturărița), der sich vom Gebirgsrand weg in NO-Richtung bis gegen Brezoi hin erstreckt.

Das Lotru-Kristallin ist auf das Parângu-Kristallin überschoben, die Deckengrenze ist vom Durchbruch des Olteț durch den Karpatenrand nördlich Polovragi aus nach NNO zu verfolgen. Längs ihr ist u. a. bei Polovragi eine schmale Mylonitisierungszone zu beobachten.

Von hier nach W bis in die Gegend von Tismana—Baia de Aramă tritt das autochthone Parângu-Kristallin (nach Popescu-Voitești [1942] ebenfalls eine Decke: Cazane—Cerna—Parângu-Decke) mit seiner mesozoischen Serie an den Karpatenrand. Bei Dobrița-Vălari liegt am Karpatenrand noch ein Rest der Stirnseite der Getischen Decke in Form von Lotru-Kristallin. Das Parângu-Kristallin stellt also ein riesiges tektonisches Fenster dar. Zu ihm gehören die Massive Parâng, Vulcan und Cerna, denen nördlich das Tertiärbecken von Petroșani vorgelagert ist.

Im Parângu-Kristallin (Kristallin der II. Gruppe Mrazec's) herrschen granitisch-dioritische Gesteine vor, neben denen epizonale kristalline Schiefer zurücktreten. Die Granitmassive, die als große Kuppeln am Südrand der Karpaten liegen, lassen sich petrographisch in zwei Typen gliedern, den massigen, mittel- bis feinkörnigen Sușița-Granit zwischen Novaci, dem Jiu-Tal und Tismana und den porphyrischen Granit von Tismana im W bei Baia de Aramă. Aplitische und porphyrische Gänge sind häufig, Pegmatite dagegen sehr selten. Die dioritischen Gesteine sind ebenfalls weit verbreitet, sehr häufig werden sie durch grobkörnige Amphibolite vertreten, die jedoch mehr im Nordteil der genannten Massive zu finden sind. Gute Aufschlüsse bietet hier das Jiu-Tal. Auch im Parângu-Kristallin kommen basische Gesteine in Form von Gabbros und Serpentinien vor.

Die kristallinen Schiefer des Parângu-Kristallins bestehen aus Chlorit- und Serizitschiefern, Amphibolitschiefern, Quarziten und Quarzitschiefern; gelegentlich werden auch graphitische Schiefer beobachtet. Kristalline Kalke sind außerordentlich selten.

Im Gegensatz zu den Gesteinen der Getischen Decke waren die Gesteine des Parângu-Autochthons einer kräftigen Dislokationsmetamorphose ausgesetzt, als deren Folge Kataklyse, Auswalgung und Mylonitisierung häufig zu beobachten sind. Die Metamorphose dürfte sowohl auf die alpinen (mesokretazischen), wie auch auf ältere, vermutlich variszische Bewegungen zurückzuführen sein.

Etwa am Oberlauf des Motru gabelt sich das Autochthon in zwei Aeste, das Cerna-Gebirge im N und eine zweite Antiklinalzone im S. Beide tauchen hier bald unter Mesozoikum unter. Auch das wohl autochthone Mesozoikum ist weitgehend mechanisch beansprucht worden, weshalb die Stratigraphie nur langsam entziffert wurde. Rötlich-grünliche Konglomerate der sedimentären Serie werden als Verrucano angesehen. G. Manolescu gelang es sodann, das Jura-Alter der sog. Schela-Formation (L. Mrazec, G. Murgoci, A. Streckeisen) nachzuweisen, einer Serie schwarzer, quarzitischer Sandsteine und Quarzite, Konglomerate und graphitischer Phyllite mit gelegentlichen Anthrazitlinsen, die Lias in Grestener Fazies darstellen dürften. Ein großer Teil der Kalke hat wohl tithonisches Alter. Das Mesozoikum ist vielfach in engen Mulden im autochthonen Kristallin eingeklemmt, was auf eine Erfassung auch des Kristallins von den alpinen mesokretazischen Faltungen hinweist (s. schon M. Reinhard, 1908). Längs der Deckengrenze zwischen Lotru-Kristallin und der mesozoi-schen Serie häufig auftretende basische Intrusionen (Serpentine usw.) gehören wohl der mesokretazischen Orogenese zu (Ophiolite A. Streckeisen's, 1934).

Der zwischen Baia de Aramă und Eisernem Tor gelegene Teil der Südkarpaten wird als Plateau von Mehedinți bezeichnet. Ueber seinen Bau gehen die Ansichten weiter auseinander als über den bisher behandelten Teil der Südkarpaten. Jedoch besteht insoweit Uebereinstimmung zwischen A. Streckeisen (1934) und A. Codarcea (1940), daß es sich bei der kristallinen Zone von Orşova—Vârciorova—Bahna und der kristallinen Zone vom Eisernen Tor (Gura Văi), welche den Karpatenrand bildet, um getisches (Lotru-) Kristallin handelt. Popescu-Voitesti (1942) glaubt hier eine weitere Decke („Decke des Eisernen Tores“) annehmen zu müssen. Das zwischen dem genannten getischen Kristallin liegende Mesozoikum, bestehend aus Ober-Jura bis Unterkreide (Fazies der Schichten von Comarnic, Sinaia, Azuga) rechnet A. Codarcea zu seiner „Decke von Severin“, während Streckeisen es als autochthon ansieht (Parăngu-Autochthon). Das westlich des Kasanpasses, Orşova—Băile Herculane liegende Gebirge von Almaş mit dem Donau-Durchbruch, mit seinen kristallinen Schiefen, Graniten und Granodioriten, Gabbros und chromitführenden Serpentin und seiner sedimentären Folge von marinem Karbon und kontinental-lagunärem Permokarbon bis Oberkreide bezeichnet Codarcea, von dem eine detaillierte tektonische Untersuchung über das südliche Banat und Plateau von Mehedinți vorliegt, als „Danubisches Autochthon“. Auch Streckeisen sah dieses

Kristallin als autochthon an (Parângu-Kristallin), während Popescu-Voitesti in dem Gebiete westlich Orşova sogar zwei Decken erkennen möchte (Decke Rătezat—Svinița und Decke Cazane—Cerna—Parângu). Die Richtigkeit der einen oder anderen Ansicht kann hier nicht diskutiert werden.

Im Bereich des getischen Kristallins liegt das jungtertiäre Becken von Orşova—Bahna, auf das später noch eingegangen wird, auf dem getischen Kristallin des Karpatenrandes liegen bei Gura Văii rote und weiße, zum Teil brekziöse oberjurassische Kalke, die von wahrscheinlich oberkretazischen Sandsteinen („S. von Gura Văii“) überlagert werden. Weitere kleine Vorkommen von Mesozoikum sind noch nördlich von T. Severin am Karpatenrande bekannt.

### Alttertiär.

Westlich der Dâmbovița-Störung kommt Alttertiär in der Fazies des Deckenflysches nicht mehr vor und jenseits des Olteţ ist sicheres Alttertiär überhaupt unbekannt. Von der Insel wahrscheinlich eozäner Konglomerate bei Săcel abgesehen, hat das Alttertiär vor allem zu beiden Seiten des Alt-Tals nördlich Râmnicu—Vâlcea und Curtea de Argeş größere Verbreitung. Oligozän kennt man dagegen in der Oltenia nicht.

### Eozän.

Die Ablagerungen des Alttertiärs beginnen bei völligem Fehlen des Paläozäns und des Untereozäns in der östlichen Oltenia mit mittlerem Eozän und reichen bis ins Obereozän. In der Oltenia und zwischen Alt und dem Râul Doamnei im Bezirk Muşcel ist das Eozän in fast ausschließlich mergelig-sandig-konglomeratischer (lagunärer) Fazies ausgebildet, jenseits des R. Doamnei in der Gegend von Câmpulung in sandig-kalkiger Fazies (Nummulitenkalk von Albeşti—Muşcel).

Ueber das Eozän dieses Gebietes liegt wenig neuere Literatur vor. In mehreren Arbeiten hat sich nach G. Murgoci besonders Popescu-Voitesti (1909, 1910, 1911) damit näher befaßt, jedoch ist auch seine Gliederung des Alttertiärs nicht mehr zutreffend, ebenso, wie die geologischen Uebersichtskarten zu diesen Arbeiten, an unseren heutigen Kenntnissen gemessen, zahlreiche Fehler enthalten. Nur über das Gebiet des Râul Doamnei in der westlichen Muntenia brachten zwei Arbeiten von M. G. Murgeanu (1941) neue Gesichtspunkte.

Das Eozän ist in der östlichen Oltenia westlich des Alt bei den Orten Bărbăteşti, Olăneşti, Muereasca sehr gut aufgeschlossen. Es reicht bis Călimăneşti hinauf und bildet eine breite Zone von der

Vânturărița angefangen entlang des Südrandes des Kristallins (Cozia-Gneis usw.). Das Eozän wird hier charakterisiert durch eine mächtige basale Serie stark verfestigter Konglomerate mit Sandsteinen, aus der die Heilquellen des Bades Olănești (und Călimănești-Căciulata) stammen, darüber folgen grüngraue, dünnspaltende glimmerig-mergelige Sandsteine und sandige Mergel, die von mehrere 100 m mächtigen konglomeratischen Sandsteinen und Konglomeraten überlagert werden, die dem Obereozän angehören. Ueberlagert wird dieses Eozän von Miozän (Burdigal-Helvet). Ganz ähnlich ist das Profil im Alt-Tal in der Umgebung von Călimănești. In dieser Serie kommen auch kalkige Einlagerungen und Kalksandsteine mit Nummuliten vor. G. Murgoci (1907) bestimmte von Călimănești und Olănești u. a. folgende Formen: *Nummulites boucheri* de la Harpe, *N. tournoueri* de la Harpe, *N. budensis* de Hantken, *N. madaraszi* de Hantken, *Orbitoides papyracea* Boubée, *O. aspera* Gumb., *O. applanata* Gumb., ferner *Operculina cf. ammonica* Leym., *Alveolina cf. Bosci* d'Orb. Nach Popescu-Voitesti (1935) ist in dieser Serie mit Sicherheit das Lutét und Auversien vertreten.

Oestlich des Alt, also außerhalb der Oltenia, hat das Eozän ähnlich große Verbreitung. Von hier hat Popescu-Voitesti (1909, 1910, 1911) eine reichere Fauna bekannt gemacht. Ueber einen Teil dieses Gebietes, das nur kurz gestreift wird, brachten zwei Arbeiten von G. Murgeanu (1941) neue Gesichtspunkte. Nach seinen Untersuchungen beginnt im Gebiet des Doamnei-Tales das getische Eozän mit auf Kristallin transgredierenden Konglomeraten, über denen ein mächtiger Horizont grauer Mergel folgt, der durch den Sandstein von Corbi zweigeteilt wird. Ueber den Mergeln folgen zunächst „Menilitschiefer“ und dann die „unteren Gipse“, welche außer Lagen glaukonitischer Sandsteine auch Zwischenlagen mariner Orthophragminen-Kalke enthalten. Auf Grund dessen werden Menilitschiefer und untere Gipse von Murgeanu noch zum Obereozän (Priabon) gestellt. (Diskordant darüber folgen Burdigalkonglomerate.) Danach würden die Auffassungen anderer Autoren vom oligozänen Alter der zuletzt genannten Schichten hinfällig werden, doch haben ja, worauf Murgeanu hinweist, auch einzelne polnische Geologen für im allgemeinen als Oligozän betrachtete Schichten der galizischen Karpaten eozänes Alter angenommen. Doch wiewohl auch das Oligozän auf paläontologischer Grundlage (Fische!) nicht absolut sicher nachgewiesen ist, so sind andererseits aber auch die Orthophragminen kein absolut ausreichendes Alterskriterium. Die Frage erscheint also noch nicht hinreichend geklärt.



## Die Konglomerate von Săcel (Gorj).

Inmitten des Sarmats liegt bei Săcel im Bezirk Gorj eine Insel von Konglomeraten, deren Alter viel erörtert, aber bis heute nicht eindeutig geklärt worden ist. Die Konglomerate bestehen vorwiegend aus Kristallingeröllen und -blöcken, sind stark zementiert durch ein kalkiges Bindemittel und enthalten einzelne unregelmäßige Sandsteinlagen. Bei O—W-Streichen fallen sie mit 50° nach S ein. Gr. und S. Stefanescu (1894) haben diese Konglomerate zuerst beschrieben, ersterer als Eozän, letzterer zunächst als Sarmat, dann als Torton. G. Murgoci (1907) stellte sie wiederum ins Eozän wegen ihrer Aehnlichkeit mit den Konglomeraten von Olănești—Călimănești sowohl, als auch auf Grund von Nummuliten (u. a. *Nummulites boucheri* de la Harpe, Orbitoiden, Operculinen usw.), die er in dieser Konglomeratserie gefunden hatte. Ebenfalls hat sich Popescu-Voitesti (1910) noch der Ansicht von Murgoci angeschlossen, später (1935) aber die Meinung vertreten, daß es sich um Burdigal handle, mit dem Hinweis darauf, daß die von Murgoci gefundenen Nummuliten usw. aufgearbeitet seien und sich auf sekundärer Lagerstätte befänden. Zuletzt hat nun auch M. Filipescu (1942) diese Ansicht vertreten, indem er die Konglomerate von Săcel wenigstens ins Burdigal, eher aber ins Aquitan stellen möchte. Filipescu leugnet eine Aehnlichkeit der Konglomerate von Săcel mit denen des Eozäns von Olănești, die zweifellos aber gegeben ist, während die von ihm behauptete Analogie mit den Burdigalkonglomeraten der Măgura Slătioarei schon auf den ersten Blick im Gelände nicht zutrifft. Das Vorhandensein von Schwefelwasserstoffquellen und salzigen Quellen, deren Tätigkeit übrigens stark von den Jahreszeiten (Niederschlägen) abhängig und zumindest im Sommer und Herbst sehr gering ist, kann natürlich nicht als ein ausreichender Beweis für stratigraphische Folgerungen angesehen werden. Damit im Zusammenhang berufen sich Popescu-Voitesti und nach ihm Filipescu auf unterirdische Gipsmassen und Salzmassive, für die keinerlei Hinweise — auch geophysikalische nicht — gegeben sind. Auf die tektonischen Folgerungen, die Popescu-Voitesti aus seiner Annahme gezogen hat, wird noch zurückgekommen werden.

Aus den ganzen Lagerungsverhältnissen und der Fazies des die Konglomeratinsel von Săcel umgebenden Torton (?) und Sarmats geht hervor, daß es sich hier um eine riffartige Insel handelte. Da eine petrographische Aehnlichkeit mit den Eozänkonglomeraten bei Olănești durchaus vorhanden ist, kann man sich nach der Nummuliten-

funden von Murgoci dessen Meinung wohl anschließen und die Konglomerate von Săcel als Eozän ansehen.

### Oligozän.

In der Oltenia ist Oligozän (im Gegensatz zu früheren Ansichten) nicht bekannt. Aber auch manches von dem, was in der westlichen Muntenia als Oligozän angesehen wurde, dürfte dem Eozän angehören. Durch Fossilien belegtes Oligozän kennt man in der westlichen Muntenia von Suslănești (Bezirk Mușcel), also noch östlich der Dâmbovița-Störung. Von hier hat M. P a u c a (1931) aus dem etwa 200 m mächtigen, auf roten Eozänmergeln konkordant auflagernden Oligozän eine reiche Fischfauna und eine kleine Flora beschrieben. Eine Untergliederung dieses Oligozäns ließ sich nur nach petrographischen Gesichtspunkten vornehmen. Man unterscheidet zwei Horizonte, die nach P a u c a zunächst nur das Lattorfien und das Rupélien vertreten dürften. Nach P a u c a ist weder an der Unter- noch an der Obergrenze eine Sedimentationslücke vorhanden. Demnach müßte der von P a u c a ins Aquitan gestellte Horizont mit Gipsen, der von Burdigalkonglomerat diskordant überlagert wird, zum Teil oder ganz das Chatt vertreten. Andererseits sei hier auf die oben angeführte Auffassung M u r g e a n u's verwiesen. Ueber das Argeș-Tal nach W hinaus sind Schichten der eben genannten Ausbildung nicht mehr aufgeschlossen.

### Aquitan.

In der westlichen Muntenia, zwischen den Flüssen Argeș und Râul Doamnei, sowie bei Câmpulung liegt unter dem Burdigal bzw. Helvet eine Gipsserie, die aquitanes Alter haben soll. Westlich des Alt, und zwar in der ganzen Oltenia, ist Aquitan bisher sowohl in der Fazies der Cornu-Schichten (Muntenia), als auch in anderer Fazies völlig unbekannt.

R. Hristescu allerdings will (nach freundlicher mündlicher Mitteilung und einem Referat im Institut. Geol. al României [im Druck]) bei Muerească de Jos (Vâlcea) einen Komplex sandiger, glimmeriger, fossilführender Mergel, der von einer mächtigen Sandstein-Konglomeratserie (mit *Pectunculus sp.*) überlagert wird, zum Teil auf Grund von Foraminiferen ins Aquitan stellen. Der Verf. hält indessen, in Uebereinstimmung mit Herrn O. B o l g i u (Kontin. Oel, Ploesti) diese wenigstens 20 m fossilführenden Mergel vorerst für Torton. Es gelang hier leider nur eine kleine, wenig gut erhaltene marine Fauna aufzusammeln, aus der Herr Dr. W. W e n z freundlicherweise folgende Formen bestimmt hat:

*Turricula (Surcula) sp.*

*Turris (Hemipleurotoma) denticula* (Basterot),

*Turritella (T.) sp.* aus der Gruppe der *terebra* Lam. oder *turris* Bast. und eine Cancellariide.

Nach diesem Material allein läßt sich weder auf Aquitan noch auf Torton schließen. Dagegen fand Herr Bolgiu bei einer gemeinsamen Begehung in einem unmittelbar benachbarten Seitentälchen eine Bank mit *Ervilia sp.* Bei Berücksichtigung auch des Vorkommens von *Pectunculus* läßt sich m. E. das tortone Alter der genannten Mergel doch recht wahrscheinlich machen. Die Bestimmung von Aquitan nach Foraminiferen ist im übrigen eine etwas zweifelhafte Angelegenheit, nicht allein, weil diese letzten Endes Faziesfossilien sind, sondern weil auch die Entwicklung der Mikrobiostratigraphie in Rumänien noch nicht so weit gediehen ist, um sichere Schlüsse zu erlauben. Für die Annahme von (?) Aquitan für die Konglomerate von Säcel durch M. G. Filipescu (1942) gibt es, wie oben erwähnt, keinerlei Beweise. Das gleiche gilt auch für seine Annahme von (?) Aquitan für die Basis der Burdigal-Konglomerate der Mägura Slătioarei beiderseits des Cerna-Tals.

### Jungtertiär.

#### Miozän.

#### Burdigal.

Das Miozän beginnt in der östlichen Oltenia mit Konglomeraten des Burdigals, die als Regressions-, lokal als Transgressionsbildungen angesprochen werden müssen (Savische Phase Stille's). Außer am Gebirgsrande von östlich Bărbătești bis zum Alt-Tal, in der westlichen Muntenia in der Umgebung des Argeş-Tales und des Tals des R. Domnăreii usw. sind die überall von Helvet überlagerten Burdigalkonglomerate in der Oltenia nur noch in der Mägura Slătioarei südwestlich Horezu aufgeschlossen. Sie bilden hier einen O—W streichenden, scharf ausgeprägten Rücken. Ausgezeichnet aufgeschlossen sind diese Konglomerate beiderseits der Straße Slătioara-Stroești im Cerna-Tal. Die Konglomerate sind wenig verfestigt und machen deshalb eher den Eindruck eines riesigen Schuttrückens (Abb. 4). Dieser Eindruck wird noch verstärkt durch eine intensive Erosion, die große Schuttmassen liefert und tiefe Runsen eingeschnitten hat. Die Konglomerate sind wenig geschichtet und führen Blöcke bis zu mehr als 1 m<sup>3</sup> Größe. Sie bestehen zu etwa 95% aus Kristallinmaterial (Augengneise, Injektionsgneise, Paragneise, Amphibolite, Granit, Pegmatit usw.), ferner aus jurassischen Kalksteingeröllen und -blöcken. Auf der S-Seite der

Mägura Slătioarei sind im oberen Teil des Burdigals einige rote mergelige Lagen zu beobachten, außerdem auch 10 bis 20 cm oder auch dickere Bänke von grüngrauem, glimmerigem, mürbem Sandstein bis Sand. So weit das Einfallen festgestellt werden kann, beträgt es bei O—W-Streichen 50 bis 60° nach S. Nach der Karte erscheint die Mägura Slătioarei als eine einfache Antiklinale, auf ihren Bau wird noch zurückzukommen sein.

Die Konglomerate von Slătioara wurden von Gr. Stefanescu gleich denen von Săcel als Eozän angesehen. G. Murgoci (1907) stellte die Konglomerate des Westendes der Mägura in das Oligozän, im Süden sollen darüber diskordant Schotter, Konglomerate und Sande mit tonig-mergeligen Lagen folgen, die er offenbar als Miozän ansieht.

Popescu-Voitesti (1910) zitiert Murgoci ohne eigene Stellungnahme, schließt sich deshalb wohl seiner Meinung an. Später (1935) stellt er dann die Konglomerate von Săcel und Mägura Slătioarei in das (Aquitän-) Burdigal. Ihm schließt sich M. G. Filipescu (1942) an. Nach ihm sollen an der Basis des Burdigalkonglomerats auf der rechten Seite der Cerna Kalkmergel mit bituminösen Schichten und gipsführenden Kalklagen vorkommen. Diese, in Verbindung mit einer beobachteten Salz- und Schwefelquelle, sollen auf eine Gipsmasse hinweisen. Offenbar sind hier die unmittelbar vor dem Nordrand der Mägura Slătioarei am rechten Cerna-Ufer gelegenen Schichten gemeint, welche nach meiner Ansicht helvetischen Alters sind.

### Helvet.

Auf der Südseite der Mägura Slătioarei ist in einem rechten Seitentälchen der Cerna die konkordante Ueberlagerung des Burdigals durch dunkelgraue, schiefrige Mergel, dann dunkelgraue bis dunkelgrüngraue, glimmerführende, mergelige Sande zu beobachten, die in sandigen Mergel von einigen Metern Mächtigkeit übergehen, über denen ein hellweißlichgrauer Tuffit folgt. Mit diesen Schichten beginnt das Helvet. Die, wie eben erwähnt, von der N-Seite der Mägura durch Filipescu beschriebenen mergelig-kalkigen Schichten gehören ebenfalls ins Helvet. Sie enthalten Radiolarien, Pflanzenreste und Fischreste sowie bituminöse, flagellatenreiche Schichten und gipsführende Kalke, welche auf eine Gipsmasse hindeuten sollen. Sie liegen nicht an der Basis des Burdigals, sondern sind von den Konglomeraten durch einen ganz klar zu erkennenden Bruch getrennt (Abb. 5). Die Schichten selbst sind leider durch Rutschungen stark gestört. Verf. fand hier sandige, glimmerige, graue, zuweilen auch rotbräunliche Mergel, hell-

graue, plattige Mergel mit Ostracoden, außerdem hellgrauen Mergelkalk und glimmerigen Kalksandstein mit Pflanzenresten. Diese Schichten entsprechen weitgehend jenen, aus denen I. Z. Barbu (1942) von der Südseite der Mägura einige Pflanzenreste beschrieben hat, ohne allerdings auf das helvetische, wohl aber miozäne Alter hinzuweisen. Er bestimmte folgende Formen, die zum Teil auf wärmeres Klima schließen lassen: *Cystoseira Partschii* Sternb., *Pinus* sp., *Pseudotsuga* sp. (aff. *P. Douglasii* Carr.), *Betula dryadum* Brongn., *Carpinus* sp. (aff. *C. orientalis* Mill.), *Fagus* aff. *ferruginea* Ait., *Castanea palaeovesca* Paol., *Planera* (*Zelkova*) *Ungeri* Kov., *Ulmus Braunii* Heer, *Tilia* sp., *Acer* sp., *Ficus multinervis* Heer. *Persea Braunii* Heer, *Sapindus falcofolius* Al. Br., *Cinnamomum Scheuchzeri* Heer.

Die in der Muntenia vorgenommene Gliederung des Helvets in „rote“ und „graue Salzformation“ läßt sich auf die Oltenia nicht schematisch übertragen, wenn auch gelegentlich an der Basis des Helvets rötliche Schichten vorkommen. Charakteristisch für das Helvet sind Gips- und Salzlagen. Gut entwickelt ist das Helvet, und zwar vornehmlich sein oberer Teil, in der Umgebung von Băile Govora, wo es den Kern einer vielfach gestörten großen Antiklinale bildet. Es sind hier (z. B. am D. Baba Floarea südl. Govora gut aufgeschlossen, oder in Govora-Bad) gelbgraue bis hellgraue, ± feine Sande, reich an oft großen Muskowitblättchen, mit Lagen meist olivgrauer feinkörniger Mergel und dünnplattiger, glimmeriger mergeliger Sandsteinlagen mit Pflanzenresten. Lagen tuffitischen Materials sind darin ebenfalls zu beobachten. Offenbar kommen auch Diatomite im Helvet vor, z. B. bei Păuşeşti im Otăsău-Tal. Ganz entsprechend ist auch das Helvet in der Umgebung von Bărbăteşti entwickelt. Die Verbreitung des Helvets reicht über die Mägura Slătioarei nicht mehr weit nach W hinaus. Noch östlich des Olteţ-Tals taucht das Helvet, vielleicht an einer Störung, unter Sarmat unter. In der ganzen übrigen Oltenia ist kein Helvet mehr bekannt. Es ist dort entweder der Erosion zum Opfer gefallen, von jüngeren Schichten bedeckt, oder aber nicht mehr abgelagert worden.

#### Der Bereich der Dazittuffe und Globigerinen-Mergel.

Die obere Grenze der bisher beschriebenen helvetischen Schichten ist durch einzelne Tufflagen und mächtige, weiße Dazittuffe bzw. Tuffite gekennzeichnet, die bis über 35 m Mächtigkeit erreichen.

In diesem Niveau kommen auch Mergel mit Globigerinen (ferner Orbulinen, Uvigerinen, Glandulinen usw.) und Ostracoden vor, wie z. B. auf der N-Seite der Antiklinale von Govora (NO-Fuß des D. Malul

Corbului oder westl. Serbănești im Otăsău-Tale), die an der Basis des mächtigen Dazituffes liegen. Es sind grüngraue bis blaugraue, verwittert olivfarbene Mergel mit etwas Glimmer, wenig sandig, aber mit einzelnen dünnen Feinsandlagen, die mit Tuffbänken von 5 bis 60 cm (auch mehr) Mächtigkeit wechseln. Diese Schichtenfolge, die auch bei Ocnele Mari und nördlich Râmnicul Vâlcea (Cetățuia) vorhanden ist, wurde bisher bereits ins (untere) Torton gestellt. So fand Murgoci (1907) z. B. bei Titireciu unter dem Tuff *Venus sp.*, *Ervilia sp.* und *Pirenella cf. picta* und schloß daraus auf ein tortones Alter der Tuffe. Abgesehen aber davon, daß die genannten Fossilien keine Leitformen darstellen, veranlaßt mich die Tatsache, daß zwischen dem Helvet und dem Tuffhorizont keine Schichtlücke, sondern ein kontinuierlicher Uebergang besteht, den Bereich der Tuffe und Globigerinen-Mergel noch in das Helvet zu stellen. Das Torton, welches dann mit der marinen Transgression beginnt, wird im Gelände niemals den Tuffhorizont direkt überlagernd beobachtet.

Ob diesem Bereich der Tuffe die Globigerinen-Mergel von Gura Văii (Mehed.), die schon L. Mrazec (1910) ebenfalls als Torton beschrieben hat, altersgleich sind, läßt sich nicht entscheiden, ist aber möglich. Außer einigen kleineren Vorkommen in der Umgebung von Gura Văii, die Mrazec nennt, sind diese Mergel durch einen Steinbruch der Zementfabrik von Gura Văii im Valea Cărabășița gut aufgeschlossen. Die hellgrauen Mergel liegen hier auf südfallendem Kristallin mit flachem N- bzw. S-Fallen oder auch horizontal auf, sind aber durch wenigstens eine Verwerfung gestört. Außer einer sehr reichen Mikrofauna, vor allem Globigerinen, kann man, wenn auch selten, andere Fossilbruchstücke erkennen. Mrazec führte von dort neben Serpeln und einem Zahn von *Carcharodon*, *Ostrea (Pyenodonta) cochlear* Poli an, die kaum eine Leitform sein dürfte.

#### Das marine Torton.

Es beginnt mit einer marinen Transgression. Es kommt nur am Gebirgsrande und im Kern des Antiklinalzuges von Săcel—Ciocadia vor. Im Westen der Oltenia liegen am Karpatenrande, zwischen Gura Văii und Turnu Severin sehr gut aufgeschlossen, über dem karpatischen Mesozoikum bzw. Kristallin oder fossilführendem Torton mächtige, fossilere Konglomerate, die westlich Schela Cladovei in Schotter mit zum Teil bis kinderkopfgroßen Geröllen (fast nur Kristallin) übergehen. Ein großer Teil dieses Komplexes dürfte dem Torton entsprechen. Der höhere Teil, in dem nach Murgoci (1907) Mactren gefunden wurden, ist sarmatisch.

Vom Gebirgsrand der mittleren und östlichen Oltenia wurde Torton von mehreren Autoren beschrieben: K. Redlich (1899), S. Stefanescu (1897), G. Murgoci (1907), I. Popescu-Voitesti (1934). Auch M. Filipescu (1942) bringt einige allgemeine Angaben. Als Torton werden hier besonders Konglomerate, Sandsteine, organogene Kalke (sie werden von den früheren Autoren stets als „Leithakalk“ bezeichnet) angesehen, die sich längs des Gebirgsrandes, meist als isolierte Vorkommen, vom Olteţ-Tal über Baia de Fier—Cernădia, Novaci—Radoşi, Crasna—Drăgoeşti bis ans Jiu-Tal und westlich davon von Schela—Vălari—Dobriţa—Runcu bis westlich Tismana hinziehen sollen. Ich selbst konnte dieses Torton an zahlreichen Stellen nicht auffinden. Das tortone Alter wurde in der Mehrzahl der Fälle aus dem Vorkommen von Kalken mit Lithothamnien usw. und mit Serpeln erschlossen, die dem tortonen Leitha-Kalk parallelisiert wurden. Da die Lithothamnien Faziesfossilien sind, können sie höchstens noch im Grenzbereich Torton-Sarmat vorkommen, so daß also für diese Kalke mit *Lithothamnium* nur tortones Alter in Frage kommt. Andererseits scheint es, daß sie vielfach, allerdings aufgearbeitet, auch im Sarmat vorkommen. Aus den Ausführungen von Murgoci (1907) geht hervor, daß auch er die Möglichkeit durchaus mehrfach offen gelassen hat, daß es sich bei einem Teil dieser Schichten um Sarmat handeln könne. In anderen Fällen, wie bei Romanii de sus, Racoviţa (Cerna) z. B., wurden auch Tortonfossilien gefunden, so daß man von sicherem Torton sprechen kann. Murgoci (1907) nennt von hier: *Vermetus intortus* L. (*Petalocochus intortus* [Lam.]), *Trochus cf. patulus* Broc. (*Diloma [Oxystele] patula* [Brocchi]), *Pecten* sp., *Pholas* sp., *Nucula nucleus* Linné, *Chama* sp., *Murex cf. Schöni* Hoern. (*Ocenebrina schönni* [M. Hoern.]), *Lithothamnium ramosissimum* usw. Auch bei Romanii de sus, wo Murgoci keine Fossilien finden konnte, wohl aber an der Basis der mächtigen Sarmatkonglomerate eine Bank blauen Mergels mit (vermutlich tortonen [Verf.] Foraminiferen, konnte ich Gerölle von fossilführendem Lithothamnien-Kalk finden, die sicher nichtsarmatische Formen (schlecht erhalten) enthielten. Die Basis des Tortons dürften hier zirka 50 m mächtige Konglomerate bilden, über denen Mergel und glimmerige Sande folgen, die von Sanden und Sandsteinen mit Konglomeraten überlagert werden. Bei Crasna, wie auch an anderen Orten, konnte ich das von dort angegebene Torton nicht finden. Hier greifen über Susiţa-Granit und „Schela-Formation“ mit flachem S-Fallen Konglomerate, zum Teil mit großen Blöcken, und Sandsteine (oft mit kugeligen Konkretionen) mit Fossilresten. Auf Grund des Vorkommens von *Mastra* sp. gehören

sie ins Sarmat. Ähnlich dürfte es sich auch mit einigen Vorkommen westlich des Jiu-Tals verhalten, für die ein tortones Alter nur vermutet worden ist. Nur von Ilovăț (Coșuștea) hat S. Stefanescu *Ostrea (Pycnodonta) cochlear* Poli zitiert.

Außer am Rande der Karpaten wird Torton von allen Autoren aus dem Kern der Antiklinalzone Säcel—Ciocădia—Bircii angeführt.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß, wie schon Murgoci erkannt hat, die Konglomerate von Säcel im oberen Miozän ein Riff gebildet haben, dessen Oberfläche infolge Abrasion und Erosion ziemlich uneben war, und das heute von sarmatischen Ablagerungen ummantelt wird, die sehr flach nach N bzw. S einfallen. In einem Tälchen nordöstlich des Bades Säcel sieht man zunächst über dem „Konglomerat von Säcel“ Kalkkonglomerate mit Kristallingeröllen liegen, die ein Umarbeitungsprodukt des Liegenden sind. Diese Konglomerate gehen in unregelmäßig scharfkantig brechende Kalke über, die sicher als Riffkalke zu deuten sind und in denen Lithothamniien und Serpeln gefunden worden sein sollen. Diese Kalke sind hier im Durchschnitt nur 2 bis 3 m mächtig, sie sind kein durchgehender Horizont, sondern eher unregelmäßige, linsenförmige Bildungen. Diese Kalke wurden bisher stets als Torton aufgefaßt. Fossilien sind hier sehr selten und nicht unbedingt typisch für Torton. Darüber folgen blaugraue Mergel mit Feinsandlagen usw., die m. E. bereits in das Sarmat (Volhyn) gehören. Auf der S-Seite der Klippe im Bachbett der Blahnița ist die zum Teil taschenförmige Auflagerung des Kalkkonglomerats auf der alten Oberfläche ebenfalls gut zu sehen, die Kalke fehlen hier, und es liegen unmittelbar über dem Konglomerat mit sehr flachem S-Fallen schichtige Mergel mit Sandsteinbänken, die u. a. *Ervilia* sp. führen und ebenfalls ins (Buglow?) Sarmat zu stellen sind. Die Konglomerate und Kalke ziehen sich nach Murgoci noch etwas gegen Măghirești im W, vor allem aber gegen O bis Bircii—Ciocădia, wo Popescu-Voitesti (1934) Sandsteine (zum Teil konglomeratisch), sandige Mergel, Kalkmergel und organogene Kalke mit Lithothamniien und Serpeln als Torton ansieht. Ich selbst habe Lithothamniien bei Säcel und Ciocădia nicht gefunden, wohl aber gibt es bei Bircii Serpelkalke. Die denen von Säcel entsprechenden basalen Kalke sind bei Ciocădia von meist blaugrauer Farbe. Es ist wahrscheinlich, daß zumindest ein Teil dieser von Popescu-Voitesti genannten Schichten ins Sarmat gehört.

Schon Murgoci hatte nur für die Kalkkonglomerate und die Kalke tortones Alter angenommen und dies sogar noch als unsicher, zumindest für Ciocădia, hingestellt. M. Filipescu (1942) hält die Riffbildungen, obgleich es infolge nicht genügend genauer Beschrei-



bung nicht sicher zu ersehen ist, ob auch die Basiskonglomerate einbegriffen sind, für Sarmat oder vielleicht Buglow, da er in gewissen Abarten des kompakten Kalkes *Ervilia* sp. fand.

Bereits oben wurde darauf hingewiesen, daß die Lithothamnien ausgesprochen Faziesfossilien sind, die also nur bis zur Grenze Torton—Sarmat (Bereich des „Buglow“) vorkommen können.

Andernfalls aber kann unter Torton nur Basiskonglomerat und Kalk verstanden werden, deren Mächtigkeit zusammen nur wenige Meter beträgt. Die darüber folgenden sandigen Mergel von sehr geringer Mächtigkeit mit *Ervilia trigonula* gehören bereits ins „Buglow“-Untersarmat.

### Das „Buglow“.

Entsprechend der Arbeit von W. Laskarew (1903) versteht man unter „Buglow“ Uebergangsschichten vom Torton zum Sarmat, die durch eine bestimmte Fauna charakterisiert sein sollen, im übrigen aber auch ein Faziesbegriff sind, und zwar für den Uebergang von einer marinen Fazies (Torton) zu einer brackischen (Sarmat). In der Muntenia werden darunter die Schichten verstanden, die zwischen dem marinen Torton und dem Kalksandsteine führenden Untersarmat liegen. Charakteristisch für dieses Buglow soll vor allem *Ervilia trigonula* Sokol. sein. In der Muntenia sind diese Schichten verschieden, und zwar als fast reine Mergel (z. B. Scăioşi) oder als Wechsel von Mergel und feinkörnigen Sanden (oder mürben kalkigen Sandsteinen) (z. B. Coadă Malului) ausgebildet, stellenweise führen sie auch Gipse (z. T. mit einer relativ reichen Fauna), wie z. B. Vulcăneşti, Salcia, Gornetu Ciuib. Die häufigsten Fossilien in diesen Schichten sind: *Ervilia trigonula* Sokol., *Mohrensternia inflata* Eichw. und *M. angulata* Eichw. Diese drei Formen reichen jedoch auch ins Untersarmat hinein. Bei der Ueberprüfung sämtlicher bisher im sog. Buglow gefundenen Formen ergibt sich außerdem, daß darunter, soweit man bisher weiß, sehr wenige Formen sind, die sich nicht auch im Untersarmat finden. Es ergibt sich daraus, daß das Buglow mit größerer Berechtigung zum Sarmat als zum Torton gezogen werden muß, obgleich die Mikrofauna noch mehr Verwandtschaft mit dem Torton haben soll. Neuerdings wird von manchen Geologen in Rumänien gern das Vorkommen bzw. Verschwinden der (?) Pteropode *Spirialis* sp. als Hauptkriterium für das Buglow angesehen und dabei auch auf die russische Literatur Bezug genommen. Es mag zutreffen, daß *Spirialis* sp., welche bereits im Torton (und auch früher!) Südrumäniens vorkommt, im oberen Teil des sog. Buglows verschwindet, doch geht es nicht an, auf plank-

tonischen Faziesfossilien stratigraphische Schlüsse aufzubauen, sondern es muß stets die gesamte Fossilgemeinschaft berücksichtigt werden. M. E. reichen die bisherigen Kenntnisse nicht voll aus, um eine genaue Definition und Abgrenzung (vor allem nach oben) des Buglows in Süd-rumänien zu geben. Fauna und Fazies des „Buglow“ sprechen für einen allmählichen Uebergang ins Volhyn, ob und wo die Grenzen gezogen werden, ist aber Sache der Auffassung; m. E. könnte auf eine Ausscheidung von Buglow sogar verzichtet werden.

Auch in der Oltenia hat schon Murgoci (1907) in seiner Arbeit Buglowka-Schichten ausgeschieden. Diese seien in mergeliger, sehr feinschichtiger Fazies entwickelt mit Lagen mürber Sandsteine oder Sande mit Pyritknoten und seien in dem ganzen Gebiet der sub-karpatischen Depression verbreitet bis zur Linie Slătioara—Săcel. An vielen Stellen hat Murgoci in diesen Schichten unbestimmbare Reste von Congerien und Ervilien gefunden, im Tal der Cernădia zwischen Piție und Cernădia *Ervilia trigonula* Sokol., *Congerina cf. sandbergeri* Andr., *Trochus sp.*, *Hydrobia sp.*, bei Titireciu *Ervilia pusilla* Phil. und *Ervilia trigonula* Sokol., südöstlich Dobriceni *Abra (A.) apelina* (Renieri). Alle diese Schichten kann man nach der Fauna als Untersarmat (Volhyn) ansehen und auf eine Ausscheidung von Buglow verzichten.

#### Das Sarmat.

Es läßt sich, wenn auch nicht durchgehend, so doch in großen Gebieten, in Unter- und Mittelsarmat gliedern. Murgoci hat als erster auch Obersarmat ausgeschieden und dafür leitende Formen angeführt.

Untersarmat (Volhyn). Ueber dem Basiskonglomerat von Săcel folgen auf der Südflanke mit sehr flachem Südfallen schichtige Mergel mit mürben Sandsteinbänken und mergeligen Sanden. Die Mergel gehen über in „shales“, die in trockenem Zustand etwas biegsam und gelegentlich bituminös sind. Diese Schichten sind bis südlich des Dorfrandes zu verfolgen, in ihnen kommen an der Basis einzelne Ervilien (*E. trigonula* Sokol.), höher Lagen mit anderen Fossilresten (*Pirenella sp.*, *Mactra sp.*, *Ervilia sp.* vor, auch Pflanzenreste sind nicht selten. Weiter gegen S fehlen Aufschlüsse, hier wird das Sarmat von Mäot überlagert. Auch auf der N-Flanke des Riffs von Săcel folgen über den (?) tortonen Kalken blaugraue, ziemlich dünngeschichtete Mergel mit Feinsandlagen und Lagen von plattigem Mergelkalk, der feine weiße Lagen von Tuff (?) enthält. Hierin sind Pflanzenreste recht häufig, und mitunter sind auch Rippelmarken zu beobachten. Diese Serie läßt sich längs der Blahnița ein ganzes Stück gegen N zu ver-

folgen. In den Plattenkalken sind außer Blattresten nicht selten fossile Insekten zu finden. I. Z. Barbu (1939) nennt auch Fischreste. Barbu hat folgende Insekten aus dem Sarmat von Säcel bestimmt: *Aeschna polydora* Heer, *Libellula* sp., Odonaten-Larven, *Chrysopa* sp., *Cinaria* (*Lachnus*) sp., *Camponotus* sp. (ex. aff. *C. sylvaticus* Ol.), *Myrmica tertiaria* Heer, *Limnobia* sp. Zusammen mit der Flora von Säcel läßt sich daraus auf ein warmes Klima schließen. Marion und Laurent (1895) haben folgende Formen von Säcel bestimmt: *Quercus stefanescui*, *Fagus horida*, *Sapindus brandzai*, *Thypha* sp., *Glyptostrobus europaeus*, *Pinus* sp., *Laurus braunii*, *Ficus iynx*, *Podogonium latifolium*, *Buxus sempervirens*, *Carpinus orientalis*, *Betula dryadum* und *Hedera* sp. Nach F. Pax (1920, siehe S. Athanasiu, 1927) sind hievon aber die meisten Formen problematisch.

Die bisher beschriebenen, Ablagerungen eines landnahen Bildungsraumes (Riff!) darstellenden Schichten gehören in das Untersarmat, welches weiter nördlich bei Surupați von Mittelsarmat überlagert wird.

Murgoci führt noch weitere Orte an, an denen Untersarmat vertreten ist. Bei Căzănești in der östlichen Oltenia fand er unmittelbar über Salzformation Sande und Kiese mit folgender Fauna\*): *Pirenella rubiginosa* Eichw., *Pirenella mitralis* Eichw., *Dorsanum* (*D.*) *duplicatum* (Sow.), *Gibbula* (*Colliculus*) cf. *quadristriata* (Dubois de Montp.), *Ocinebrina sublavatus* (Bast.), *Limnocardium obsoletum* Eichw. var. *vindobonense* (Partsch), *Irus gregarius* Partsch, *Ervilia podolica* Eichw. u. a. Eine ähnliche Fauna nennt er von Grădinăria am Alt-Ufer nahe Râm. Vâlcea. Untersarmat ist ferner an zahlreichen anderen Orten vertreten. Die Mergel an der Basis des Mittelsarmats von Buleta bei Mân. Govora dürften dem Untersarmat angehören, es ist ferner u. a. vorhanden in Form von Sandsteinen, Mergeln oder Oolithen bei Păușești-Pietrari, Tomșani, Otășani, Măghirești, Radoși, Schela, Dobrița. Die Faunenliste nennt von diesen Orten u. a. noch: *Mactra fragilis* Lask., *Brachyodontes marginatus* (Orb.), *Modiolus volhynicus* Eichw., *Ervilia podolica* Eichw., *Pirenella disjuncta* Sow., *Melanopsis impressa* Kraus, *Limnocardium plicatum* (Eichw.), *Limnocardium lithopodolicum* Dub.

Mittelsarmat (Bessarab). Die Mergel, Sande und „shales“ des Untersarmats bei Säcel werden bei Surupați von Sanden und Sandsteinen mit einzelnen Mergellagen und mit Konglomeratlagen überlagert. Die Sande führen sehr zahlreich kugelige Konkretionen, die

\*) Bei den Fossilnamen wird die jetzt gebräuchliche Artenbenennung berücksichtigt, die ich zum Teil Herrn Dr. W. Wenz verdanke.

meist weit über kopfgroß sind. Neben Schalenresten sind hier Steinkerne von *Maetra sp.* recht häufig. Das N-fallende Sarmat verschwindet dann unter jüngeren Ablagerungen und taucht am Gebirgsrande bei Crasna wieder auf. Hier aber sind neben Sandsteinen mit kugeligen Konkretionen vor allem Konglomerate stärker entwickelt, die fast ausschließlich aus Kristallingeröllen von oft beträchtlichem Durchmesser bestehen. Diese Serie, der Gegenflügel der Mulde, enthält ebenfalls Reste von *Maetra sp.* und *Pirenella sp.* Aehnlich liegen am westlichen Oltet-Ufer gegenüber Mân. Polovragi auf dem in der Nähe der Deckengrenze stark geschieferten und zum Teil ausgewalzten Tithonkalk Konglomerate mit zum Teil sehr großen Blöcken, von denen zirka 50 m aufgeschlossen sind. Sie enthalten etwa in der Mitte des aufgeschlossenen Profiltails ein zirka 5 bis 10 m mächtiges grüngraues Konglomerat mit mergeliger Grundmasse (Abb. 6). Auf der anderen Seite des Tals sind die groben Konglomerate (krist. Schiefer, Granit, Kalke) in einem etwas höheren Niveau ebenfalls aufgeschlossen. Darüber folgen, flach südfallend, Sande und zum Teil konkretionäre Sandsteine. Das Profil wird von der sehr schön ausgeprägten Terrasse des Oltet, der hier in einer Klamm die Kalke des Karpatenrandes durchbricht, abgeschnitten. Sehr schöne Aufschlüsse im Mittelsarmat sind ferner auf der W-Seite des Otăsău-Tales bei Bărbătești vorhanden; hier handelt es sich fast ausschließlich um Sande und Sandsteine. Noch weiter nach Osten zu ist das Mittelsarmat bei Stoenești aufgeschlossen, wo die Mächtigkeit dieser Serie sicher weit über 100 m beträgt. Hier sind es gelbgraue bis graubraune Sande mit sehr viel Glimmer — wie überhaupt alle sandigen Sedimente bis ins Pliozän sehr glimmerreich sind (Karpatenkristallin!) — mit wenig verfestigten Konglomeratlagen oder Bänken von mehr als 2 m Mächtigkeit und zuweilen über kopfgroßen Geröllen. Einzelne Lagen im Sand sind mergelig, andere konkretionär verfestigt. Die Fossilführung ist sehr schwach, nur einzelne kleine Stücke von *Maetra sp.* und *Pirenella sp.* wurden gefunden.

Der untere Teil des Mittelsarmats ist hier bei Stoenești, wie weiter südlich um die Helvetantiklinale von Govora in kalkiger Fazies entwickelt. Am besten ist diese Ausbildung zwischen Buleta und Govora-Dorf zu studieren. Zuunterst liegen hier Sande, zumeist konkretionär verfestigte Sandsteine und Konglomerate bzw. Schotterlagen mit bis faustgroßen Geröllen. Diese Konglomerate bilden bis über 1 m mächtige Lagen und bestehen meist aus Quarzgeröllen, selten anderem Material, die durch kalkiges Bindemittel verkittet sind und sich mit Kalkpartien verzahnen. In diesem unteren Teil findet man nur Fossilbruchstücke. Darüber folgen Kalksandsteine und wenig verfestigte

Sande mit einzelnen ziemlich gut erhaltenen Mactren, aber auch Lumachellen. Darüber liegen konglomeratische Kalke mit *Mactra fabreana* d'Orb. Zum Teil sind die Kalke oolithisch ausgebildet. Die Gesamtmächtigkeit beträgt wahrscheinlich mehr als 50 m. Am D. Petria und D. Forigi hebt sich der Mactra-Kalk deutlich als Stufe ab und wird hier von Pliozän transgressiv und diskordant überlagert.

Die kalkige Fazies des Mittelsarmats soll auch westlich des Jiu-Tals am Gebirgsrande noch stellenweise vertreten sein und dort von Mäot überlagert werden, doch hat Verf. diese Vorkommen selbst nicht gesehen.

Aus der Fauna des Mittelsarmats seien noch genannt: *Mactra fragilis* Lask., *Brachyodontes marginatus* (Orbigny), *Abra (A.) reflexa* (Eichw.), *Möhrensternia inflata* Andr., *Limnocardium protractum* (Eichw.), *Limnocardium lithopodolicum* (Eichw.), *Serpula* sp., *Pirenella mitralis* (Eichw.). Auch im Mittelsarmat sind Pflanzenreste nicht selten, Filipescu (1942) führt auch Reste von Cetaceen an, die wahrscheinlich u. a. die Ursache von gelegentlichen Phosphatbildungen gewesen sind.

Obersarmat (Cherson). Nach G. Murgoci (1907) ist an einigen Orten (Buleta, Tomşani usw.) durch Sande, Sandsteine und Mergel das Obersarmat vertreten. Von Buleta führt er hierfür u. a. an: *Mactra caspia* Eichw., *Mactra bulgarica* Toulou, *Pirenella disjuncta* Sinz. und *Dosinia exoleta* Andr. Auch M. Filipescu (1942) sieht einen mergeligen oberen Horizont der sarmatischen Folge (ohne Ortsangaben!) mit schichtigen Mergeln und Sandlagen, plastischen Mergeln und Tonen mit Ostracoden usw., die einen graduellen Uebergang zum Mäot darstellen, als oberes Sarmat an.

Nachdem das Mittelsarmat gegenüber dem Untersarmat deutlich transgressiv ist, stellt das Obersarmat wiederum eine regressive Phase dar. Die Uebergangsschichten des Sarmats zum Mäot südlich des Antiklinalbereichs Säcel—Măgura Slătioarei—Govora (z. B. bei Serbăneşti und weiter gegen W zu) sind wohl Obersarmat. Der Uebergang ist hier so allmählich, daß sich hier eine saubere Trennung zwischen Sarmat und Mäot nicht immer durchführen läßt.

### Pliozen.

Die weitaus größte Verbreitung, vom Quartär abgesehen, haben in der Oftenia die Ablagerungen des Pliozens, welches vollständig entwickelt ist und eine eingehende Bearbeitung durch I. P. Ionescu-Argetoaia (1918) erfahren hat. Weitere Bearbeiter wurden bereits oben genannt, so E. A. Bielz (1849), Gr. Cobalcescu (1883),

Foetterle (1870), G. Murgoci (1907), Porumbaru (1881), S. Stefanescu (1882—83), Tournouer (1879) und andere, in neuerer Zeit I. Popescu-Voitesti (1934), W. Wenz (1942), M. Filipescu (1942) und S. Gillet (1943). Die Mehrzahl dieser Arbeiten befaßt sich vornehmlich mit paläontologischen Fragen, wovon das Levantin der Umgebung von Craiova einen breiteren Raum einnimmt.

### Mäot.

Das Mäot streicht nur im Norden der Oltenia an der Oberfläche aus, und zwar in der Hauptsache zwischen Jiu und Alt, d. h. noch vor Erreichen des Alt-Tals verschwindet es unter dazischen Ablagerungen. Im Westteil der Oltenia liegen nur noch einzelne kleinere Flecken von Mäot. Das Mäot überlagert im Bereiche der subkarpatischen Depression auf weite Strecken das Sarmat und begleitet die Südflanke der antiklinalen Strukturen Govora—Mägura Slătioarei, Bumbeşti—Pitic—Ciocadia—Säcel, um deren tauchendes Westende es sich beiderseits des Jiu-Tals mit dem Mäot der subkarpatischen Depression vereinigt.

Im Gegensatz zur Muntenia läßt sich eine Gliederung des Mäots in Dosinien-Abteilung und Moldav in der Oltenia nicht durchführen, da ein ausgesprochenes Nebeneinander verschiedener Fazies besteht, die sich auch miteinander verzahnen können. So sind sowohl eine normalbrackische Fazies mit *Dosinia maeolica*, *Modiolus incrassatus minor* und *Pircnella caspia*, wie Süßwasserablagerungen mit *Unio subatavus*, Lymnaeen und Planorben, sehr schwach bis schwach brackische Bildungen mit *Theodoxus (Ca'v.) stefanescui*, *Congeria panticapaea*, *Congeria novorossica*, Hydrobien usw. und schließlich *Helix*-Schichten vertreten.

In der Gesteinsausbildung bestehen gewisse regionale Unterschiede. Im allgemeinen bestehen die Ablagerungen des Mäots aus Mergeln, Kalksandsteinen, oolithischen Sandsteinen und Sanden. Letztere sind besonders in der östlichen Oltenia stärker vertreten, erstere in der westlichen Oltenia. Auch die Fossilführung schwankt stark.

Im Westen tritt das Mäot, wie erwähnt, nur in kleineren Vorkommen auf, es besteht dort aus sandigen Mergeln mit Sandlagen, u. a. mit *Psilunio (Ps.) subrecurvus* (Teisseyre), *Congeria novorossica* Sinz., *Theodoxus (C.) stefanescui* (Font.) und Hydrobien; auch *Dosinia* wird von dort genannt. Oestlich des Jiu ist das Mäot vorwiegend mergelig ausgebildet, enthält aber auch bituminöse blättrige Lagen, Sande und teilweise konkretionäre Sandsteine, besonders im oberen Teil. Mit den bituminösen Lagen hängen vermutlich die Oel Spuren von Glodeni, Voiteşti usw. zusammen. Die Mergel des unter-

ren Teils sind meist bis auf zahlreiche Ostracoden fast fossilfrei. Diese Schichten sind z. B. bei Măghirești gut aufgeschlossen, wo sie auf das Sarmat folgen. Sonst findet man in diesem Gebiete noch: *Psilunio (Ps.) subrecurvus* (Teiss.), *Theodoxus (C.) stefanescui* (Font.), Hydrobien usw. Ein Teil des Mäots ist wohl früher zum Pont gerechnet worden. Auch die Fische, die M. Pauca (1935) aus dem Pont bei Târgu Jiu beschrieben hat, gehören nach Filipescu (1942) ins Mäot. Allerdings hat Pauca nur *Morone (Labrax) sp.* von hier bestimmt, während die von Filipescu ebenfalls dort genannten Vertreter der Gattungen *Alosa* und *Gadus* von unbestimmtem Fundort stammen. Oestlich des Gilort-Tals und im Bezirk Vâlcea besteht das Mäot aus sandigen Mergeln, Sandsteinen und oolithischen Sandsteinen, sowie Sanden, die mitunter sogar in Geröllagen (Gerölle bis zur Größe eines Hühnereies!) übergehen können (Otăsău-Tal). Hierunter sind auch Schichten mit *Dosinia maeotica* Andr. einerseits, solche mit *Helix* und *Planorbis* anderseits. Lokal, z. B. am Otăsău-Tal, sind die Schichten reich an Theodoxen. Außerdem findet man u. a. *Unio subatavus* Teiss., *Congeria novorossica* Sinz., *Congeria panticapaea panticapaea* Andr., Hydrobien, Ostracoden usw. Die Gesamtmächtigkeit des Mäots gibt Ionescu-Argetoia mit 200 bis 250 m an, doch dürfte lokal die Mächtigkeit bis doppelt so groß werden.

### Pont.

Pontische Ablagerungen erscheinen infolge einer schwachen Regression nur am Gebirgsrande der westlichen Oltenia und auf der Südflanke der Antiklinalstrukturen der mittleren Oltenia. Das Pont ähnelt in seiner Ausbildung sehr dem der Muntenia, wie dort bilden auch hier den unteren Teil des Ponts Mergel mit *Paradaena abichi* (R. Hoern.), *Valenciennius annulatus* Rouss., *Congeria zagrabiensis* (Brus.), etwas höher folgt auch *Congeria rhomboidea* M. Hörnes. Nach oben zu werden die Schichten dann zunehmend sandiger und führen u. a. folgende Fossilien, die dem mittleren und oberen Pont entsprechen: *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dreissena rimestiensis* (Font.), *Limnocardium subsquamulosum* Andr., *Dreissenomya aperta* (Desh.), *Caladacna steindachneri* (Brus.), *Didacna subcarinata* (Desh.), *Phyllicardium planum planum* (Desh.), *Viviparus achatinoides* (Desh.), *Viviparus neumayri neumayri* (Brus.), *Prosodacna (Stylo-dacna) heberti* (Cob.). S. Gillet (1943) hat außerdem in einer soeben erschienenen Arbeit über die Limnocardien der „Congerien-Schichten“ Rumäniens zahlreiche weitere Formen aus dem Pont und Daz der Oltenia angegeben. Abgesehen davon, daß die stratigraphische

Gliederung des Pliozäns durch Gillet entschieden abgelehnt werden muß, ist vielfach auch eine etwas unkritische Behandlung des Stoffes aufgefallen. Vor allem scheinen mir pontische und dazische Formen nicht immer klar getrennt zu sein. Da ich jedoch bisher eigene, genügend umfangreiche Aufsammlungen in diesem Gebiete (Ilovăt, Malovăt, Valea Boerească usw.) nicht durchgeführt habe, kann ich mich dazu im einzelnen zurzeit noch nicht äußern, sondern verweise auf die genannte Arbeit.

Gegen Osten zu verschwindet das Pont zwischen Gilort und Oltet unter dazischen Ablagerungen, die auf das Mäot übergreifen, weiter im Osten sogar auf Sarmat. Die Mächtigkeit des Pont dürfte wenigstens 300 m betragen, anderseits 500 m nicht überschreiten. Wenn Popescu-Voitesti (1934) auf seiner Uebersichtsskizze des Bezirkes Gorj in großer Verbreitung Pont im Bereich der subkarpatischen Depression angibt, so ist dies nicht richtig, es handelt sich dort um mäotische Ablagerungen.

#### D a z.

Das Daz transgrediert zunächst auf große Strecken über das Pont, doch schreitet in seinem weiteren Verlauf der allgemeine Rückzug des pliozänen Sees gegen SO fort und die Aussüßung nimmt weiter zu. Die Ablagerungen des Daz reichen in einem wechselnd breiten und ununterbrochenen Streifen von der Donau östlich Turnu Severin bis zum Alt-Tal, von wo sie sich in die Muntenia fortsetzen, und haben eine Mächtigkeit von 200 bis 300 m.

Das Daz ist im allgemeinen ziemlich sandig ausgebildet, es beginnt östlich des Jiu mit sandigen Mergeln, auf die Sande, meist mit Kreuzschichtung, folgen, und die gelegentlich sehr grob werden (Kiese). An der Basis führt das Daz Lignite. Oestlich des Gilort beginnt es ebenfalls mit grüngrauen Mergeln, die nach oben zu sandiger werden und ebenfalls Lignite führen. Sie werden lokal von Porzellaniten begleitet. Darüber folgen Sande bis Kiese, meist mit Mergellagen. Lokal sind sogar Schotterlagen vorhanden (z. B. im SO von Govora) mit bis faustgroßen Geröllen. Westlich des Jiu bis Turnu Severin beginnt das Daz sandig, enthält Mergellagen und Lignit, nach M. Filipescu lokal auch dünne Tufflagen, und geht dann in einen Horizont mit teilweise schichtigen Mergeln und hellen Sanden bis Kiesen über. Die Fossilführung wechselt stark, teils sind die Schichten recht fossilarm, teils fossilreich. An dazischen Formen seien u. a. genannt: *Prosodacna* (Pr.) *haueri haueri* (C o b.), *Prosodacna* (Pr.) *serena* Stef., *Prosodacna* (Pr.) *cobalcescui* (F o n t.), *Prosodacna* (*Stylodacna*) *heberti* (C o b.), *Prosodacna*



(*St.*) *rumana* (Font.), *Prosodacna (St.) stenopleura* Stef., *Prosodacna (St.) orientalis* Stef., *Unio rumanus* Tourn., *Phyllicardium planum planum* (Desh.), *Unio sturdzae* Cob., *Dreissena rimestiensis* (Font.), *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dreissena polymorpha* (Pallas), *Viviparus bifarcinatus* Bielz u. a. Viviparen, *Melanopsis (M.) decollata* Stol. u. a. Melanopsiden, Theodoxen usw.

Das Daz fällt sehr flach nach S ein, oft nur mit zirka 2 bis 3°, selten über 10°. Die Lignite, welche H. Grozescu (ohne Jahr, nach 1922) näher untersucht hat, sind nach seinen Angaben auf fünf sehr flache Becken verteilt, die Flöze erreichen nach ihm eine Mächtigkeit von bestenfalls 3 bis 4 m, bleiben meist aber wesentlich darunter; eine wirtschaftliche Bedeutung haben sie bisher nicht.

### Levantin.

Es bringt den vollständigen Rückzug des pliozänen Sees und damit die Trockenlegung auch der Oltenia. Infolge der geringen, vielfach in horizontale Lagerung übergehenden Schichtneigung ist das Levantin nirgends vollständig aufgeschlossen. Abgesehen von einzelnen kleineren Aufschlüssen bieten nur die Steilufer der Flüsse, vor allem des Jiu und des Motru, Ausschnitte aus der Schichtfolge. Fortlaufende Aufschlüsse fehlen. Deshalb ist es auch schwierig, die Mächtigkeit des gesamten Levantins anzugeben, die gegenüber der Muntenia viel geringer ist und wahrscheinlich sogar 200 m nicht überschreitet.

Infolge seines lokalen Fossilreichtums ist das Levantin insbesondere der Umgebung von Craiova durch mehrere Arbeiten besonders bekannt geworden, auf die schon oben hingewiesen wurde. Die Ablagerungen des Levantins, die bei Bălteni im Jiu-Tal auch die bekannten Oel- ausbisse enthalten, bestehen aus sandigen Mergeln und oft kreuzgeschichteten Sanden bis Kiesen, seltener Schottern. Sie enthalten mitunter geringmächtige (bis 0.30 m) unreine Lignitflöze. Einzelne Profile vom Jiu- und Motru-Tal sind schon von I. Ionescu-Argetoaia (1918) eingehend beschrieben worden. Auf ihre Beschreibung wird hier verzichtet, zumal es sich nur um kleine Profile handelt. Unter ihnen hat vor allem das von Bucovăț am rechten Jiu-Ufer bei Craiova einige Berühmtheit erlangt. Die Aufschlußverhältnisse sind auch jetzt noch hinreichend gut, wenn auch viel verrutscht ist. Es handelt sich um Schichten des oberen Unterlevantins. Bemerkenswert ist hier besonders das Vorkommen skulptierter Unionen, die Fossilerhaltung ist zum Teil ausgezeichnet, der Individuenreichtum lokal außerordentlich. Im oberen Teil des Profils findet man hier einen graubraunen mergeligen Horizont (an seiner Basis Lignit), der sehr reich vor allem an

Melanopsiden ist: *Melanopsis (Lyrcaea) slavonica* Neum., *Melanopsis (Canthidomus) soubeirani* Porumb., *Melanopsis (C.) porumbarui* Porumb., und in dem ferner zahlreich vorkommen: *Psilunio (Ps.) bielzi*, (Czek.), *Psilunio (Ps.) porumbarui* (Tourn.), *Psilunio (Cuneopsidea) sculptus* (Brus.), *Psilunio (C.) iconomianus* (Tourn.), *Psilunio (C.) herjei* (Porumb.). In dem darunter folgenden Sand- und Schotterhorizont findet man gut erhalten und in großer Zahl in mehreren Fossilbänken (Abb. 7), im oberen Teil zahlreiche Viviparen: *Viviparus turgidus turgidus* (Bielz), *V. turgidus pilari* (Brus.), *V. rudis strossmayerianus* (Brus.), *V. mammatus* (Stef.), *V. craiovensis* (Tourn.), im unteren Teil überwiegen Unioniden, so: *Unio pristinus davilai* Porumb., *Psilunio (C.) doljiensis* (Stef.), *Psilunio (Ps.) brandzae* (Stef.), *Psilunio (Ps.) munieri* (Stef.) u. a. Ferner sind von Bucovät u. a. zu nennen: *Unio atavus* Partsch, *Pisidium amnicum* (O. F. Müller), *Bulimus vukotinovici* (Brus.), *Amphimelania fossariformis* (Tourn.), *Planorbarius corneus* (Linné), (?) *Eobania vermiculata* (O. F. Müller), *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* Bielz.

Weitere bekannte Fossilfundpunkte am rechten Jiu-Ufer sind: Breasta, Mân. Crețești mit *Psilunio (Ps.) craiovensis craiovensis* (Tourn.), *Psilunio (Ps.) stefanescui* (Tourn.), *Psilunio (Cuneopsidea) sculptus* (Brus.), *Psilunio (C.) iconomianus* (Tourn.), *Psilunio (Ps.) bielzi* (Czek.) u. a., weiter nordwestlich Bâlta und vor allem Braloștița, wo sehr schön erhaltene und sehr zahlreiche Formen (besonders in einem Seitental) gefunden werden: *Unio pristinus* Bielz, *Psilunio (C.) herjei* (Porumb.), *Psilunio (C.) doljiensis* (Stef.), *Psilunio (Ps.) condai* (Por.), *Psilunio (Ps.) biplicatus* (Bielz), *Viviparus rudis strossmayerianus* (Brus.), *V. turgidus* (Bielz), *Pisidium amnicum* (O. F. Müller), *Melanopsis sp.* usw. usw. (Abb. 8.)

Bei Gura Motrului findet man am rechten Jiu-Ufer u. a. *Theodoxus (Calv.) capillaceus* (Brus.), *Viviparus turgidus pilari* (Brus.), *V. rudis rudis* (Neum.), *Psilunio (Ps.) brandzae* (Stef.), besonders häufig *Unio pristinus davilai* Por. und *Unio pristinus pristinus* Bielz.

Recht fossilreich sind ferner einige Lagen in den levantinen Sanden nördlich Butoești (Straße Filiași—Turnu-Severin), wo man vor allem *Unio pristinus pristinus* Bielz, ferner *Psilunio (Ps.) munieri* (Stef.), *Psilunio (Ps.) brandzae* (Stef.), *Psilunio (Ps.) bielzi* (Czek.), weniger häufig Melanopsen, Viviparen usw. findet. Außer diesen bekanntesten Fossilfundpunkten wären noch weitere zu nennen: Fața Motrului, Stângaceaua in Mehedinți, andere in Gorj, doch reicht deren Fossilreichtum bei weitem nicht an den der bisher genannten Orte heran, auch ist ihre Nennung für den Zweck der vorliegenden Ueber-

sicht überflüssig. Es sei aber noch erwähnt, daß an einigen Orten u. a. *Mastodon arvernensis* gefunden wurde.

Die im vorhergehenden beschriebenen Schichten sind sämtlich unterlevantinen Alters. Bis südlich Craiova sind oberlevantine Ablagerungen nicht bekannt. Die Fazies der Căndeşti-Schotter fehlt.

Der Uebergang von den unterlevantinen Schichten in die quartären Terrassen ist ein ganz allmählicher. Es ist daraus auf eine rein kontinentale Entwicklung des Oberlevantins zu schließen. Beim Fehlen von Schotterablagerungen, wie sie in der subkarpatischen Depression weit verbreitet sind, werden die quartären Terrassen durch auffällige Rotfärbung der obersten Schichten in den Aufschlüssen der Steilufer der Flüsse kenntlich.

Das Quartär selbst wird hier jedoch im einzelnen nicht mehr berücksichtigt.

#### Das Becken von Bahna (Mehed.).

Von den innerkarpatischen Becken sind besonders das Becken von Petroşani und das Becken von Bahna interessant, ersteres vor allem aus wirtschaftlichen Gründen; hat sich doch hier auf „aquitanen“ Kohlen ein umfangreicher Bergbau entwickelt, letzteres infolge seines Fossilreichtums, vor allem im Torton. Beide Becken liegen außerhalb des Gebietes der Oltenia und damit außerhalb dieses geologischen Ueberblicks. Da jedoch im Becken von Bahna eine Schichtfolge vom Burdigal bis zum Untersarmat vorhanden ist, die, wenn auch bei zum Teil anderer Fazies als in der Oltenia, durch Fossilien gut belegt ist und für Parallelisierungen infolge wahrscheinlicher früherer Meeresverbindungen nach N und W wichtig sein kann, so sei auch ein kurzer Ueberblick der Schichtenfolge dieses Beckens gegeben.

Eine eingehende Beschreibung des Beckens von Bahna verdanken wir G. Macovei (1909), nachdem sich schon M. Draghiceanu (1885, 1917), Th. Fuchs (1885), A. Leßmann (1871), G. Murgoci (1907), Gr. Stefanescu (1877), S. Stefanescu (1882—83) u. a. mehr oder weniger eingehend mit dem Tertiär von Bahna—Orşova befaßt hatten. Neuere, insbesondere paläontologische Arbeiten liegen über Bahna nicht vor, obgleich sich eine Neubearbeitung sicher lohnen würde, und hier auch ein mikropaläontologisch noch völlig unbearbeitetes Tätigkeitsfeld liegt.

Das Becken von Bahna liegt nördlich der Donau zwischen den Orten Bahna, Iloviţa, Tufări und reicht über die Cerna hinweg bis Ogradina südwestlich von Orşova. Zu seinem größten Teil liegt das Jungtertiär des etwa SW—NO streichenden Beckens von Bahna auf

Kristallin der Getischen Decke, an seinem SW-Ende auf granodioritischen Gesteinen des danubischen Autochthons. Der interessante und von Macovei behandelte Teil des Beckens ist der nordöstliche, insbesondere zwischen Bahna und Ilovița, da nur hier die vollständige Schichtfolge vorhanden ist. Das Becken von Bahna endet hier als unsymmetrische Mulde, deren SO-Begrenzung eine Störung bildet, die streckenweise in eine Ueber- bzw. Unterschiebung übergeht. In seinem heutigen Bau ist das Becken also von orogenetischen Bewegungen wenigstens nachtortonischen Alters bestimmt.

Die Schichtenfolge beginnt nach den Aufschlüssen bei Bahna selbst mit einem glimmerigen, meist grünlichen, auch rötlichen sandigen Ton mit Grobsand, darüber hellem Mergel und grünlichem, glimmerig-sandigem Ton, der ein Lignitflöz enthält, auf das man verschiedentlich (zuletzt noch 1932) geschürft hat. Unmittelbar über dem Lignit folgt ein grauer, glimmeriger, wenig sandiger Ton, der sehr reich an *Pirenella plicata* Brug. ist. Diese Schicht ist zurzeit nicht aufgeschlossen, doch finden sich auf der alten, völlig verwachsenen Halde zahllose Bruchstücke dieser Art. Die älteren Bearbeiter Gr. Stefanescu (1877) und M. Draghiceanu (1885) führen aus denselben Schichten noch folgende Formen auf: *Cerithium margaritacum*, *C. lignitarum*, *Ostrea crassissima*, *Mytilus aquitanicus*, *Buccinum miocenicum*, *Nerita picta*, *Nassa hauceri* usw., die sich auch in gleichaltrigen Schichten in Verlängerung des Beckens von Bahna nach NO bei Balta—Baia de Aramă wiederfinden. Die genannten Basisschichten von Bahna stellte Macovei (1909) ins Burdigal, doch glaubt er neuerdings auch noch Aquitan beteiligt, wie auch Draghiceanu (1882) bereits von aquitanen Kohlen sprach. Ueber ihnen folgt konkordant ein sandiger Ton mit einer Lage von Dazittuff, dann Sande bis Kiese und schließlich ein gelblichgrauer bis blaugrauer Ton, in dem *Ostrea* (*Crassostrea*) *crassissima* Lam., *Turritella* (*Zaria*) *subangulata* Brocchi und ein Zahn von *Oxyrhina incerta* gefunden wurde. Diese Schichten wurden von Macovei als Helvet angesehen, da sie von fossilführendem Torton überlagert werden und vorhelvetische Dazittuffe nicht bekannt sind.

Das transgressive Torton, welches am Ostflügel des Beckens nach Draghiceanu (1882, 1917) die vortorton gefalteten (steirische Phase Stilles), synklinal gelagerten älteren Schichten überlagert und welches am N-Rand der Mulde am besten entwickelt ist, ist an der Curchia recht gut aufgeschlossen. Es beginnt hier über Glimmerschiefer mit einem Kalkkonglomerat mit aufgearbeitetem Kristallin, welches wenige Fossilien führt und in Kalksandsteine übergeht, die

recht fossilreich sind und u. a. zahlreiche Korallen führen. Diese Kalksandsteine gehen dann in sandige, blaugraue bis grauschwarze Mergel über, die außerordentlich fossilreich sind und auch eine außerordentlich reiche Mikrofauna führen. An der Curchia ist das marine Torton am fossilreichsten, rund 245 Arten hat Macovei von dort angeführt oder beschrieben, darunter zahlreiche Korallenarten, ferner Echiniden, Bryozoen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Scaphopoden. An Foraminiferen nennt Macovei nur *Rosalina sp.* und *Heterostegina costata* d'Orb., doch ist die Mikrofauna außerordentlich viel reicher. Auf die Wiedergabe der umfangreichen Fossiliste wird hier verzichtet, es sei lediglich auf die mannigfachen faunistischen Beziehungen zu der Tortonfauna von Lăpugiu de Sus, Kostej usw. in Siebenbürgen hingewiesen, der auch die Mikrofauna weitestgehend entspricht (Neugeboren usw.!).

An einigen Stellen, z. B. wenig südöstlich der Curchia, kommt über dem Torton ein Paket glimmeriger, blaugrauer Mergel vor, die Macovei ins Buglow stellte. Sie enthalten u. a. *Limnocardium cf. obsoletum* Eichw., *Congerina sandbergeri* (Andr.), *Ervilia podolica* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *Dorsanum (D.) duplicatum* (Sow.), *Pirenella picta* Bast., *Ostrea sp.* U. E. können diese Schichten zum Untersarmat gestellt werden, da es sich durchwegs um Formen handelt, welche im Untersarmat vorkommen. Das eigentliche, verhältnismäßig mächtige und oberflächlich verbreitete Sarmat Macovei's besteht überwiegend aus glimmerigen Sanden und Kiesen mit Lagen sandiger und glimmeriger dunkler Mergel, welche gelegentlich kleine Lignitschmitzen enthalten. Fossilien sind hier selten und stets sehr schlecht erhalten, doch erweisen sie sicher das sarmatische Alter dieser Schichten, und zwar das untersarmatische. U. a. seien folgende Formen genannt: *Brachydontes marginatus* (Orb.), *Limnocardium obsoletum* (Eichw.), *Abra (A.) reflexa* (Eichw.), *Ervilia podolica* (Eichw.), *Pirenella picta* Bast., *Mohrensternia inflata* Andr., *M. angulata* (Eichw.), *Maetra podolica* Eichw.

Im Untersarmat begann die Trockenlegung des Beckens von Bahna. Damit setzte auch die Erosion ein, welcher wahrscheinlich (von tektonischen Bewegungen abgesehen) ein großer Teil der miozänen Ablagerungen wieder zum Opfer gefallen ist.

Es ist anzunehmen, daß die Ausdehnung des Miozänmeeres bzw. seiner Buchten oder Arme, durchaus größer war, als es heute erscheint, und daß auch eine zeitweilige Verbindung zwischen Bahna und Balta—Baia de Aramă zur getischen Depression hin, vielleicht auch zum Becken von Petroşani sowie vermutlich nach N hin bestanden hat, worauf die Miozänreste längs des Cerna-Tals hindeuten dürften.

## ZUR STRUKTURGEOLOGIE.

Die Bauformen der Oltenia sind im Vergleich zu jenen der Muntenia einfach. Es fehlen diapire Strukturen und große Ueberschiebungslinien. Die Intensität der Bewegungen, deren letzte der walachischen Phase angehören, und von denen das Levantin nur noch schwach betroffen wurde, ist im allgemeinen gering, doch ist nach O zu eine regionale Zunahme zu bemerken (s. Abb. 9, siehe Tafel 4).

### Der Untergrund.

Ueber den Untergrund der Getischen Depression weiß man bisher so gut wie nichts. Am Rande der Karpaten liegt das Jungtertiär überall auf Kristallin bzw. Mesozoikum auf und nur im Ostteil der Oltenia auf Schichten eozänen Alters. Es ist wahrscheinlich, daß für andere große Teile der Getischen Depression ebenfalls ein kristalliner Untergrund anzunehmen ist.

Bei Balş ist eine kräftige magnetische Anomalie und ein Schwerehoch bekannt, die sich recht gut decken (Tiefe zu 3 bis 4 km errechnet). Die Anomalie wird wahrscheinlich von Basalten oder Diabasen verursacht, die nahe dem Rand der präbalkanischen Platte bereits auf dieser liegen. Die Oberfläche dieser Platte, deren N-Rand nahe der Linie Craiova—Slatina—Bukarest liegt, erscheint nach dem Schwerebild verhältnismäßig unruhig.

In der nördlichen Oltenia weist das Vorkommen z. B. der eozänen Konglomerate bei Săcel darauf hin, daß auch Alttertiär im Untergrunde eine wahrscheinlich nicht zu geringe Verbreitung hat.

### Die subkarpatische Depression.

Die Anlage der O—W streichenden, im W bis ans Jiu-Tal reichenden subkarpatischen Depression hängt wohl mit der Heraushebung der Karpaten zusammen. Sie ist mit mio-pliozänen Sedimenten ausgefüllt. Das marine Torton, spätestens das Mittelsarmat, greifen auf das karpatische Kristallin oder Mesozoikum randlich über. Im Ostteil der Oltenia liegt bereits Burdigal und Helvet auf dem getischen Eozän. Vom Karpatenrand, an dem Längsstörungen nicht zu beobachten sind, fällt im Bereiche der Depression das O—W streichende Miozän mit durchschnittlich 10° regelmäßig nach S ein. Das Sarmat, welches von Mäot überlagert wird, bildet zusammen mit diesem im Ostteil der mittleren Oltenia eine asymmetrische Mulde, deren Achse gegen S verschoben erscheint. Sie verläuft mit O—W-Streichen durch Tomşani bis etwa 1 km nördlich Slătioara. Von Tomşani nach O streicht die Muldenachse im Sarmat weiter, während das Mäot etwa 1 km östlich des

Otăsău verschwindet. Hier deuten verschiedene Anzeichen auf eine Störung hin. In der Verlängerung nach W erscheint die Muldenachse nach N verlagert. Ob dies als ein einfaches Abbiegen zu deuten ist oder auf eine größere Querstörung zurückzuführen ist, muß noch offen gelassen werden. Immerhin lassen mehrere Parallelerscheinungen eine solche Störung vermuten. Sie müßte von Polovragi her, wo am Karpatenrand zwei Querstörungen vorhanden sind, etwa östlich Grecii vorbeistreichen. Leider sind gerade hier weitgehend quartäre Ablagerungen verbreitet. Außer bei Polovragi-Baia de Fier ist eine weitere Querstörung nördlich Romanii, sowie nordwestlich Bărbăteşti anzunehmen. Der Karpatenrand wird durch diese Querstörungen staffelförmig gegen SO versetzt. Der dadurch bedingte Verlauf des Karpatenrandes scheint sich im Verlauf der Hauptstrukturachsen übrigens widerzuspiegeln.

#### Die Struktur der Măgura Slătioarei.

Südlich der subkarpatischen Depression folgt eine langgezogene O—W streichende antiklinale Struktur, in der Helvet erscheint und deren Kern vom Burdigalkonglomerat der Măgura Slătioarei gebildet wird. Die Achse der Antiklinale liegt im Westteil etwas asymmetrisch nach N, im Ostteil nach S verschoben. Im Westteil sind also die Achse der nördlich vorgelagerten Synklinale und die Antiklinalachse einander ziemlich weitgehend genähert, was sich übrigens auch geophysikalisch im Schwerebild ausdrückt. Wie bereits erwähnt, erscheinen im Kern der Antiklinale in der Măgura Slătioarei auf  $6\frac{1}{2}$  km streichende Länge Konglomerate burdigalen Alters. Entsprechend der verschiedenen Auffassungen vom Alter dieser Konglomerate, auf die oben bereits eingegangen wurde, war auch die Deutung der Tektonik eine ganz verschiedene (Klippe usw.). Popescu-Voitesti (1934) will die Konglomerate als eine Art „cap-rock“ eines großen Salzmassivs erklären, welches er in der Tiefe annimmt, zumal an den Flanken Salz zu beobachten sei (siehe auch Filipescu, 1942). Die Angaben des genannten Autors kann ich jedoch nicht bestätigen. Die ausgezeichneten Aufschlüsse des Cerna-Tals zeigen vielmehr, daß die S-fallenden Konglomerate normal von Helvet überlagert werden. Am N-Rand ist auf der rechten Cerna-Seite bereits flaches N-Fallen des Burdigals zu beobachten. Hier aber stößt nun das Burdigal an einem klar zu erkennenden Bruch an helvetische Schichten. An diesen Bruch sind (übrigens relativ schwache) H<sub>2</sub>S- und NaCl-Quellen, wie auch gelegentlich beobachtete Oel Spuren gebunden. Für das Vorhandensein eines Salzmassivs ist jedenfalls keinerlei Anhaltspunkt gegeben. Das erwähnte

Salz dürfte wohl dem Helvet angehören. Auch Schweremessungen haben für die Annahme Popescu-Voitești's nicht den geringsten Nachweis erbracht. Seine Vorstellung einer Art diapiren Baus der Măgura Slătioarei ist also abzulehnen.

Nach W setzt sich die Antiklinale noch ein Stück fort, sie ist durch Schweremessungen bis westlich Grecii nachgewiesen. Es ist fraglich, ob das Helvet hier normal untertaucht oder ob die Antiklinale durch eine Querstörung (sie wurde oben bereits erwähnt!) abgeschnitten wird. Oestlich Măldărești de Sus verliert sich im Ostteil die Antiklinalachse. Sie endet auch hier auf Grund geologischer Erwägungen und nach geophysikalischen Gesichtspunkten sehr wahrscheinlich an einer Störung. Eine weitere Antiklinalachse beginnt südöstlich von hier und verläuft bis zum Otăsău-Tale, jenseits davon ist sie bei Góvora durch mehrere Störungen zerstückelt.

#### Strukturen zwischen Olteț und Jiu (Săcel, Zorlești—Negoești u. a.).

Im Mio-Pliozän westlich des Olteț sind zunächst bei Sărbești Andeutungen einer kleinen Aufsattelung zu erkennen. Westlich von hier folgen dann eine Reihe von Antiklinalen und Synklinalen, die sich zum Teil bis zum Jiu-Tal hinziehen.

Während die Hauptsynklinalachse der subkarpatischen Depression über Pociovaliștea—Turbați annähernd O—W streicht, ist im Sarmat eine Aufsattelung erkennbar, die, bei Pociovaliștea beginnend, nördlich Ciocadia vorbei bis nördlich Săcel zieht. Wenig südlich davon zieht sich eine flache Antiklinale von Bumbesti—Pițic aus nach S ausbiegend südlich Ciocadia vorbei nach Săcel. Sie setzt sich von hier über Măghirești nach W fort und taucht unter. Bereits vor Erreichen des Jiu-Tales schließt sich das Mäot um das verschwindende Sarmat. Westlich Săcel sind bei Măghirești, Glodeni und nördlich Bălănești einige vorwiegend transversale Störungen zu erkennen. Bei Săcel erscheinen etwa im Kern dieser Struktur die bereits genannten Konglomerate von, wie wir annehmen müssen, eozänem Alter. Popescu-Voitești hatte auch für Săcel eine Art diapirisches Durchstoßen der nach seiner Ansicht burdigalen Konglomerate angenommen und dies auf ein Salzmassiv zurückgeführt. Es wurde bereits gesagt, daß diese Annahme durch keinerlei Beobachtungen gestützt wird, daß vielmehr die Konglomerate von Săcel als eine Insel des vorsarmatischen Untergrundes aus dem Meere emporgeragt haben müssen. Wahrscheinlich ziehen sich diese Konglomerate sogar als ein wesentlicher Bestandteil des vormiozänen Untergrundes von Săcel noch gegen O



und W hin. Auch von diesem Gesichtspunkt aus unterscheidet sich die Struktur von Säcel—Ciocadia wesentlich von den übrigen Strukturen der Oltenia. Auch in dem Gebiet von Säcel, Ciocadia, Bircii sind zahlreiche kleinere Verwerfungen zu beobachten, an welche Schwefelquellen, Gasaustritte und Oelspuren gebunden sind.

Südlich der Antiklinale von Pițic—Säcel ist eine weitere Antiklinalachse zu erkennen, die ein NO—SW-Streichen hat. Von Zorlești kommend, geht sie zwischen Călugăreasă und Negoești hindurch und verschwindet bei Albeni. Längs ihr spitzen Sarmat und Mäot nach SW zu scharf aus. Nördlich davon liegt zwischen Prigoria, Bălcești, Bengești und Călugăreasă eine asymmetrische Mulde, in der das gesamte Pliozän entwickelt ist. Die Muldenachse ist der Sattelachse von Negoești—Zorlești bis auf etwas mehr als 1½ km genähert. Oestlich Prigoria ist im Mäot noch einmal Antiklinalstellung angedeutet.

Südlich der genannten Antiklinalen fällt das Pliozän ziemlich flach von den Antiklinalen weg. Westlich der Blahnița streicht das Pont noch in 3 bis 4 km Breite aus, östlich von ihr wird der Ausstrich des Pont in der Mulde von Bengești—Prigoria bereits sehr schmal und 4 km westlich des Olteț verschwindet das Pont überhaupt unter dem transgredierenden Daz.

Weiter im Vorland sind schwache Ondulationen durch Schwere- und seismische Messungen aufgefunden worden. Oberflächliche Anzeichen sind kaum noch vorhanden.

In der westlichen Oltenia, wo stellenweise das Pliozän direkt auf den karpatischen Rahmen übergreift, herrscht monoklinaler Bau, nur westlich des Jiu-Tales sind noch einige schwache Verbiegungen festzustellen.

## ZUR GEOLOGISCHEN GESCHICHTE DER OLTENIA.

Ueber die ältere geologische Geschichte des heutigen Bereichs der getischen Depression läßt sich sehr wenig sagen. Ein großer Teil ihres Untergrundes wird von der präbalkanischen Platte gebildet, die bereits im Paläozoikum gefaltet und wieder eingeebnet wurde. Während langer Zeiträume war sie Festland und bildete die Südküste der Meere des heutigen karpatischen Bereichs, sie selbst war nur zeitweilig vom Meere bedeckt. Erst im Tertiär ist ihr Nordteil abgesunken und wird nun von den Sedimenten der Getischen Depression überlagert.

Von der mesokretazischen Orogenese, der die Deckentektonik der Südkarpaten angehört, abgesehen, beginnt die jüngere geologische Ge-

schichte der Oltenia mit dem Vordringen des Meeres im mittleren Eozän vermutlich von O her. Zwar ist die Fazies des Eozäns in der Oltenia und westlichen Muntenia eine ganz andere als die geosynklinale Flyschfazies der Ostkarpaten, so daß ein Zusammenhang beider Ablagerungsgebiete von manchen Geologen für unmöglich gehalten wurde, aber er hat wohl doch in irgendeiner Form bestanden. Allerdings dürfte es nur eine Art Golf gewesen sein, der bis in die Gegend von Säcel gereicht haben muß. In dem gesamten Bereiche der heute feststellbaren Verbreitung des Eozäns in der Oltenia macht sich das Vorhandensein der kristallinen Südkarpaten in den mächtigen Konglomeraten und Sandsteinen deutlich bemerkbar. Im Bereich des heutigen Alt-Tals hatte dieses Eozänmeer eine größere Ausdehnung nach Norden, der Zusammenhang seiner Ablagerungen aber wurde durch die spätere Heraushebung des Cozia-Gneis-Massivs auseinandergerissen. Auf eine zeitweilige Trockenlegung dürfte wohl das Fehlen des nun folgenden Oligozäns zurückzuführen sein, dessen Ablagerungen westwärts nur noch bis in die westliche Muntenia, in ihrer Mächtigkeit bereits stark reduziert, verfolgt werden können. Kräftige orogene Bewegungen setzen allerdings erst am Ende des Oligozäns ein und führen zur Bildung der Flyschkarpaten, wobei die ostkarpatische Geosynklinale wiederum weiter nach außen wandert. In den Südkarpaten machten sich diese Bewegungen einerseits als eine weitere Heraushebung bemerkbar, andererseits entstehen gleichzeitig im Innern des Karpatenbogens, innerhalb der karpatischen Zone und an ihrem Außenrande größere Depressionen. In diese dringt nun das Miozän-Meer ein, welches auch von großen Teilen der Getischen Depression Besitz ergreift. Die Tatsache, daß die Ablagerungen des Burdigals und Helvets in der Oltenia denen in der Muntenia, ja auch der Moldau in der Fazies (lagunär) weitgehend entsprechen, weist darauf hin, daß am Außenrand der Karpaten zu dieser Zeit überall die gleichen Bedingungen geherrscht haben. Beim Ausgang des Helvets deuten mächtige Dazituff-Ablagerungen bereits neue orogene Bewegungen an, die eine neue regionale Absenkung mit sich bringen (Steirische Phase). Infolge der damit verbundenen Transgression des Torton greifen dessen Ablagerungen weit über das Helvet hinaus, doch sind infolge späterer Erosion heute meist nur noch Reste des Torton erhalten. Durch Wiederherstellung der alten Verbindungen mit dem miozänen Mittelmeer wandern im Torton wieder marine Formen ein. Eine ganz ähnliche Entwicklung nehmen im Miozän auch die inneren Becken (z. B. Bahna), die in Verbindung mit den äußeren Depressionen standen und in der faziellen Entwicklung nur teilweise von diesen abweichen.

Seit dem Ende des Torton setzt im Karpatengebiet eine langsame, andauernde Hebung ein, die, von schwächeren Oszillationen abgesehen, auch das ganze Pliozän über andauert und die endgültige Unterbrechung der Meeresverbindungen mit sich bringt, wodurch sich das paläogeographische Bild allmählich weitgehend verändert. Es entsteht ein Binnenmeer, das zunehmend brackisch wird, doch ist der Uebergang von mariner zu brackischer Fazies ein allmählicher. Die Ablagerungen dieses sarmatischen Binnenmeers, in denen sich in der Oltenia in der Art der Sedimente wiederum die Nähe der kristallinen Karpaten widerspiegelt, reichen bis an das Kristallin heran. Wie im Torton, so bildete Säcel wohl auch noch im Sarmat eine Insel oder Untiefe in diesem Binnenmeer. Untersarmat ist auch im Becken von Bahna und an anderen Orten in der Nähe des Donaudurchbruchs noch vorhanden. Es deutet dies darauf hin, daß auch zu dieser Zeit noch Verbindungen bis in die Karpaten hinein, ja, wahrscheinlich sogar mit dem pannonischen Becken bestanden haben.

Das zunehmend süßer gewordene sarmatische Binnenmeer bildet sich zu Beginn des Pliozäns infolge der andauernden regionalen Aufwärtsbewegungen des Landes zu einzelnen großen Seen um, während einzelne Teile im Nordteil Rumäniens überhaupt trockengelegt werden. Im Bereich der Getischen Depression bedeckte dieser pliozäne See fast deren ganzes Gebiet, im NW lokal auf den Rand des Kristallins übergreifend, reichte er im Süden bis über den Rand der heutigen präbalkanischen Platte hinweg. Zwischen Sarmat und Mäot ist keine Sedimentationslücke vorhanden. Im mäotischen Ablagerungsbereich ist zunächst eine deutliche Faziesgliederung zu erkennen. Das Pont jedoch, welches gegenüber dem Mäot regressiv erscheint, zeigt in seinem unteren Teil wieder eine einheitliche kaspibrackische Fazies, einheitlich ist auch die weitergehende Aussüßung im oberen Teil des Pont, die auch im Daz anhält. Mit der zu Beginn des Daz noch fortdauernden Rückzugsbewegung der Küstenlinie rückt auch die Vegetation weiter nach S und SO vor. Aus Waldmooren bilden sich Lignite. Wiederholte Flözbildung weist dabei auf Schwankungen des Wasserspiegels hin, denen im weiteren Verlaufe des Daz ein nochmaliges Vorrücken des Sees folgt, dessen Ablagerungen nun über das Pont, ja sogar über das Mäot wegreifen. Mit Ende des Daz aber setzt infolge von neuen Faltungsbewegungen der erneute und nunmehr endgültige Rückzug des pliozänen Sees ein, der ziemlich rasch vor sich geht. Er ist in der Oltenia bereits mit dem Ende des Unterlevantins beendet, hält in der Muntenia aber bis ins Oberlevantin an.

Den Faltungsbewegungen der walachischen Phase, die sich im karpatischen Gebiet in ganz verschiedener Weise als Faltung, Heraushebung usw. äußern und die am Rande der Ostkarpaten und der Muntenia noch im Oberlevantin, ja bis über dessen Ende hinaus andauern, verdanken auch die Strukturen der nördlichen Oltenia ihre Entstehung. Die Intensität dieser Bewegungen war nicht gleichmäßig, in der Oltenia nur verhältnismäßig schwach und ihre Wirkung verliert sich gegen Süden und Westen.

### ZUSAMMENFASSUNG.

Auf Grund älterer und neuerer Literatur und eigenen Aufnahmen wird ein geologischer Ueberblick über das Gebiet der Oltenia (westliches Südrumänien) gegeben. Das Kristallin und Mesozoikum der Südkarpaten wird kurz besprochen und sodann die Stratigraphie des Tertiärs der Oltenia behandelt. Es beginnt hier mit Mittel- bis Obereozän, vorwiegend in konglomeratisch-sandiger Ausbildung. Oligozän ist im Gebiete westlich des Alt nicht bekannt und vermutlich nicht abgelagert worden. Erst vom Miozän an (Burdigal) ist eine ununterbrochene Schichtfolge bis zum Pleistozän vorhanden. Wegen paläogeographischer Beziehungen wird auch das innerkarpatische Becken von Bahna behandelt, in dem Schichten vom Burdigal bis zum Untersarmat, zum Teil wie das marine Torton, sehr fossilreich, entwickelt sind. Eine Uebersicht über die Schichtfolge im Tertiär der Oltenia gibt eine stratigraphische Tabelle wieder.

Die Strukturformen, zuletzt als Folge von orogenen Bewegungen der walachischen Phase, sind verhältnismäßig einfach, diapire Strukturen und große Ueberschiebungen fehlen. Während einige flache, langgestreckte Antiklinalen mit O—W-Streichen den Nordteil der Oltenia durchziehen und nach W untertauchen, herrscht im Westteil der Oltenia monoklinaler Bau vor.

Abschließend wird ein kurzer Ueberblick der geologischen Geschichte der Oltenia gegeben.

## SCHRIFTENNACHWEIS.

(Es werden nur die wichtigsten neueren Arbeiten angeführt, für die ältere Literatur siehe das ausführliche Schriftenverzeichnis von G. Murgoci, 1907!)

## A) KARPATEN.

1. Codarcea Al.: Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. — Anuarul Inst. Geol. al Rom., 20, S. 1—74, mit Karten und Profilen, Bukarest 1940.
2. Ghica-Budesti St.: Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. (Carpates méridionales, Roumanie.) — An. Inst. Geol. al Rom., 16, S. 419—480, m. 1 geol. Karte und Profil, Bukarest 1934.
3. — Les Carpates méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre la Parâng et le Negoii. — An. Inst. Geol. al Rom., 20, S. 175—220, mit 5 Abb., Karte und Profil, Bukarest 1940.
4. Macovei G.: Asupra geologiei Porților de Fier. — Dări de seamă ale șed. Inst. Geol. Rom., 10 (1921—22), S. 25—30, mit 1 Profil, Bukarest 1927.
5. Manolescu G.: Das Alter der Schela-Formation. — Bul. Soc. Rom. de Geol., 1, S. 169—175, mit 2 Abb., Bukarest 1932.
6. — Etude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan. — An. Inst. Geol. al Rom., 18, S. 79—172, mit 3 Abb., 5 Tafeln, Karten und Profilen, Bukarest 1937.
7. Paliuc G.: Etude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Munții Cimpii (Carpates méridionales). — An. Inst. Geol. al Rom., 18, S. 173—279, mit Karten und Profilen, Bukarest 1937.
8. Popescu-Voitesti I.: Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpatiques roumaines. — Bul. Soc. Rom. de Geol., 5, S. 15—73, mit 1 Karte und 7 Profilen, Bukarest 1942.
9. Streckeisen A.: Sur la tectonique des Carpates méridionales. — An. Inst. Geol. al Rom., 16, S. 327—417, mit 1 geol. Karte und Profil, Bukarest 1934.

## B) OLTENIA.

10. Barbu I. Z.: Insectes fossiles du Tertiaire de l'Oltenie. — Bul. Soc. Rom. de Geol., 4, S. 119—128, mit 8 Abb., Bukarest 1939.
11. — Note sur les plantes fossiles du miocène de Slătioara, dép. de Vâlcea. — Bul. Soc. Rom. de Géologie, 5, S. 120—139, mit 33 Figuren auf 1 Tafel, Bukarest 1942.
12. Filipescu M. G.: Recherches géologiques sur le Nord-Ouest de l'Oltenie. — Bul. Soc. Rom. de Geol., 5, S. 105—119, mit 3 Abb. und 1 geol. Karte, Bukarest 1942.
13. Gillet S.: Les Limnocardiidés des Couches à Congéries de Roumanie. — Mem. Inst. Geol. al Rom., 4, 118 S., mit 35 Abb. und 6 Tafeln, Bukarest 1943.
14. Grozescu H.: Zăcămintele de lignit din pliocenul Olteniei. — Inst. Geol. Rom., Studii techn. și econ., 3, Nr. 4, Bukarest (ohne Jahr).
15. Ionescu-Argetoiaia I. P.: Pliocenul din Oltenia cu privire specială asupra tectoniceii depresiunii getice. — An. Inst. Geol. al Rom., 8, 1914, S. 1—120, mit 1 Karte und 20 Abb., Bukarest 1918.
16. — Contribuțiuni la studiul faunei molusce pliocene din Oltenia. — An. Inst. Geol. al Rom., 8, 1914, S. 1—49, mit 15 Tafeln, Bukarest 1918.
17. Macovei G.: Basenul terțiar dela Bahna. — An. Inst. Geol. al Rom., 3, S. 57—164, mit 6 Abb. und 11 Tafeln, 1 geol. Karte, Bukarest 1909.
18. Mrazec L.: Marnele cu Globigerine tortoniene dela Gura Văii (Meh.). — D. de S. ale șed. Inst. Geol. al Rom., 1, 1910, S. 1—7, Bukarest.
19. Murgoci G.: Terțiarul din Oltenia, cu privire la sare, petrol și ape minerale (mit deutsch. Zus.). — An. Inst. Geol. al Rom., 1, S. 1—128, mit 5 Tafeln und 73 Abb., Bukarest 1907.
20. Pauca M.: Die fossile Fauna und Flora aus dem Oligozän von Suslănești-Muscel in Rumänien. — An. Inst. Geol. al Rom., 16, 1931, S. 575—668, mit 30 Abb., 4 Tab., 7 Tafeln, Bukarest 1934.

21. — Poissons fossiles du Pontien d'Oltenie. — *Bul. Soc. Rom. de Geol.*, **2**, S. 98—103, mit 2 Tafeln, Bukarest 1935.
22. Popescu-Voitesti I.: Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Depression Gétique (Roumanie Occidentale). — *An. Inst. Geol. al Rom.*, **3**, 1909, S. 275—372, mit 16 Profilen, 3 Abb., 1 Tab., 5 Tafeln und 2 Karten, Bukarest 1910.
23. — Les relations entre les Subcarpates Méridionales et la depression Gétique. — *C. R. des Séanc. du Congr. des Geol. carp.*, Bukarest 1927.
24. Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice și geologice a județului Gorj. — *An. Liceului „Tudor Vladimirescu“ din Tg. Jiu*, S. 1—35, mit 1 geol. Karte, 1935.
25. — Evoluția geologico-paleogeografică a pământului românesc. — *Rev. Muz. Geol.-Min. Univ. Cluj*, **5**, Nr. 2, S. 1—211, 1935.
26. Wenz W.: Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdöl-Gebiete als Leitversteinerungen für die Aufschlußarbeiten. — *Senckenbergiana*, **24**, S. 1—293, mit 71 Tafeln, Frankfurt a. M. 1942.
27. Geologische Karte von Rumänien 1:500.000, Blatt 5 a. (Harta Geologică al României 1:500.000, Foaia 5 a.) *Instit. Geol. al Rom.*, Bukarest.



Abb. 3. Foto Fabian, 1942.  
Durchbruch des Olteț durch den Karpatenrand (Tithonkalke) bei Polovragi.

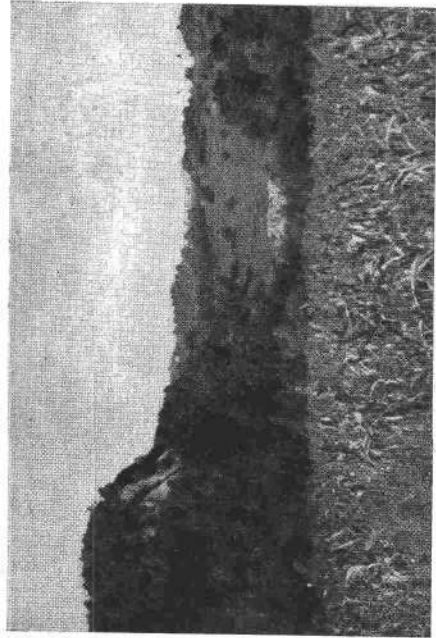


Abb. 5. Foto Fabian, 1942.  
Măgura Slătioarei, Nordabfall am Cerna-Tal, Blick nach W. Links Burdigalkonglomerat, rechts Helvet.

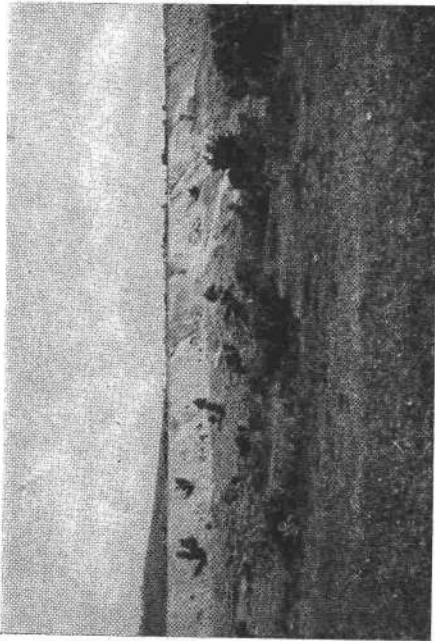


Abb. 2. Foto Fabian, 1942.  
Terrasse des Olteț bei Polovragi.

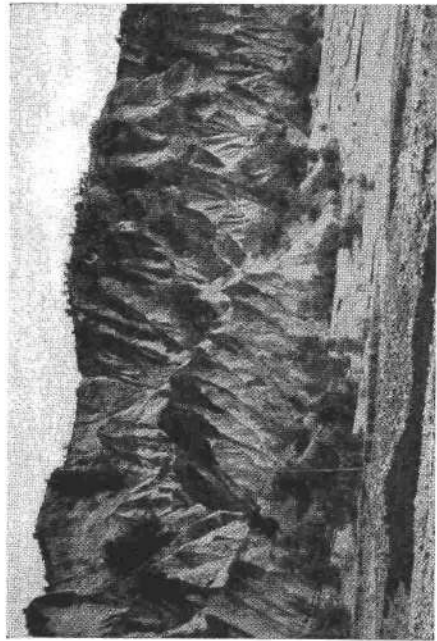


Abb. 4. Foto Fabian, 1942.  
Măgura Slătioarei, am Cerna-Tal. Burdigalkonglomerate mit Runsenbildung.

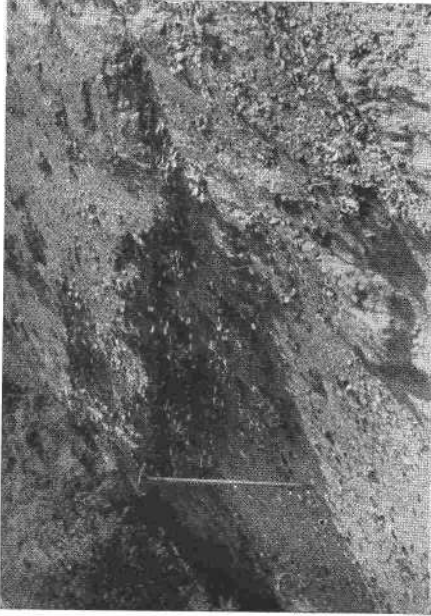


Abb. 7. Foto Fabian, 1942.  
Sand- und Kiesbank mit Psilunionen usw. bei Bucovát  
(Craiova). Unterlevantin.

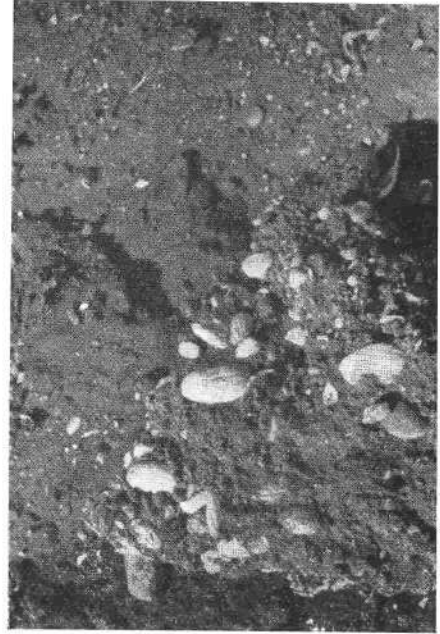


Abb. 8. Foto Fabian, 1942.  
Schotterbank mit Psilunio herjei, Unio pristinus  
davilai u. a., bei Bralostita (Dofj), Unterlevantin.

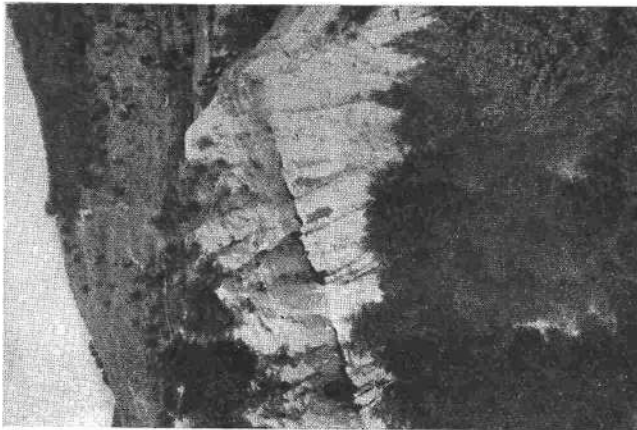


Abb. 6.  
Sarmat-Konglomerate auf Tithonkalken  
am Karpatenrand bei Mán. Polovragi.  
Blick gegen W-Ufer des Oltef.  
Foto Fabian, 1942.



Abb. 1. **Uebersichtsskizze der Oltenia (Südrumänien).**

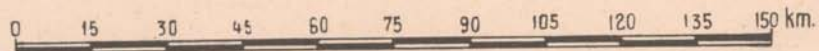
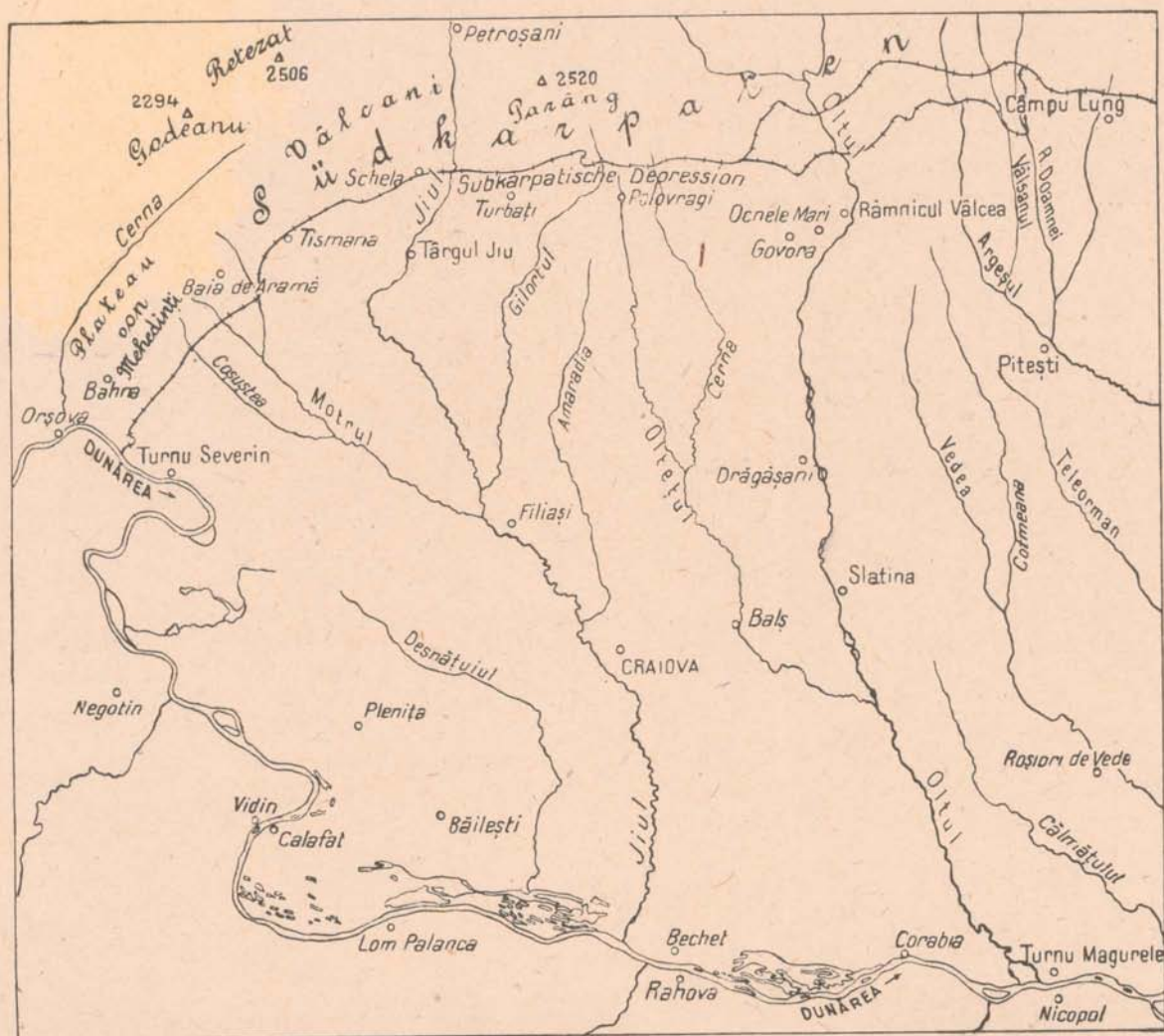
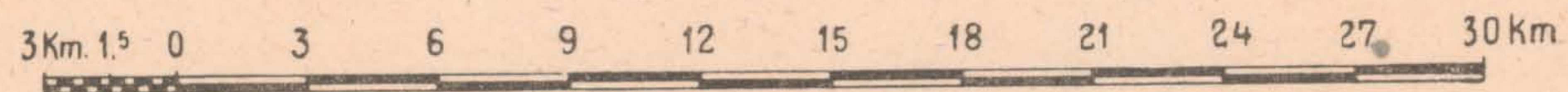
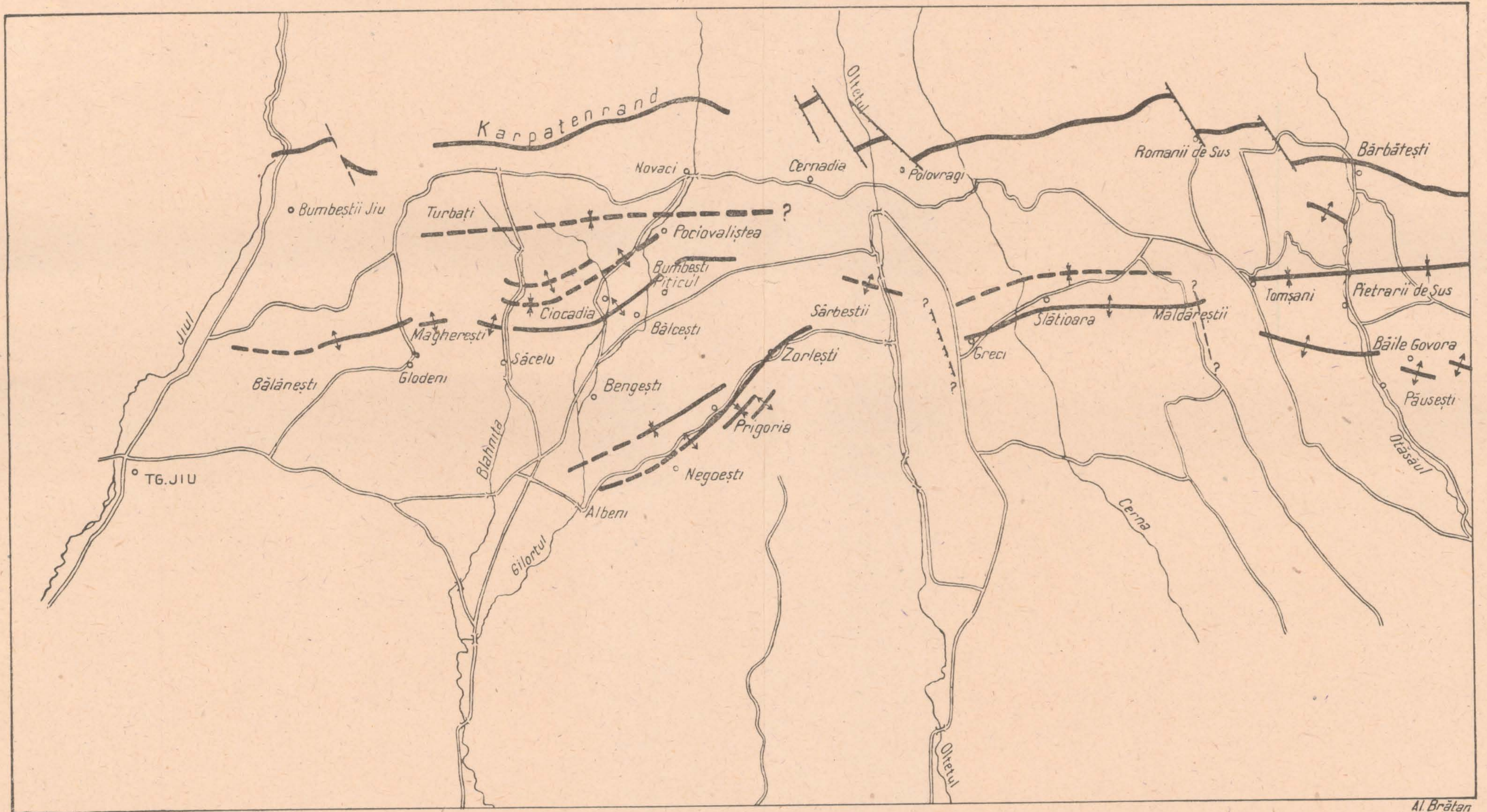




Abb. 9.

Struktur-Kärtchen der nördlichen Oltenia.





### Stratigraphische Tabelle des Jungtertiärs der Oltenia einschließlich des Beckens von Bahna (Mehed.).

(Nach Literaturangaben und eigenen Aufnahmen.)

Formation	Ablagerungen	Fossilien		Mächtigkeit	Fazies	Bewegungen des Meeresspiegels	Bitumen	Bemerkungen
		Makro-	Mikro-					
PLEISTOZÄN	ob	Fluss-Ablagerungen: Mergel, Tone und Sande. In Terrassen und der subkarpatischen Depression z. T. mächtige Schotter (Dif, Ditef usw.) Löss. Älteste Ablagerungen auffällig rotbraun geläut.	Ursus spelaeus u. a.	-	fl., t.	-	-	
	Levantin	Blau- bis olivgraue, meist sandige Mergel und glimmerige, meist gelbgraue und z. T. mergelige Sande bis Feinsande mit Kieslagen und Schotterlagen oder -bänken, die nach oben zunehmen. Gelegentlich dunkelgraue oder schwarze Tone und einzelne Lignitflöze bis zu 60 cm Mächtigkeit	Charakteristisch skulptierte Arten von Psilunia: Psilunia (Ps.) craiovensis craiovensis, Ps. (Ps.) condai, Ps. (Ps.) bieta, Psilunia (Ps.) brandzae, Ps. (Ps.) subclivus subclivus, Ps. (Ps.) biplicatus, Ps. (Ps.) porumburii, Ps. (Ps.) stefanescui u. a. Psilunia (Ps.) (syst. dea) doljensis, Ps. (L.) herjeri, Ps. (L.) iconomianus, Unio pristinus devila, Bulimus vucobrovici, Viviparus furgidus furgidus, Viviparus rudis rudis und strassmayerianus, Theodoxus (Caly) capillaceus, Melanopsis (L.) slavonica, Melanopsis (Lanth.) porumburii usw. Landschnecken: Reiche Faunen (etwa oberes Unter-Levantin) bei Bucovăi, Bralustija, Mân. Creţesti, Butoesti, Ţura Motruţai usw.	Ostracoden	Wahrscheinlich nicht > 200 m	fl., t.	Regression	Ölausblisse bei Băitern (südl. Târgu-Jiu)
MIOZÄN	Daz	Blaugraue bis grüngraue und dunkle z. T. sandige Mergel und glimmerreiche, gelbgraue bis gelbbraune, z. T. mergelige, oft kreuzgeschichtete Sande, gelegentlich mit Kies- und Schotterlagen. Oberer Teil mehr sandig. Einige Lignitflöze mit bis > 2 m Mächtigkeit. Lokal rötliche Mergel oder Porzellanite. Turf (?)	Unio rumanus, Unio sturdzae, Psilunia (Ps.) craiovensis stanicensis, Melanopsis (M.) decollata, Viviparus argesiensis, V. bifurcatus bifurcatus, Theodoxus sp., Pyrgula boteniensis, Congeria subcarinata botenica, Dreissena rimnestensis, Dr. polymorpha, Didacna subcarinata subcarinata, Dreissenomya aperta, Prosodocna (Pr.) haueri haueri, Pr. (Stylodocna) neberti, Pr. (Stylodocna) serena, Phylocardium planum planum.	bis etwa 200 m	auslässend	Anhaltender Rückzug des Sees		
	Pont	Mergelige Sande, selten auch mürbe Sandsteine, und, meist blaugraue, sandige Mergel. Sandgehalt von unten nach oben zunehmend	Phylocardium plenum plenum, Caledocna steindachneri, Dreissena rostriformis, Viviparus neumayri, Viviparus achalinoides, leiriipige Cardiden, Congeria rhomboides, Valenciennius annulatus	Ostracoden	lokal bis über 300 m	Mässig Haspi-Brech	Schwacher Rückzug des Pliozänen Sees nach S.	
Pliozän	Mäot	Horizontgliederung in der Oltenia nicht möglich. Mehrere Fazies vertreten sich gegenseitig oder wechseln ineinander. Regionale Gesteinsausbildung: Westl. Oltenia: Sandige Mergel, Sande, selten gräben. Mittl. Oltenia: Dunkelgraue Mergel mit Ostracoden, oft etwas sandig, z. T. bituminös und blättrig-schiefrig, Sandsteine. Östl. Oltenia: Sandige Mergel, Sande bis Grobsande und Kalksandsteine.	Congeria novorossica, Congeria penticepea tournoueri, Viviparus moldavicus (?), Unio subatavus, Psilunia subrecurvus, Theodoxus (L.) stefanescui, Hydrobia sp., Dasinia meotica, Modiolus incrassatus minor, Pirenella caspia, Helix sp., Lymnaeiden, Planorbiden	Ostracoden	lokal bis über 300 m	Haspi-Brech wechselnd: S., normal-br. und schwach bis sehr schwach normal-br.	Wechselnde Rückzüge und Vorstöße des pliozänen Sees	Ölspuren bei Glodeni
	Sarmat	Weiter im Süden: Übergangsschichten zum Mäot. Schichtige und kompakte Mergel und Sande. Sande und oft konkretionäre Sandsteine, selten mit mergeligen Lagen, am Gebirgsrand grobe Konglomerate und Sandsteine. Kalkige Konglomerate, Kalksandsteine und z. T. kalktuffische Kalksteine mit Lunarenellen (Kalkige Fazies von Duleta, Găvora, Harpatehhand). Mergel und Sande, lokal shales, z. T. bituminös, und Lagen von plattigem Mergelkalk, Diatomit (?), Kohlen, Schmutze, feine Lufflagen.	Macra caspia, M. bulgarica, Pirenella disjuncta etc.	Arme Mikro-Fauna (Foraminiferen, Ostracoden)	bis über 300 m (z. T. bis zu ca 1000 m)	br. (küstennah)	Regression	Schwache Ölspuren und Gasspuren bei Măghireşti (Gorj) und bei Săcel (Gorj) (zeitweise beobachtet)
MIOZÄN	Bahna	Übergangsschichten mit feinschichtigen Mergeln und mit Sanden von einigen Autoren als Buglow bezeichnet (Auf die besondere Ausscheidung von Buglow kann verzichtet werden.)	Macra fragilis, Ervilia podolica, Pirenella rubiginosa, Pirenella untralis, Ursanum (U) duplicatum, Ocinebrina subavatus, Irus gregarius, Limnocardium obsoletum var. vindobonense, Gibbula (Caly) angulata usw. Insekten, Pflanzen, Fische.	Foraminiferen Ostracoden	wenige Meter	verbrachend	Regression	Ölspuren bei Bircii (Gorj)
	Torton	Am Gebirgsrand Konglomerate, Sandsteine und Mergel, organogene Kalksteine („Leitha kalk“)	Lithothamnien, Nulliporen, Serpula, Tapas vitaliana, Otiloma (Oxystele) pastula, Retalocochus intortus, Nucula (N) nucleus, Ocinebrina cf. schuberti, Ostrea (Pycnodonta) loachensis, Venus sp., Chama sp. (sämtlich nach G. MURGĂŢI, 1907)	Sehr reiche Foraminiferenfauna, z. B. bei Bahna, Ostracoden	bis über 50 m	m.	Transgression	Steirische Phase
MIOZÄN	Helvet	Mächtige Dazituffe (bis mehr als 35 m) und Globigerinen-Mergel, Diatomite. (Nach einigen Autoren unt. Torton). Selten rotbraunliche, sonst olivgraue, dunkel- und grüngraue, meist feinsandige Mergel und gelbgraue, z. T. mergelige Sande oder Feinsande mit viel Glimmer. Selten Sandsteine, auch kalkige Lagen (Mg. Silik.) Gipse und Salzlagen. Bei Ţenele Mavi grösseres Salzvorkommen (I. d. mittl. und westl. Oltenia kein Helvet bekannt)	(Bei Stăvoara: Pflanzenreste (Betula, Ulmus, Acer, Ficus, Pinus, Cinnamomum u. a.) Fischreste	Ostracoden, Foraminiferen (Globigerinen, Orbulinen etc.) Diatomen	bis über 600 m	lagumär (küstennah)	Regression	Gas- und Ölspuren bei Băile Govora (alte Bohrungen und Handschächte) Bărlag, Pietrari, Stoeneşti
	Burdigal	Konglomerate, kaum verfestigt, aus vorwiegend kristallinem Material, von der Măgura Stăvoara, am Gebirgsrand östl. Bărbăreşti (Văicea) und östl. des Alf gleichfalls Konglomerate	Sandige, sehr glimmerreiche grünliche, auch rötliche und graue Tone, Mergel mit Lignit.	Ostracoden (nach M. FILIPESCU auch Radiolarien und Flagellaten)	bis über 250 m	Trans- lokal Regression	Regression	Schwefelquellen
LIGURISCHES	Aquitain	In der Oltenia bisher nicht nachgewiesen! (In der westl. Muntenia Serie der „unteren Gipse“ allgemein als Aquitan von G. MURGĂŢI (1941) als Übereozän angesehen, da glaukonit. Sandstein und Orthophragmiten-Kalke enthaltend)						Savische Phase
	Chalk	Fehlt in der Oltenia!						
EOZÄN	Lutet	Fehlt in der Oltenia! (In der westl. Muntenia tonige und tonig-mergelige Schiefer mit Fischfauna und Pflanzen nach M. PAUCU Oligozän, „Muntenia-Schiefer“, nach MURGĂŢI (1941) Übereozän)						
	Barton	(In der westl. Muntenia; A. d. Basis Konglomerate, darüber Mergel mit Sandstein von Corbi, auch Nummulitenkalke)						

m. = marin  
br. = brackisch  
s. = süß  
fl. = fluviatil  
t. = terrestrisch