

Revue
de Géologie et
de Géographie

—571—

TOME IV
1960
N° 1

— COMITÉ DE RÉDACTION —

AL. CODARCEA, membre de l'Académie de la République Populaire Roumaine, *rédacteur en chef*; N. PETRULIAN, membre correspondant de l'Académie de la R.P.R., *rédacteur en chef adjoint*; G. MURGEANU, membre de l'Académie de la R.P.R.; T. MORARIU, membre correspondant de l'Académie de la R.P.R.; M. G. FILIPESCU, membre correspondant de l'Académie de la R.P.R.; M. SAVUL, membre correspondant de l'Académie de la R.P.R.; SABBA ȘTEFĂNESCU, membre correspondant de l'Académie de la R.P.R.; VIRGIL IANOVICI, directeur de l'Institut de Géologie, Géophysique et Géographie; I. ȘANDRU, professeur à l'Université de Jassy; P. ȘOIGAN, chargé de recherches, secrétaire du Comité de Rédaction.

S O M M A I R E
СОДЕРЖАНИЕ
C O N T E N T S
I N H A L T

1960

	<u>Page</u>
G. MURGEANU, EMILIA SAULEA, GR. POPESCU et I. C. MOTAŞ, Situation actuelle des problèmes de stratigraphie du Tertiaire dans la République Populaire Roumaine	5
M. G. FILIPESCU, Parallèle entre les schistes noirs du Flysch des Carpates orientales et les dépôts crétacés des Carpates septentrionales	37
Г. РЕЙЛЯНУ, Общие соображения о юре Румынских Карпат с особым рассмотрением некоторых стратиграфических границ	49
Г. МУРДЖАНУ, Д. ПАТРУЛИУС и Л. КОНТЕСКУ, Меловой флиш в бассейне долины Валя-Тырлунгулуй	61
Г. МУРДЖАНУ и Д. ПАТРУЛИУС, Меловой флиш в районе перевала Пасул Пределуш	79
VIRGINIA BARBU und GR. ALEXANDRESCU, Über einen natürlichen Hirn-höhlenabdruck von <i>Hipparion</i>	91
MIRCEA SAVUL et VIRGIL IANOVICI, Chimisme des roches dolomitiques de Hunedoara	101
ШТЕФАН АИРИНЕЙ, Гравитационные и геомагнитные исследования в зоне изгиба Восточных Карпат и Цара Бырсей	125
T. MORARIU et AL. SAVU, Les types génétiques de lacs et leur répartition sur le territoire de la République Populaire Roumaine	163

SITUATION ACTUELLE DES PROBLÈMES DE STRATIGRAPHIE DU TERTIAIRE DANS LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

PAR

G. MURGEANU

MEMBRE DE L'ACADÉMIE
DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

EMILIA SAULEA, GR. POPESCU et I. C. MOTAS

La Section de Géologie et de Géographie de l'Académie de la République Populaire Roumaine a organisé, en collaboration avec le Comité Géologique, un symposium portant sur les problèmes de stratigraphie du Tertiaire dans la R.P. Roumaine¹. Le but principal de ce symposium a été de montrer succinctement la situation actuelle de ces problèmes en Roumanie, ainsi que les principaux résultats obtenus jusqu'à présent. Il a encore eu pour objectif de soumettre aux discussions des spécialistes les nouveaux problèmes qui viennent d'être abordés ou qui sont en cours d'étude. Ce tour d'horizon est devenu nécessaire pour le développement coordonné et planifié des recherches ayant trait au Tertiaire de Roumanie.

La surface occupée par les terrains tertiaires dans la R.P. Roumaine dépasse les deux tiers de la surface du pays, ces terrains renfermant des richesses minières de première importance (pétrole et gaz naturels, charbons énergétiques, sel gemme, sels de potassium, soufre, diatomites, bentonites, gypse, trass, eaux minérales, matériaux de construction, sables siliceux, etc.).

L'étude de ces terrains se rattache aussi à la tradition de l'école géologique roumaine, le premier travail roumain de géologie s'occupant en effet du Tertiaire.

¹ Tenu les 23-25 octobre 1959, à Bucarest.

Continuant la tradition progressiste de l'école géologique roumaine, dont les débuts remontent au siècle passé, les géologues actuels continuent d'approfondir les problèmes posés auparavant, tout en abordant également de nouveaux problèmes.

Les conditions créées par le régime de démocratie populaire pour les travaux de recherche géologique, le soin permanent qu'apportent le Parti et le Gouvernement à doter les spécialistes de moyens de travail sur terrain, de même que l'équipement des laboratoires avec des moyens d'investigation modernes, ainsi que la dotation des bibliothèques avec les travaux de spécialité les plus récents, accompagnée de l'accroissement massif des cadres de spécialistes, ont rendu possible un essor brusque et considérable des connaissances ayant trait à la géologie du pays. Les progrès réalisés sont le fruit d'un travail collectif et planifié, auquel participe de toutes ses forces la nouvelle école géologique. Il faut y ajouter l'aide permanente des spécialistes soviétiques, tant en ce qui concerne l'activité pratique, que le côté scientifique des problèmes. L'échange d'expérience et d'informations avec les savants soviétiques, ainsi qu'avec ceux des pays de démocratie populaire, constitue également un facteur important qui contribue à rehausser le niveau des recherches dans la R. P. Roumaine et à approfondir les problèmes spéciaux et généraux ayant trait au Tertiaire.

Le développement qu'ont acquis, durant les années du régime de démocratie populaire, les travaux d'exploration et d'exploitation des gisements de substances minérales utiles contenus dans les terrains tertiaires de la R.P.R. ont eu pour conséquence l'étude détaillée de ceux-ci.

L'élaboration des cartes géologiques de la Roumanie à l'échelle au 100 000^{ème} — 200 000^{ème}, de même que l'élaboration des cartes tectoniques, lithofaciales et paléotectoniques, comporte la mise au point d'une corrélation stratigraphique rigoureuse.

Tous ces aspects sont étudiés dans les principaux départements ayant une activité géologique (Comité Géologique, Ministère de l'Industrie du Pétrole et de la Chimie, Ministère de l'Industrie Lourde, etc.), dans les laboratoires de l'enseignement supérieur, et surtout dans le cadre de la V^e Section de l'Académie de la R.P.R., par l'Institut de Géologie, Géophysique et Géographie.

Les forages et les travaux miniers, exécutés par les unités opératives mentionnées plus haut ont fourni dernièrement de nombreuses données et informations nouvelles. L'élaboration des cartes géologiques et les études entreprises ces dernières années, dans diverses régions du pays, ont également apporté de nouvelles précisions sur la stratigraphie et la tectonique des terrains néozoïques. C'est d'ailleurs cette activité pratique qui a conduit, en premier lieu, aux principaux résultats scientifiques de ces derniers temps.

Notre symposium, le premier de ce genre, met en discussion les problèmes de stratigraphie du Tertiaire, précisément en vue d'une coordination scientifique des études et des résultats concernant les corrélations stratigraphiques.

Les corrélations stratigraphiques rigoureuses sont les seules qui peuvent conduire à des images structurales, paléogéographiques, paléotectoniques et lithofaciales correctes. Elles constituent par conséquent une base juste pour les perspectives larges d'exploration.

D'autre part, la stratigraphie du Tertiaire des régions classiques de l'Europe a subi, ces dix dernières années, certaines modifications dont il faut tenir compte. Il existe, de plus, des problèmes de stratigraphie du Tertiaire dont la solution peut être trouvée sur le territoire de la Roumanie.

Les réunions scientifiques internationales concernant le Tertiaire devront trouver un large cercle de géologues roumains qui soient en mesure de présenter et de discuter critiquement les problèmes soumis aux débats.

Voilà donc quelques-uns des principaux aspects de l'opportunité et de la nécessité du symposium organisé par l'Académie de la République Populaire Roumaine.

Les problèmes stratigraphiques du Tertiaire de la R.P.Roumaine, commentés dans la communication présente, font l'objet des recherches et des préoccupations générales concernant le Tertiaire. C'est pourquoi nous nous occuperons surtout des régions et des formations se prêtant à des subdivisions biostratigraphiques, vu que c'est à partir de celles-ci qu'il faut attaquer les corrélations générales.

Pour certaines d'entre elles, on tâchera également de montrer, d'après les données fournies par la littérature de spécialité, la façon dont sont débattus ces problèmes à l'étranger, en insistant également sur certains aspects des corrélations stratigraphiques d'ensemble. Ces questions constituent d'ailleurs des problèmes qui subsistent depuis le siècle dernier. Elles visent à l'établissement d'une classification chronologique généralisée du Tertiaire. La réalisation de ce but s'est heurtée à des difficultés qui ont été évidentes dès les débuts de la stratigraphie du Tertiaire et qui, dans une certaine mesure, persistent aujourd'hui encore. Les difficultés de corrélation sont dues, en grande mesure, à la séparation des bassins de sédimentation et au développement individuel des faunes et flores fossiles respectives. Il faudrait, par conséquent, que le progrès dans cette direction soit fondé sur la connaissance de l'histoire de la sédimentation et de l'évolution de la faune, pour chaque bassin pris à part ; il suppose également l'existence de définitions claires, de toutes les subdivisions des formations locales. La solution des problèmes de corrélation du Tertiaire, la détermination des critères de ses principales limites (limite Crétacé — Paléogène, limite Miocène — Paléogène, limite Néogène — Quaternaire), le problème de l'Oligocène, etc., exigent des études complexes de biostratigraphie, de sédimentologie, de paléoécologie, etc.

La présente communication a pour but de passer en revue la situation actuelle de certains de ces problèmes, à savoir : la limite Crétacé — Paléogène ; les corrélations dans le cadre du Paléogène ; les problèmes de stratigraphie du Néogène et le problème de la limite Néogène — Quaternaire.

CHAPITRE I

LIMITE CRÉTACÉ—PALÉOÈNE

La question de la limite entre le Crétacé et le Paléogène a été abordée dans le Flysch des Carpates orientales, où l'on constate une transition entre les « Marnes rouges sénoniennes », de type Gura-Beliei, et l'Eocène de faciès Șotrile.

On connaît depuis longtemps qu'il y a une transition graduelle entre ces deux complexes, ainsi que le fait que les nummulites de l'Eocène de faciès Șotrile, indiquent le Priabonien.

Les études des microforaminifères calcaires ont permis la subdivision de cet Eocène en approximativement trois zones. Les microfaunes se trouvant à la base des dépôts éocènes ont été provisoirement considérées comme étant des associations de transition entre le Sénonien et le Paléocène.

Dans le but de préciser une limite biostratigraphique entre le Crétacé et le Paléogène, des études micropaléontologiques ont été entreprises sur des coupes se trouvant dans les bassins de la : Prahova, Ialomicioara et Dîmbovița.

Les résultats obtenus jusqu'à présent permettent de dégager les constatations suivantes :

a) Dans les bassins de la Prahova et de la Ialomicioara, les associations microfauniques du faciès de Șotrile contiennent également des espèces de globotruncanes sénoniennes; dans la « zone de transition » des marnes rouges à l'Eocène, apparaît une éruption de globigérinidés contenant de nombreuses espèces qui se retrouvent également plus haut, dans l'Eocène respectif, auxquelles s'ajoutent aussi des globotruncanes sénoniennes.

b) Dans le bassin de la Dîmbovița, à la base de la « zone de transition », apparaît un microconglomérat de faible épaisseur (une lumachelle) à nummulites, représentées par des espèces de l'Yprésien, du Lutétien et du Priabonien.

La microfaune du niveau immédiatement inférieur — marnes rouges et grises du type Gura-Beliei — contient, à part les globotruncanes (connues du Maastrichtien et du Campanien), des globigérinidés, identiques à ceux des niveaux supérieurs de l'Eocène de Șotrile (marnes blanchâtres).

Le banc à nummulites renferme des enclaves de marnes gris-verdâtre contenant des globigérinidés éocènes (? Paléocène — Eocène inférieur).

La « zone de transition » comprend deux niveaux: 7—8 m de marnes verdâtres à très rares intercalations de 1 cm de grès, situées immédiatement au-dessus du banc à nummulites, et, ensuite, 1 m de marnes rouges à taches vertes.

Les microfaunes de la zone de transition sont constituées de globigérines éocènes.

La microfaune de la base des marnes rouges indique le Maastrichtien moyen, tandis que dans la partie tout à fait supérieure du Néocrétacé de la région (Lăicăi), par rapport à laquelle les marnes rouges marquent une nette discontinuité, se trouve une microfaune maastrichtienne inférieure.

Ces constatations posent, d'une part, le problème du remaniement en masse des globotruncanes respectives, ce qui conduit à l'idée de certaines discontinuités entre le Sénonien et le Priabonien (le mélange de nummulites éocènes inférieures et de nummulites priaboniennes plaissant dans le même sens), et d'autre part, le problème de la présence des termes inférieurs du Paléogène dans les marnes rouges mêmes.

Avant de conclure sur les discontinuités possibles entre le Crétacé supérieur et l'Eocène de Șotrile (Priabonien), il faut, par conséquent, résoudre la question de la présence ou de l'absence des termes inférieurs du Paléogène dans les marnes de type Gura-Beliei. Une étude taxinomique détaillée des microfaunes est encore nécessaire, ainsi qu'une répartition rigoureuse sur la verticale des espèces et des associations respectives. Il faut également résoudre la question du « remaniement » des globotruncanes ou celle de leur persistance au Paléogène.

Les données d'observation indiquent clairement que l'Eocène de Șotrile est toujours accompagné de marnes rouges à sa base et que, avec celles-ci, il est parfois disposé, en discordance, sur des terrains plus anciens. C'est ainsi que dans la région de Lăicăi (bassin de la Dîmbovița) les marnes rouges, recouvertes par l'Eocène de Șotrile, dépassent graduellement tous les termes du Crétacé supérieur (Maastrichtien inférieur, Campanien, Santonien, Coniacien, Turonien, Cénomaniens et Vraconnien), atteignant même l'Albien (flanc septentrional du synclinal de Meșoare).

Cependant, dans les conditions de sédimentation du Flysch, on peut souvent constater des continuités apparentes et les relations tectoniques peuvent donner lieu à des accordances. C'est pourquoi, en principe, les discontinuités possibles ne doivent pas être exclues. Elles sont, au contraire, rendues évidentes par les mélanges de faunes mentionnés. Les discontinuités de ce type n'impliqueraient pas forcément émergence et dénudation dans la zone même. Le mélange de microfaunes peut encore être dû aux résédimentations de matériel, causées, en partie, par les courants de fond. Il semble donc évident qu'entre les Marnes rouges et l'Eocène de Șotrile de semblables épisodes ont pu avoir lieu, le banc à nummulites pouvant représenter un tel épisode. Mais il est tout aussi évident que la principale discontinuité se situe ici à la base des Marnes rouges.

En conclusion, les données présentées permettent d'affirmer que le faciès pélagique, à marnes rouges et grises, qui commence au Vraconnien, semble continuer au Crétacé supérieur et peut-être même au Paléogène inférieur, tandis que le faciès typique de Flysch ne commencerait (pour la phase et dans la zone respective) qu'à l'Eocène supérieur. Ce Flysch priabonien peut atteindre parfois 700—800 m d'épaisseur.

Une seconde conclusion est que la limite biostratigraphique entre le Crétacé et le Paléogène ne devrait pas être cherchée dans la « zone de transition » entre les Marnes de Gura-Beliei et le faciès de Șotrile, mais dans les Marnes rouges mêmes.

Dans la région de Lăicăi, par exemple, il serait possible que cette limite se trouve dans le niveau supérieur des Marnes rouges, dans lequel les intercalations de marnes grises sont dénuées de fucoïdes.

CHAPITRE II

CORRÉLATIONS DANS LE CADRE DU PALÉOGÈNE

Les terrains du Paléogène des Carpates orientales sont à présent très minutieusement détaillés en ce qui concerne leur succession lithologique, leurs faciès et leur tectonique.

Les rares faunes de macroforaminifères (nummulites et orbitoïdes) viennent à peine d'être analysées systématiquement dans la R.P. Roumaine.

En ce qui concerne les associations de microforaminifères, celles-ci ont été comparées, par les spécialistes roumains, avec celles du faciès de Șotrile¹. C'est pourquoi la délimitation des horizons des autres faciès du Paléogène, basée sur les zones locales établies dans l'Eocène de Șotrile, ne peut pas avoir une valeur de corrélation stratigraphique générale.

Dans certaines régions carpatiques plus internes, comme par exemple dans la fosse du Maramureș, une plus grande richesse en documents paléontologiques a permis d'effectuer une subdivision stratigraphique un peu plus rigoureuse du Paléogène. Tout comme dans le reste des Carpates orientales, ici non plus une délimitation stricte Eocène — Oligocène n'est pas encore établie.

Pour le moment, cette limite a, pour les Carpates orientales de la R. P. Roumaine, un caractère entièrement conventionnel. La seule indication certaine d'Oligocène est constituée par *Nummulites vascus* des grès du type Fusaru de Gura-Crasnei² (bassin du Teleajen). Cette indication, tout à fait préliminaire, montre que dans la R.P. Roumaine, comme dans le reste des Carpates orientales (URSS et R.P. Polonaise), l'Eocène s'élève cependant un peu plus haut, y compris la partie inférieure des Couches de Krosno, respectivement une partie des Couches de Pucioasa.

Pour le Paléogène extra- et intracarpatique, on possède certaines nouvelles données et précisions :

a) La présence du Lutétien dans les dépôts de couverture du plateau de Moldavie, récemment découvert dans les forages de Roman ;

b) La présence de l'Yprésien à la base de l'Eocène de Dobrogea et de Porcești (Transylvanie)³.

C'est surtout le Paléogène des régions intracarpatiques, riche en fossiles, qui se prête à des délimitations d'horizons et à des corrélations biostratigraphiques.

Dans les régions extra-carpatiques, c'est surtout le Tertiaire de la dépression Gétique et des bassins se rattachant à celui-ci (Bahna — Baia de Aramă, Petroșani, Brezoi — Titești, etc.) qui offre pour le Paléogène (et pour le Néogène) les mêmes possibilités. Ce Tertiaire a déjà été étudié

¹ T. Iorgulescu, *Considerațiuni bionomo-stratigrafice asupra Paleogenului din zona de margine a flisului din Muntenia de Est, deduse din conținutul său micropaleontologic*, comm. I.P.G.G., Bucarest, décembre 1957.

² Gh. Bombiță, communication verbale, 1958.

³ Gh. Bombiță, *Paralelizarea stratigrafică între Eocenul de la Azarlă, Albești, Porcești, Alba Iulia și cel din NV Transilvaniei*, comm. au Com. Géol., 16 janvier 1959.

il y a assez longtemps. De nombreuses précisions et nouvelles données ont été apportées, ici aussi, durant les dernières années.

Pour le Paléogène des régions intracarpatiques, on a fait d'importants progrès en ce qui concerne la corrélation des faciès ainsi que la distribution des horizons, en se basant sur les faunes de mollusques et de foraminifères.

Dans le bassin de Transylvanie, les données récentes montrent que le Paléogène semble y commencer tout au plus avec le Lutétien inférieur — Yprésien¹.

L'étude des faunes de mollusques, d'échinides, de foraminifères indique un grand développement du Priabonien.

Cependant, ici également, la limite Eocène — Oligocène est encore discutée. D'après les faunes de nummulites, cette limite se situe dans les Couches de Mera. Les Couches d'Ileanda-Mare, une partie des Couches de Tic, une partie, éventuellement, des Couches de Mera, etc., reviendraient par conséquent à l'Oligocène. Quant aux terrains qui doivent être attribués strictement à l'Oligocène, cette question est étroitement liée à celle du Chattien et de l'Aquitaniien et au problème de la limite Paléogène — Néogène.

PROBLÈME DE L'OLIGOCÈNE ET DE LA LIMITE PALÉOGÈNE—NÉOGÈNE

Ces dix dernières années, les recherches entreprises dans des régions classiques pour le Tertiaire de l'Europe ont apporté des changements quant à la place, dans l'échelle stratigraphique, de certaines subdivisions et localités considérées typiques. Parmi les changements ayant trait à l'Oligocène et au Miocène inférieur, les plus importants sont :

Le Lattorfien typique ne représenterait qu'un faciès du Priabonien et reviendrait à l'Eocène ; le Chattien est considéré par certains auteurs comme étant un faciès de l'Aquitaniien ; les Couches à *Pectunculus* et les Couches à *Turritella*, des bassins intracarpatiques, considérées typiques pour le Chattien, ont été réparties au Miocène inférieur (Aquitaniien) ; l'Aquitaniien et le Burdigalien du Sud de la France et du Nord de la R. F. Allemande, considérés comme étant de sunités à valeur de faciès, ont été englobés dans l'étage Girondien² ; une grande partie des Couches à *Cyrenes*, de Bavière et de la R. P. Hongroise, reviennent à l'Aquitaniien, et c'est à ce même étage basal du Miocène que reviennent les dépôts des régions de Schio et de Belluno (Italie), etc., etc.

L'Oligocène semble donc se restreindre au Rupélien (= Stampien s.s. du bassin de Paris).

Les faunes marines typiques du Rupélien sont : les associations des Couches à *Astéria*, de la région des Pyrénées ; le Stampien du bassin

¹ Gh. Bombiță, *Paralelizarea stratigrafică între Eocenul de la Azarlic, Albești, Porcești, Alba Iulia și cel din NV Transilvaniei*, comm. au Com. Géol., 16 janvier 1959.

² M. Vigneaux, A. Magne, M. Veillon et J. Moyes, *Aquitaniien et Burdigalien*, C.R. Acad. Sci., Paris, 1934, 239, 14, 818.

de Paris ; le Rupélien de Hollande et du Nord de la Belgique ; les sables inférieurs et les *Argiles à Septaria*, du bassin de Mayence ; les Couches de Gomberto d'Italie, etc.

La question du Chattien et de l'Aquitaniien pose de nouveau le problème de la limite Paléogène—Néogène¹.

Le stratotype originaire, établi par Mayer-Eymar pour l'Aquitaniien, contient des dépôts d'eau douce, saumâtre et marine, comprenant des : *Anthracotherium*, *Helix ramondi* et *Melongena lainei*.

Après l'établissement de l'étage Chattien par Fuchs, les auteurs ont rattaché à cet étage certains dépôts considérés jusque là comme aquitaniens, à savoir : les couches à faune marine du type Cassel, ainsi que les couches saumâtres et d'eau douce, correspondant par leur faune à la partie inférieure de l'Aquitaniien de Mayer. Ces couches étaient rangées au Chattien vu qu'elles contiennent : *Helix ramondi* et *Anthracotherium*.

Le stratotype du Chattien (Fuchs, 1894) serait donc compris dans le stratotype de l'Aquitaniien (Mayer-Eymar, 1857) et ne représenterait qu'un faciès de la partie inférieure de ce dernier, en conséquence, il n'existerait pas comme unité indépendante.

Il faut encore ajouter que le Girondien (Vigneaux, Magne, Veillon, Moyes, 1954) comprend la partie supérieure de l'Aquitaniien (Mayer, 1857) et le Burdigalien (Depéret, 1892).

C'est pourquoi il n'est pas exclu qu'il existe un Aquitaniien inférieur (caractérisé, dans son faciès continental, par *Helix ramondi* et *Anthracotherium* et, dans son faciès marin, par la faune du type Cassel) et un Aquitaniien supérieur (caractérisé, dans son faciès continental, par *Triptichia antiqua* et, dans son faciès marin, par les faunes du type Bazas et Mérignac).

Les faunes type du Chattien marin sont : les associations de Cassel, les Couches de Voort (Belgique), les Couches à Cyrènes d'Alsace.

Les faunes marines typiques de l'Aquitaniien se trouvent dans les localités et formations suivantes : Bazas et Mérignac (bassin d'Aquitaine), Couches de Lisbonne (Portugal), Couches de Vierland (Nord de la R. F. Allemande), Couches de Klintinghoved (Danemark) ; Carry et Montpellier (bassin du Rhône) ; Couches de Schio et Glauconies de Belluno (Italie), Burgstall et Thalberg (Bavière) ; Eger, Törökbalint (R. P. Hongroise), Kovácov (R. S. Tchécoslovaque), etc. [dépression intracarpatique (région de Krapino-Radoboj), dépression de la Drave et de la Save].

Il ne reste, par conséquent, pour le Chattien, que les localités typiques de la bio-province du Nord (Cassel et Voort). Mais ce Chattien correspond aux niveaux supérieurs du Stampien du bassin de Paris et du bassin d'Aquitaine.

Dans une même bio-province, il y a des différences fondamentales entre les couches du Chattien et celles de l'Aquitaniien. C'est ainsi que, dans l'Allemagne du Nord et en Belgique, les Couches de Cassel, Doberg et Voort présentent une autre faune que celles de Vierland ou de Klin-

¹ Les précisions et les discussions concernant le Chattien et l'Aquitaniien, surtout pour les bassins intracarpatiques, ont été empruntées pour la plupart à J. Seneš (1958).

tinghoved. De même, en Bavière, les dépôts considérés comme chattiens ne contiennent que des mollusques de type septentrional, tandis que dans les Couches de Thalberg (Aquitanien) on trouve, en plus, des éléments des provinces atlantiques et méditerranéenne.

Si le Chattien est un intervalle de temps équivalent au stratotype de l'Aquitanien, les différences existant entre les régions de Cassel et de Mérygnac en ce qui concerne l'ensemble de la faune marine, peuvent alors être attribuées à une isolation partielle bio-géographique et climatique qui peut être due aux directions différentes des courants marins. Il est également possible que les différences d'ensemble entre les faunes aquitaniennes de France, d'Italie et de la dépression intracarpatique, soient dues aux mêmes causes.

Il est cependant évident que dans l'ensemble des mouvements se rattachant à la transgression générale de l'Aquitanien (éventuellement du Chattien), comme pour toute transgression et régression, la formation de dépressions, d'une part, et de soulèvements, de l'autre, n'a pas eu lieu de façon absolument simultanée.

Il est au contraire très probable que l'extension géographique de la transgression régionale de la période située entre le Rupélien et l'Aquitanien se soit développée graduellement.

Afin de résoudre ce problème, il est nécessaire d'étudier minutieusement quelles ont été les modifications de la configuration paléogéographique de l'Europe, résultant de chaque phase de cette transgression générale entre le Rupélien et la base du Miocène, et quelles ont été les modifications de faune, produites par cette transgression, dans chaque région prise à part.

C'est pourquoi il faut tenir compte de cet aspect, quand on examine les différences de faune dans le cadre d'une même transgression générale, surtout lorsque la région considérée a eu, sans aucun doute, des rapports avec les diverses bio-provinces de la mer générale de cette époque.

Les différentes conceptions selon lesquelles il serait juste ou non de considérer l'étage Chattien comme unité chronostratigraphique autonome, de même que les opinions selon lesquelles les dépôts aquitaniens seraient d'âge oligocène ou miocène, sont des questions encore en litige.

Il s'agit cependant de pouvoir préciser si, effectivement, un intervalle de temps s'est écoulé entre la période représentée par les dépôts désignés comme Rupélien (Stampien *s.s.*) et la période dont les dépôts ont été désignés comme Aquitanien (Mayer, 1857).

Si cet intervalle de temps existait, il devrait se manifester d'une façon ou d'une autre dans la sédimentation de certaines régions et par conséquent il serait nécessaire que cet intervalle de temps soit désigné comme «Chattien». Si une telle période de temps n'existait pas, alors les dépôts considérés par Fuchs comme stratotype du Chattien (localité type : Cassel) seraient d'un âge équivalent à celui que Mayer a attribué au stratotype originaire de son Aquitanien.

Il est difficile de répondre à une telle question, vu que les stratotypes du Rupélien et de l'Aquitaniens n'ont pas été établis sur une même section et en profil continu.

Il est également difficile de tracer une limite biostratigraphique entre l'Aquitanién inférieur (= Chattien de Fuchs) et l'Aquitanién supérieur (Mayer) [= Girondien inférieur (Vigneaux, Magne, Veillon, Moyes)]. Le manque de profils continus rend la possibilité d'une telle subdivision plus difficile encore. D'une part, il existe très peu de coupes où les faunes à *Helix ramondi* et *Triptichia antiqua* soient superposées et non juxtaposées, et de l'autre, les associations de foraminifères de certains dépôts «chattiens» sont très différentes des associations paléogènes et présentent un caractère miocène prédominant avec certains traits aquitaniens typiques.

Par conséquent, la réponse à cet important problème de paléo-chronologie dépend d'une révision très minutieuse des stratotypes et de l'étude approfondie des coupes avec minimum d'interruption de sédimentation entre le Rupélien et le Burdigalien.

Une étude minutieuse et complexe de certaines régions de la R.P. Roumaine (bassin de Transylvanie, bassin de Valea Jiului-Petroșani, dépression gétique, etc.) peut contribuer en grande partie à élucider ces problèmes.

Le bassin de Transylvanie est, en ce qui concerne le problème de l'Oligocène et de la délimitation Paléogène — Néogène, une région de tout première importance.

Dans le N-O de la Transylvanie, le problème de l'Oligocène, ainsi que la question du Chattien et de l'Aquitanién, à savoir le problème de la limite biostratigraphique entre le Paléogène et le Miocène, se pose au niveau des Couches de Tic et d'Ileanda-Mare, respectivement au niveau des dépôts connus sous le nom de Couches de Valea Almașului.

Comme nous l'avons déjà mentionné, d'après les faunes de nummulites, la limite supérieure du Priabonien se trouve dans les Couches de Mera.

Etant donné qu'une continuité de sédimentation semble exister à partir des Couches de Mera jusqu'à la base des Couches de Coruș, on a affaire, dans cette région, à une succession presque continue entre le Priabonien et le Burdigalien.

Les recherches de ces dernières années semblent montrer que les Couches de Tic sont probablement, en partie, un faciès latéral des Couches d'Ileanda-Mare.

Les Couches de Tic ont un niveau inférieur, où les argiles rouges paraissent prédominer, et un niveau supérieur carbonifère. Le niveau supérieur des Couches de Tic, d'après l'analyse des coupes et de la faune qui a été récemment reprise, serait un équivalent des Couches de Cetate. Ces dépôts représentent une mollasse typique à *Anthracotherium magnum*, *Indricotherium*, *Polymesoda convexa*, *Melanopsis hantkeni*, *Congerina basteroti*, *Brotia (Tinnysa) escheri grossecostata*, *Unio* aff. *umbonarius*, *Theodoxus*, ainsi que de nombreuses espèces de *Corbula* (dont un nombre considérable est identique à celles des Couches de Cetate).

Dans le cadre de cette mollasse à charbons et à *Anthracotherium*, il est possible que l'Oligocène soit représenté par la partie inférieure des Couches de Tic et que l'Aquitanién s.l. (au sens de Mayer) suive au-dessus.

La partie supérieure des Couches de Tic, respectivement les Couches de Cetate, pourrait donc représenter un Aquitanien inférieur (= Chattien, au sens de Fuchs).

L'Aquitaniien supérieur, au cas où il ne fait pas défaut, pourrait donc être représenté par les Couches de Zimbor et de Sin-Mihai qui constituent aussi, en grande partie, deux faciès du même niveau stratigraphique. Les Couches de Coruş, discordantes au-dessus de cet «Aquitaniien», représentent, par leur faune, un Burdigalien.

Le problème qui se pose est de préciser ce qui revient à l'Oligocène, respectivement au Chattien, aussi bien que de démêler si l'Aquitaniien doit faire partie de l'Oligocène ou du Miocène.

On ne peut se baser uniquement sur la discordance existant entre le Burdigalien et un Aquitanien, faisant suite, graduellement à l'Oligocène. Comme nous l'avons déjà dit, on considère aujourd'hui l'Aquitaniien s.s. comme étage basal du Miocène. C'est à cette conclusion qu'ont abouti un grand nombre de recherches entreprises dans le Sud de la France, le Nord de l'Allemagne, en Autriche, Bavière, Moravie, Slovaquie, le Nord de la R. P. Hongroise etc.,

On a prouvé, grâce à l'identité de la faune de foraminifères avec la microfaune de l'Aquitaniien de la mollasse bavaroise et de la dépression intracarpatique (Hongrie et Nord de la Slovaquie), que le Schlier brun «oligocène» d'Autriche est d'âge aquitanien. De même, les Sables de Linz et de Melk, représentant un faciès du Schlier brun, contiennent des faunes de mollusques à espèces prédominantes de l'Aquitaniien et des faunes de mammifères qui n'excluent pas leur âge miocène.

Les «Marnes à foraminifères» de la R. P. Hongroise et le Schlier «chattien» du Sud de la Slovaquie ne représentent qu'un faciès de profondeur des Grès à *Pectunculus* et à *Turritella* et des Marnes à *Cyrenes*, qui appartiennent à l'Aquitaniien.

La microfaune de ces dépôts est caractérisée par l'extinction des types rupéliens, par l'apparition d'éléments typiques du Miocène (développement rapide des genres *Elphidium* et *Rotalia*) et par l'identité avec la microfaune de l'Aquitaniien typique. De plus, à la base du Schlier «chattien», on trouve des grès et des conglomérats à pectinidés de type miocène inférieur.

Les forages ont prouvé que les «Marnes à foraminifères» et le Schlier «chattien» reposent transgressivement et en discordance sur un Rupélien en partie dénudé, ou sur des calcaires mésozoïques.

L'opinion que les Marnes à foraminifères «chattiennes» et le Rupélien appartiendraient à un même cycle sédimentaire, et que ce «Chattien» serait un faciès régressif du Stampien, semble être ainsi infirmée. Toutefois, dans le bassin de Paris on considère comme Chattien un niveau supérieur du Stampien (Stampien 3).

Dans la mollasse d'Autriche et dans certaines parties des bassins intracarpatiques, il existe une discontinuité évidente entre le Rupélien et l'Aquitaniien.

L'Aquitanien de la molasse d'Autriche est transgressif et discordant sur l'Oligocène de l'avant-fosse des Alpes. Dans l'avant-fosse des Carpates occidentales, c'est l'Helvétien inférieur qui repose directement sur un Rupélien à faciès régressif.

Par contre, dans le Flysch marginal des Carpates occidentales (Moravie du Sud et Autriche), notamment dans la Nappe Zdanice-Waschberg, on trouve l'Aquitanien en continuité de sédimentation avec l'Oligocène et fortement plissés ensemble. En effet, à l'intérieur de ce Flysch, les marnes de Hustopeče contiennent une microfaune aquitanienne, et la faune de mollusques des grès de Zdanice contient aussi des espèces caractéristiques de l'Aquitanien.

En R. P. Roumaine, la dépression gétique constitue une autre région favorable à l'établissement de la limite Paléogène — Néogène.

Ici, la faune de mollusques de Valea-Muerească, à puissantes affinités miocènes se situe dans une succession qui va du Sénonien aux Conglomérats de Brebu. Nous soulignons que cette faune contient des *Turritella* (*Haustator*) *venus* d'Orb. (= *Turritella sandbergeri* Mayer-Eymar), espèce considérée par certains comme caractéristique de la limite Paléogène — Néogène. Cette faune se trouve sous un niveau gréseux-sablonneux-charbonneux à *Potamides* (*Tympanotomus*) *margaritaceum* Brocc. et *Pirenella plicata plicata* Brug., — espèces répandues dans les dépôts saumâtres de l'Aquitanien et du Burdigalien de la dépression intracarpatique.

Suit un complexe lagunaire équivalent aux Couches de Cornu et qui contient une microfaune du type Coruş, Chechiş et Hida.

Le bassin de Petroşani (Valca Jiului), où les molasses à charbons contiennent des *Anthracoherium*, est également important pour l'étude des mêmes problèmes.

Les recherches de ces dernières années ont mis en évidence un niveau à faune burdigalienne et ont récemment décelé des mollusques qui complètent la liste de Hofmann. Parmi celles-ci se trouvent des espèces similaires à celles de l'Aquitanien de Bavière, ainsi que des espèces qui se développent au Burdigalien, ce qui accentuerait l'appartenance de l'Aquitanien de Valea Jiului au Miocène.

Cependant, ici encore, il faudrait préciser ce qui revient à l'Oligocène terminal.

En ce qui concerne l'Oligocène des Carpates orientales, c'est la pénurie de documents paléontologiques qui rend difficile la solution des problèmes envisagés.

On a vu, plus haut, quel est l'aspect de la limite Eocène — Oligocène et combien peu elle est argumentée. Il faut ajouter qu'à la lumière des recherches récentes il faudrait essayer de réaliser une équivalence stratigraphique rigoureuse des zones micropaléontologiques déjà établies en R. P. Roumaine.

Si, pour l'Eocène, les corrélations locales se font, en R.P. Roumaine, d'après les zones micropaléontologiques, établies dans l'Eocène de Şotriile, on sait que, pour l'Oligocène, les corrélations locales se font d'après les zones établies dans les Couches de Pucioasa.

Au premier cas, il a été admis que le faciès de Șotrile représente l'Eocène en entier. Au deuxième cas, il a été admis que les Couches de Pucioasa représentent tout l'Oligocène (et rien que l'Oligocène). Or, ce sont précisément ces suppositions qui n'étaient pas prouvées et, récemment, la première du moins a été sérieusement ébranlée.

CHAPITRE III

PROBLÈMES DE STRATIGRAPHIE DU NÉOGÈNE

Les terrains néogènes de la R. P. Roumaine sont également très minutieusement subdivisés en ce qui concerne leur succession lithologique, leurs indications macro- et micropaléontologiques, leurs faciès, etc. Toutefois, pour une grande partie d'entre eux, l'inventaire paléontologique est loin d'être achevé et, dans une certaine mesure, cet inventaire n'est ni collectionné, ni analysé systématiquement.

Actuellement, une précision sur certains stratotypes des subdivisions du Néogène de Roumanie fait défaut et ce qui manque surtout, c'est leur illustration par des collections stratigraphiques et paléontologiques centralisées et mises à la disposition des spécialistes.

La classification litho-stratigraphique des terrains néogènes de Roumanie est déjà achevée, autant dans ses grandes lignes que dans ses principaux détails. Ceci est valable, tant pour le Néogène des Carpates orientales, que pour celui de certains bassins d'entremont, en commençant par la dépression de Transylvanie, de même que pour le Néogène de la dépression gétique, de la Dobrogea, de la plaine roumaine et de la plate-forme moldave.

Les corrélations dans le cadre du Néogène se rattachent aussi aux questions ayant trait aux limites Paléogène — Néogène et Miocène — Pliocène. Ces problèmes étant parmi les plus difficiles de la stratigraphie du Tertiaire, il faut s'attendre à ce que les discussions et les points de vue soient aussi des plus divers. Le problème de la limite supérieure du Tertiaire présente d'ailleurs le même caractère.

En R. P. Roumaine, les corrélations établies en ce qui concerne le Néogène sont dues à Gr. Cobălcescu, L. Mrazec, G. Murgoci, S. Ștefănescu, I. Simionescu, I. P. Voitești, etc.

Le Miocène supérieur de la R. P. Roumaine a été subdivisé et parallélisé, notamment par I. Simionescu, et le Pliocène inférieur, par N. Androusov et W. Teisseyre. Le Méotien et le reste du Pliocène (y compris le Levantin) ont été, pour la première fois, mis en corrélation avec leurs équivalents d'Europe par S. Athanasiu. Des travaux des plus intéressants en ce qui concerne le Miocène et le Pliocène de l'U.R.S.S. et contenant de nombreuses considérations sur les parallélisations à grande échelle, se référant aussi à la R. P. Roumaine, sont dus à N. Androusov, L. Davitashvili, V. Laskarev, I. Sinzov, A. Eberzine, R. Merklina, etc.

A. Le Miocène

Les terrains miocènes des Carpates orientales sont minutieusement subdivisés, en ce qui concerne leur litho-stratigraphie. Leur faciès de molasse et la rareté des faunes rendent difficile toute corrélation rigoureuse. Les recherches micropaléontologiques ont pu néanmoins apporter certaines précisions. Dernièrement, quelques précisions sont venues s'ajouter en ce qui concerne l'emplacement dans la colonne lithologique, des faunes de mollusques déjà connues; l'inventaire de celles-ci a été augmenté, et de nouveaux points fossilifères ont été découverts. Des précisions ont également été apportées au sujet des niveaux qui renferment le sel, de même qu'en ce qui concerne les prétendues « brèches » du sel.

Les subdivisions lithologiques, établies en 1943 en Valachie pour le Tortonien, ont été retrouvées dans la dépression gétique (1949) et dans le Maramureş (1951–1953).

En ce qui concerne le Miocène inférieur et moyen, on sait depuis longtemps que les Couches de Cornu renferment des faunes de Pectinidés burdigaliens. On a encore montré que les microfaunes de ces dépôts sont identiques à celles des Couches de Coruş et de Chechiş, de Transylvanie. La présence du Burdigalien dans les Couches de Cornu est donc démontrée. Dans les Carpates de Valachie, il faudrait par conséquent chercher l'Aquitaniien plutôt dans le Flysch paléogène que dans les Couches de Cornu et leurs équivalents¹.

Une aide indirecte, dans ce sens, pourrait être fournie par la faune de la Valea-Muerească (Olténie) recueillie sous les Couches de Gura-Văii (équivalentes des Couches de Cornu et, éventuellement, à une partie des niveaux supérieurs des Couches de Pucioasa²).

On a déjà montré que le Flysch des Carpates occidentales comprend également un Aquitaniien se trouvant en continuité de sédimentation avec l'Oligocène, et fortement plissé avec celui-ci.

En ce qui concerne la succession des dépôts supérieurs aux Couches de Cornu et jusqu'à la base du Sarmatien, on ne possède des indications certaines que pour le Tortonien, notamment en ce qui concerne les niveaux situés au-dessus du *Tuf à globigérines* c'est-à-dire les *Marnes à Spiralis* et peut-être aussi dans les *Schistes à radiolaires*.

On a récemment mis en évidence, vers la partie terminale des *Marnes à Spiralis*, une faune à *Venus konkensis*². C'est à ce même niveau que se sont contournés les problèmes concernant le Buglovien.

La succession, en commençant par les Conglomérats de Brebu (y compris les *Couches de Valea-Leurzei*) et jusqu'au *Tuf à globigérines*, n'offre pas d'indications macropaléontologiques certaines. On ne possède pas d'indications précises pour l'Helvétien.

Conventionnellement, on admet que le Tortonien débute au niveau du *Tuf à globigérines* qui serait l'équivalent du *Tuf de Dej*, de Transyl-

¹ I. C. Moţaş, *Date noi cu privire la corelarea Miocenului*, comm. au Com. Géol., Bucarest, 5 avril 1957.

² Elena Popa, communication verbale (1958).

vanie. Par conséquent, les Couches de Valea-Leurzei, les Conglomérats de Brebu, l'Horizon rouge et l'Horizon sombre représenteraient la partie inférieure du Vindobonien¹.

Le même schéma s'applique aux dépôts de même faciès de la dépression gétique. Dans les Subcarpates de Moldavie la situation est, dans une certaine mesure, similaire.

Nous considérons, cependant, que les études sur les horizons micro-paléontologiques déjà établis dans le Miocène roumain doivent être approfondies, afin de pouvoir passer à des corrélations véritablement stratigraphiques.

Dans ce but, il faut tenir également compte des reconsidérations stratigraphiques survenues ces dernières années dans le Tertiaire d'Europe¹. Parmi celles-ci, les plus importantes sont celles ayant trait au Chattien, à l'Aquitainien et au Girondien, déjà indiquées au chapitre précédent. A cette liste il faut ajouter encore les Couches de Hemmor, considérées auparavant helvétiques, qui viennent de passer au Girondien supérieur (Burdigalien); le *Schlier à Battysiphon* et *Cyclamina* du bassin intra-alpin de Vienne, considéré antérieurement helvétique, qui a été réparti au Burdigalien; les Couches de Saubrigues du bassin d'Aquitaine (considérées jusqu'en 1948 caractéristiques du Tortonien) reviennent au Burdigalien²; les Couches à *Chlamys praescabriusculus*, précédemment considérées burdigaliennes, ont passé à l'Helvétien; les dépôts de Grund, considérés typiques pour l'Helvétien, reviennent au Tortonien, etc.

Les faunes marines, typiques pour le Burdigalien, sont en première ligne celles de la région de Horn et d' Eggenburg, ensuite celle de Coruş et celle de Saucats et Léognan. La question la plus délicate est celle de la limite Helvétien—Tortonien. Cette limite basée sur les faunes de mollusques, est très peu claire à beaucoup de points de vue, surtout après les dernières reconsidérations ayant trait aux dépôts de Grund et de Saubrigues.

Ces questions constituent d'ailleurs autant de problèmes difficiles pour de nombreuses régions classiques d'Europe.

En ce qui concerne le Sarmatien, tant dans les Subcarpates orientales que dans la dépression gétique, on peut considérer à présent, grâce aux nombreuses données paléontologiques, qu'il ne comporterait que quelques précisions supplémentaires touchant le Khersonien.

Il subsiste encore, en R.P. Roumaine, des discussions au sujet du Buglovien, en ce qui concerne sa valeur comme unité chrono-stratigraphique indépendante.

Quant au Sarmatien, il faut encore ajouter qu'il est nécessaire de continuer l'inventaire de ses faunes et d'aborder l'étude des Ostracodes qu'il renferme. C'est de la solution de cette dernière question que dépend

¹ I. C. Motaş, *Dale noi cu privire la corelarea Miocenului*, comm. au Com. Géol., Bucarest, 5 avril 1957.

² M. Vigneaux et A. Magne, *Position du falun de Saubrigues (Landes) dans l'échelle stratigraphique*, C. R. Acad. Sci., Paris, 1951, **232**, 20; A. Magne et M. Vigneaux, *Les gisements de Saubrigues et de Saint-Jean-de-Marsacq (Landes)*, Soc. Géol. Fr., C. R. Somm., Paris, 1948, 13—14.

en grande mesure la corrélation rigoureuse des forages de profondeur, ainsi que la synchronisation avec le Pannonien inférieur.

Dans le bassin de Transylvanie, la série de dépôts, débutant par les Couches de Coruş et allant jusqu'à la base du Pannonien, est en général connue et subdivisée, les tufs volcaniques étant utilisés comme repères. Ici aussi, on a apporté des précisions sur le Tortonien supérieur et le Buglovien. Les études des faunes d'Ostracodes, effectuées dans la région des dômes gazifères, ont permis en même temps d'établir dans le *Complexe du Tuf de Bazna*, un horizon équivalent comme âge au Méotien des Subcarpathes¹.

Les forages profonds ont apporté d'importantes précisions en ce qui concerne le développement de l'horizon du Tuf de Dej et du complexe à sel, ainsi que les relations de ceux-ci avec le soubassement.

Le problème du Pannonien est devenu très important, aussi bien dans le bassin de Transylvanie, que dans les bassins de l'Ouest des monts Apuseni et dans le Maramureş.

Effectivement, d'après les données du bassin de Vienne et d'autres régions, la partie inférieure du Pannonien représenterait un équivalent du Khersonien et du Méotien et, éventuellement, peut-être même d'une partie du Bessarabien.

Des précisions de cette nature sont importantes surtout pour l'éruptif néogène de la région de Baia-Mare. Actuellement, faute de telles précisions, il existe certains défauts de concordance entre les données dont on dispose en R. P. Roumaine et celles des pays voisins (U.R.S.S., R. S. Tchécoslovaque, R. P. Hongroise). L'étude des faunes d'Ostracodes semble devoir être très importante pour ce problème de corrélation stratigraphique du Pannonien.

Dans la fosse du Maramureş, où l'on constate une continuité de sédimentation du Sarmatien au Pannonien, les niveaux les plus élevés du Sarmatien présentent des indications de faune du Bessarabien inférieur, c'est pourquoi il est très probable que la base du Pannonien corresponde au Méotien et au Khersonien, sinon même à une partie du Bessarabien.

Il faut encore ajouter que, toujours dans la région de Baia-Mare, on a décrit des faunes de mollusques qui, par leur association, et à la lumière des données récentes, pourraient être attribuées à la partie inférieure du Vindobonien.

Les problèmes se rattachant au Vindobonien inférieur et au Pannonien se posent aussi dans les bassins néogènes des monts Apuseni, ainsi que dans le bassin de Mehadia et dans le bassin Bahna-Orşova.

Le Miocène de la plate-forme moldave est actuellement très minutieusement étudié en ce qui concerne la distribution des horizons. Ici également, on a récemment apporté d'importantes précisions, surtout en ce qui concerne le Sarmatien moyen et supérieur.

Il faut ajouter que les mammifères fossiles, récemment découverts à Păun (près Jassy) peuvent mener à une reconsidération de la faune

¹ A. Vancea, *Neogenul din Bazinul Transilvaniei*, Ed. Acad. R.P.R., 1960.

respective du bassin de Comănești où, récemment, mais se fondant sur d'autres critères, la présence du Sarmatien a été mise en évidence.

En Dobrogea, de nouveaux points de Tortonien ont été découverts, l'étude du Sarmatien a été reprise, mettant en évidence la présence du Khersonien sur une aire plus large; le problème du Sarmatien inférieur y est également en cours d'étude.

Dans la plaine roumaine et dans la dépression gétique, les données des forages surtout ont apporté de nombreuses précisions concernant le Miocène (Tortonien, Sarmatien et Méotien).

B. Pliocène et limite Miocène—Pliocène

Dans la littérature géologique roumaine, l'étage Méotien est considéré comme terme de base du Pliocène. Ce point de vue est soutenu surtout à cause de la discordance du Méotien dans la zone des Subcarpathes de Valachie et de certaines régions de la dépression gétique, ainsi que par le fait que S. Athanasiu avait parallélisé, d'après les faunes de mammifères, le Méotien de Roumanie avec le Plaisancien.

Dans le Sud de l'U.R.S.S., le Méotien est considéré comme terme final du Miocène. A cet égard, on peut démontrer qu'il existe, dans notre pays aussi, des régions (la plate-forme moldave, une partie de la zone précarpatique de Moldavie et certaines régions de la dépression gétique) où l'on peut affirmer la même chose, compte tenu des rapports entre le Méotien et le Sarmatien supérieur.

La question n'est pas d'adopter l'un ou l'autre de ces points de vue, mais de le justifier de façon biostratigraphique et paléogéographique.

A cet égard, les choses ne peuvent être résolues localement, le problème se rattachant à la question générale de la limite Miocène—Pliocène à l'échelle mondiale. De toute façon, le Méotien avec sa faune de mammifères du type Pikermi est plutôt relié au Miocène.

Les quatre subdivisions du Pliocène extra-carpatique valables aujourd'hui en R. P. Roumaine, sont minutieusement subdivisées en horizons, tant du point de vue lithologique que paléontologique.

Il est cependant nécessaire de montrer que, bien que ce Pliocène soit très riche en fossiles, leur inventaire est loin d'être complet. C'est pourquoi on ne possède pas une répartition stratigraphique rigoureuse, pour de nombreux genres et espèces de lamellibranches et de gastéropodes pliocènes, et c'est aussi pourquoi, à l'heure actuelle, on ne possède pas une précision paléontologique suffisante sur certains stratotypes des sous-étages, comme c'est le cas pour le Dacien. C'est aussi la cause pour laquelle la limite Pontien—Dacien est actuellement, en Roumanie, une question incomplètement résolue. Certaines précisions ont été cependant apportées récemment, au sujet de la séparation d'un Pontien supérieur, tant en Valachie, que dans la dépression gétique.

Récemment on a déterminé quelques espèces non encore mentionnées ou peu connues en R. P. Roumaine, à savoir : *Parvidacna planicostata* Stefanovič, *Zagrabica reticulata* Androussov, *Cristaria pseudohyria* Sinz et *Chartochonica* sp. Ces formes ont été trouvées dans les régions de

Godeni-Berevoești et Șotînga¹, ainsi que à Valea-Budureasa (Mizil); elles sont importantes pour établir une corrélation du Pontien moyen et supérieur de la R.P.R. avec les stratotypes du Sud de l'U.R.S.S. Dans la plate-forme moldave, le Pontien a été mis en évidence par des forages (Suraia, etc.), mais il y a des discussions au sujet de sa présence en surface. Vu que, dans la plate-forme moldave, le Pliocène contient aussi des faunes de mammifères, la solution du problème du Pontien est importante, car ce n'est qu'en précisant la position des faunes respectives que les corrélations générales du Pliocène de la R.P.R. pourront être réalisées.

Toutefois ceci dépend aussi de la corrélation du Pliocène extra-carpatique de ce pays, en premier lieu avec les stratotypes classiques du Sud de l'U.R.S.S., ensuite avec ceux du type pannonien.

En ce qui concerne la corrélation du Pliocène extra-carpatique avec celui de type pannonien, il existe déjà en R.P. Roumaine des données qui doivent être approfondies par des études systématiques. Récemment, on a mentionné tant dans le Banat², que dans les monts Apuseni (région de Roșia), des formes connues des Subcarpathes³.

Pour ce qui est de la corrélation des subdivisions du Pliocène de la R.P.R. (région extra-carpatique) avec celui du Sud de l'U.R.S.S., le problème a été également discuté il y a déjà longtemps et, dans ses grandes lignes, cette corrélation est faite. Certains détails n'auraient trait qu'à la limite Méotien—Pontien et à l'établissement d'une identité entre le Dacien (Teisseyre, 1907) et le Cimmérien (Androussov, 1908).

Dans les études plus récentes des spécialistes soviétiques, les complexes à *Congeria novorossisica* et à *Congeria subnovorossisica* ont été rattachés au Pontien (Horizon de Novorossiisk). Cette subdivision a également été distinguée dans l'Est de la R. P. F. de Yougoslavie. Les recherches soviétiques récentes ont également montré que les lumachelles à limnocardiidés, du Sud de la R.S.S. Ukrainienne, appartiennent au Pontien et que, tout comme les calcaires d'Odessa, elles représenteraient un faciès latéral des marnes à *Valenciennius* et *Paradacna*. A cet égard, en R. P. Roumaine aussi, on a constaté dans le Pliocène subcarpatique que des calcaires de ce genre, connus déjà depuis longtemps dans les bassins du Buzău et de la Dîmbovița, occupent la même position⁴.

Quant au Cimmérien (Androussov, 1908), il commencerait un peu plus tard que le Dacien (Teisseyre, 1907). La base du Dacien (Teisseyre) correspondrait en partie au Pontien supérieur du bassin euxinique de l'U.R.S.S. (sous-étage Bosporien).

¹ D. Patrulius, *Fauna Pliocenului din regiunea Șotînga-Gheboeni-Mărgineanca-Făgeleț*, T.P.D.M.N., Bucarest, 1957; *Monografia preliminară a faunei pliocene din regiunea Berevoești-Jugur (Cimpulung-Muscel)*, T.P.D.M.N., Bucarest, 1957.

² G. Ghenea, *Cercetări geologice și hidrogeologice în reg. văilor Timiș și Bistrița*, comm. au Com. Géol., Bucarest, 15 février 1957; O. Ilescu, *Prezența Pliocenului în Bazinul Mehădia*, comm. au Com. Géol. Bucarest, 27 février 1959.

³ V. Todiriță-Mihăilescu, *Contribuțiuni la cunoașterea Pliocenului din Bazinul Roșia*, comm. Univ. «C. I. Parhon», Bucarest, avril 1958.

⁴ C. Stoica, *Succesiunea stratigrafică a depozitelor neogene din V. Buzăului (Pătrlașele)*, comm. au Com. Géol., Bucarest, 6 déc. 1957; I. C. Moțaș, *Ponțianul din bazinul Rîul Alb—Valea Dîmboviței*, comm. I.P.G.G., Bucarest, 1958 (sous presse).

A cet égard, on a fait certains progrès en Roumanie, en ce qui concerne la séparation du Pontien supérieur¹. Il existe également certaines précisions concernant la possibilité d'établir un parallélisme entre le Levantin et le Dacien supérieur de la Roumanie et les subdivisions situées au-dessus du Cimmérien de l'U.R.S.S. (Kouïalnikien, Apchéronien, Tchaoudien, Poratien, Bakinien, etc.).

En ce qui concerne les corrélations plus générales entre de grands bassins comme le bassin caspien, le bassin euxinien, le bassin dacien, le bassin pannonien, ainsi que les corrélations entre ceux-ci et les régions de l'Europe occidentale, il existe dans la littérature de spécialité une série de données et de discussions intéressantes, qui peuvent également être utilisées par les géologues roumains dans leurs études, d'autant plus que ces corrélations sont en rapports étroits avec la détermination de la limite Miocène—Pliocène et de la limite Néogène — Quaternaire.

C. Limite Miocène—Pliocène

Dans certaines classifications, le Pontien est considéré le terme final du Miocène, tandis que, dans d'autres, le Pontien est considéré comme étage basal du Pliocène. En R.P. Roumaine, c'est le Méotien qui est considéré comme étage basal du Pliocène (on a vu au début du chapitre l'aspect de cette question).

Ces désaccords ne sont pas de simples questions d'accolade; ils sont dus en grande partie à des difficultés de corrélation entre bioprovinces et faciès différents.

Le Pontien a été établi pour la première fois par Le Playe (1842), qui se référait à des dépôts de la région côtière de la mer Noire qu'il attribuait au Miocène, sans toutefois préciser suffisamment le stratotype. Le Pontien de Le Playe comprend certainement une partie du Sarmatien. Le Pontien, dans sa région type, a été mieux contouré par Barbot de Marny (1869), qui a aussi apporté des précisions sur le Sarmatien. (On sait qu'initialement le Sarmatien a été établi par Suess en 1860, en se référant à des dépôts du bassin de Vienne qui ne correspondent qu'au Volhynien).

Le stratotype du Pontien a été finalement complètement défini par N. Androussov, qui a également décrit les stratotypes du Méotien et du Cimmérien. Les subdivisions détaillées du Pontien et du Cimmérien sont dues à A. G. Eberzine.

Si le terme de Pontien, appliqué à plusieurs dépôts de l'Europe occidentale et centrale, a plutôt une valeur de faciès difficile à préciser à l'intérieur de l'étage Messinien (Mayer, 1857), il reste à établir le sens exact de ce Pontien par rapport au Pontien s.s. (Androussov) (= Couches supérieures à congéries du Pannonien).

A en juger aux faunes de mammifères, il semblerait que si la faune du type Roussillon correspond à l'Astien, le Pontien s.s. du Sud de l'U.R.S.S. pourrait être parallélisé avec le Plaisancien. D'après ce cri-

¹ I. C. Motaş, *Ponţianul din bazinul Riul Alb — Valea Dimboviţei*, Comm. I.P.G.G., Bucarest, 1958 (sous presse).

térium, la limite Miocène—Pliocène passerait entre le Méotien et le Pontien. Mais on peut alléguer que le Pontien contient une faune appauvrie, du type Pikermi et que, par conséquent, il faudrait le rattacher (ainsi que le proposent certaines classifications) au Miocène.

Dans les discussions au sujet de la limite Miocène—Pliocène et Pliocène—Pléistocène, les spécialistes en faunes de mammifères accordent une grande importance au genre Hipparion. Dans ce même ordre d'idées, on a établi que les faunes à Hipparion apparaissent en Eurasie déjà au Miocène supérieur.

Dans l'Ouest de l'Europe, les faunes à Hipparion apparaissent au Tortonien du Sud de la France (régions de Lyon et Provence), au Sarmatien du Sud de l'Allemagne, au Miocène supérieur du Nord-Ouest de l'Allemagne, au Miocène supérieur de la Péninsule Ibérique, de la région d'Istanbul, etc. En R. P. Roumaine les faunes à Hipparion sont connues au Sarmatien, Méotien et Pontien supérieur—Dacien.

Le maximum de développement des faunes à Hipparion se place au Sarmatien supérieur; ce développement continue pendant le Méotien, mais au cours du Pontien il y a stagnation et régression.

L'épanouissement de la faune à Hipparion au cours du Méotien pourrait justifier le rattachement de cet étage au Pliocène, mais ceci seulement si, enfreignant le principe de priorité, on changeait le sens de la notion de Pliocène, en ce qui concerne l'intervalle de temps que représente son stratotype originaire.

Dans le même ordre d'idées, il faut noter que Lyell lui-même, qui, à l'époque (1864), n'avait pas de critères suffisants de corrélation, a appelé « pliocasiens » certains dépôts de la région ponto-caspienne qui se placent entre le Tortonien et le Plaisancien.

On a effectivement proposé de situer le début du Pliocène au niveau où apparaît la faune à Hipparion.

Analysons à présent, par rapport à ce problème, les corrélations basées sur les faunes de mammifères.

La présence des faunes à Hipparion dans la Péninsule Ibérique, dans des dépôts de faciès continental et en partie saumâtre, a permis aux auteurs de tenter d'établir une corrélation avec le Méotien et le Pontien. Ces corrélations entre l'Europe occidentale (y compris le Nord de l'Afrique) et les dépôts du Sud-Est de l'Europe, sont rendues difficiles par les sens différents accordés par les auteurs aux termes de Méotien et surtout de Pontien (ordinairement ils se réfèrent à un Pontien dans un sens large, placé par Depéret dans l'accolade du Miocène).

En 1948, Crusafont-Pairo a signalé, en Espagne, un Hipparion (*H. gracille-mediterraneus*), présent dans les faunes de Hostalets, où il est associé à des mammifères conspécifiques des faunes de Sansan, La Grive-St. Alban et de leurs équivalents. Ces faunes sont rangées au Vindobonien, Méotien et Pontien (considérés miocènes).

Les corrélations établies en raison des faunes de mammifères, dans le domaine holarctique du Cénozoïque, présentent quelques difficultés de parallélisation entre certains étages ou formations de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord.

Aux Indes, le premier Hipparion apparaît dans la formation de Chingi, où le complexe de la faune de mammifères correspond au Miocène moyen (La Grive-St. Alban et Sansan).

Au Sud de l'U.R.S.S., des formes accompagnant Hipparion se trouvent dans les Couches de Konka et dans le Sarmatien inférieur. Dans l'U.R.S.S. et la R.P.R., les premiers Hipparions connus jusqu'à présent apparaissent au Sarmatien moyen.

On peut donc conclure (d'après L. Gabunia¹) qu'Hipparion apparaît à la base du Miocène supérieur.

En Afrique du Nord, Hipparion apparaît dans des dépôts recouverts de couches à faune marine, réparties au Tortonien supérieur. Mais ce Tortonien supérieur correspondrait, selon L. Gabunia, au Sarmatien inférieur du Sud-Est de l'Europe.

Ces constatations permettent aussi d'établir une corrélation de l'étage Clarendonien de l'Amérique du Nord avec le Miocène supérieur.

L. Gabunia est d'avis que le Méotien d'Espagne correspond en réalité au Sarmatien, c'est-à-dire à la partie inférieure du Miocène supérieur.

Le « Pontien » espagnol correspondrait au Sarmatien moyen, au Sarmatien supérieur et au Méotien du Sud de l'U.R.S.S. Le Tortonien supérieur d'Afrique correspondrait, selon le même auteur, à la base du Miocène supérieur, et le Pontien africain correspondrait au Sarmatien moyen, au Sarmatien supérieur et au Méotien.

En conclusion, les faunes du type Pikermi (maximum de développement au Sarmatien supérieur et au Méotien) caractérisent le Miocène supérieur, et les faunes du type Roussillon caractérisent le Pliocène (au sens de Lyell). Pour les bassins pannoniens, la limite Miocène—Pliocène est rattachée, par certains auteurs, à la première phase des mouvements attiques, c'est-à-dire approximativement au niveau de l'horizon à *Congerina ornithopsis* et *C. partschi* (équivalent du Sarmatien supérieur et éventuellement du Méotien du Sud de l'U.R.S.S.); elle est reliée, par d'autres, à la seconde phase des mouvements attiques, lorsque les faunes à *Mastodon* (*Tetralophodon*) *longirostris* et *Hipparion* y apparaissent.

Le problème de la limite Miocène—Pliocène a donc, en R.P.R., le même aspect que dans les autres pays; cette limite dépend de la localisation du Pontien soit au Miocène, soit au début du Pliocène. De toute façon, d'après les faunes de mammifères, le Méotien appartiendrait au Miocène, tel que celui-ci est actuellement conçu.

En Roumanie, S. Athanasiu avait considéré le Méotien et le Pontien (se fondant sur les faunes de mammifères), comme équivalents du Plaisancien et de l'Astien; le Dacien et le Levantin, comme équivalents du Villafranchien et du Saint-Prestien.

Plus tard, le Méotien et le Pontien ont été parallélisés avec le Pannonien s.l., le Dacien avec le Plaisancien, et le Levantin avec l'intervalle Astien-Villafranchien-Sicilien.

¹ L. Gabunia (U.R.S.S.), *Contribution à la corrélation des dépôts tertiaires supérieurs de l'Eurasie, de l'Amérique et de l'Inde d'après les faunes de Vertébrés*, comm. au Com. Géol., Bucarest, 6 nov. 1958 (en russe).

CHAPITRE IV

PROBLÈME DE LA LIMITE NÉOGÈNE-QUATERNAIRE

Le Pliocène, initialement désigné par Lyell (1833) comme terme entre le Miocène et les temps actuels, a comme stratotype originaire la formation subapenninienne d'Italie et de Sicile, le Crag d'Angleterre, etc. Le Pliocène a été subdivisé par Lyell en « Pliocène ancien » (correspondant aux étages qui prendront plus tard les noms de Plaisancien, Astien et Villafranchien = Calabrien) et en « Pliocène récent » (correspondant au Sicilien, Saint-Prestien, Tyrrhénien et Flandrien).

En 1846, Forbes propose le terme Pléistocène pour l'étage à partir duquel commencent les premières manifestations des glaciations quaternaires. Le Pléistocène de Forbes correspond au « Pliocène récent » de Lyell. En 1862 et 1873, Lyell adopte cette idée, mais il ne réalise pas en même temps le fait que certaines des premières extensions glaciaires ont été contemporaines de l'unité stratigraphique que représente son « Pliocène ancien ». C'est ainsi que, en contradiction avec la loi de priorité, une partie du « Pliocène ancien » (Lyell) a pu devenir synonyme du Pléistocène.

Dans l'aire subapenninienne, désignée par Lyell comme type pour son Pliocène ancien, existent les faunes de vertébrés de Cassino et de Val d'Arno. Lyell n'a tenu compte que de la faune de Val d'Arno qu'il a comprise dans son Pliocène, mais en se basant sur la conception erronée qu'elle serait d'un âge plus ancien qu'elle ne l'est en réalité. Ulérieurement, il a placé cette faune dans les « formations miocènes d'eau douce ». La faune de Cassino lui était inconnue, mais elle se trouve à la partie inférieure des dépôts mentionnés comme « Pliocène ancien ». Effectivement, Lyell a décrit les argiles bleues (= Cassino + Plaisancien) recouvertes de sables jaunes (= Astien + Calabrien) sous la dénomination de « formations pliocènes anciennes ».

L'étude des faunes de mammifères a prouvé des affinités étroites entre le Val d'Arno et l'Astien, par conséquent des liens étroits entre les faunes de Roussillon et Montpellier, et celles du Villafranchien. Cependant, Gignoux (1913) montre que *Elephas meridionalis* = *Mammuthus* (*Archidiskodon*) *meridionalis* et *Equus stenonis* (= *Plesippus stenonis*) existent tant dans le Val d'Arno supérieur, que dans le Val d'Arno inférieur. Les faunes de Roussillon et de Montpellier sont donc plus rapprochées, dans le temps, du Plaisancien.

La proche parenté entre les faunes de mammifères du Plaisancien et celles du Villafranchien a fait rattacher par Gignoux cet étage, en même temps que son équivalent marin (le Calabrien), au Pliocène, quoique sa faune corresponde à celle du « Pliocène récent » (Lyell), et ceci, plutôt par considérations de « commodité cartographique ». Haug, pourtant, avait situé le Villafranchien au Pléistocène. La classification de Gignoux a prévalu pendant longtemps et la commodité cartographique, qui est d'ailleurs imposée par les réalités du terrain, a déterminé les géologues roumains à ranger tout le Levantin au Pliocène.

Aux congrès internationaux de géologie de 1948 et 1952, on a de nouveau étudié le problème de la limite Pliocène—Pléistocène. Par suite de recherches très minutieuses sur les stratotypes classiques, et à la suite des débats, le Villafranchien a été de nouveau transféré à la base du Pléistocène. Gignoux s'est rallié, en 1952, à ce point de vue. En effet, c'est dans le Villafranchien qu'apparaissent les premières manifestations de la glaciation Donau.

Le problème de la limite Pliocène—Pléistocène se pose, dans la R. P. Roumaine, au niveau du Levantin. Il a été indiqué, au chapitre précédent, que Sava Athanasiu avait déjà parallélisé le Dacien et le Levantin avec le Villafranchien et le Saint-Prestien. On a encore considéré que le Levantin de Roumanie représenterait l'Astien, le Villafranchien et le Sicilien. I. Atanasiu attribue de même le Levantin au Villafranchien. Cependant, conformément au schéma de Gignoux, le Villafranchien était attribué au Pliocène. La supposition selon laquelle la partie supérieure du Levantin représenterait le début du Quaternaire s'appuyait sur la parallélisation de celui-ci avec le Sicilien.

Plus récemment, on a restreint les Graviers de Cindești et leurs équivalents au Villafranchien, tandis que les Couches de Frătești sont réparties au Saint-Prestien, en conformité, également, avec l'âge pléistocène de l'étage villafranchien.

Les précisions apportées se réfèrent jusqu'à présent notamment à la plaine roumaine et aux aires adjacentes, pour lesquelles on présente, également, une classification détaillée du Quaternaire.

Afin d'approfondir le problème de la limite Pliocène—Pléistocène, il est nécessaire de reconsidérer aussi la valeur chronologique de certaines faunes de mammifères et d'effectuer, également, une étude sporo-pollinique corrélatrice.

Les principales faunes qui doivent être remises en discussion, afin de déterminer si elles sont du type pliocène supérieur ou pléistocène, conformément à la nouvelle conception, sont celles de Mălușteni et de Pralea. La faune de Pralea a été comparée au type Val d'Arno, mais, n'étant pas suffisamment abondante, il n'a pas été possible de préciser s'il s'agit du Val d'Arno supérieur ou inférieur. Ceci est important, étant donné que le type Val d'Arno inférieur se rapproche des types Roussillon et Montpellier, ce qui pose le problème de son attribution à l'Astien ou au Villafranchien inférieur.

Il est également important qu'une corrélation plus précise soit établie entre le Pliocène supérieur de la R.P.Roumaine et celui du Sud de l'U.R.S.S.

Il a été indiqué au chapitre précédent qu'il est possible (selon L. Gabunia) que le Pontien s.s. du Sud de l'U.R.S.S. corresponde au Plaisancien. Dans ce Pontien, les faunes à Hipparion marquent une stagnation et une régression.

Au Cimmérien, on connaît des faunes du type Roussillon; celles-ci se trouvent aussi dans le Kouïalnikien. Dans le Cimmérien et le Kouïal-

nikien, Hipparion est très rare, on y trouve aussi *Equus stenonis*. C'est pourquoi il est important de préciser avec exactitude en quelle mesure le Dacien de Roumanie correspond au Cimmérien. Dans le Tchaoudien, l'Aktehaguilien et l'Apchéronien, *Equus stenonis* est très répandu, accompagné par *Elephas meridionalis*, *Leptobos*, etc.; mais Hipparion continue aussi, bien qu'extrêmement rare, jusqu'à la fin de l'Apchéronien. Enfin, dans l'étage de Bakou, *Equus stenonis* fait défaut et c'est *Equus* s.s. qui fait son apparition.

Le Pliocène supérieur du Sud de l'U.R.S.S., sauf le Kouialnikien, paraît correspondre au Villafranchien. Pourtant, récemment, il y a des spécialistes soviétiques qui tendent à ranger le Kouialnikien aussi au Quaternaire.

Actuellement, dans la R.P. Roumaine, le Levantin supérieur (Graviers de Cindești), considéré déjà auparavant comme un niveau de transition du Pliocène au Quaternaire ou Quaternaire inférieur, est attribué au Villafranchien et réparti au Pléistocène.

Si les faits indiqués plus haut correspondent à la situation actuelle en ce qui concerne la limite Pliocène—Pléistocène, il existe cependant certaines opinions selon lesquelles la limite entre le Quaternaire et le Néogène devrait même être reculée encore plus bas. Mais cette question dépasse considérablement le cadre de nos discussions actuelles.

CONCLUSIONS

Les terrains tertiaires de la R.P. Roumaine, de même que les substances minérales utiles qui s'y rattachent, sont étudiés par de nombreux géologues des unités opératives, de l'enseignement supérieur, de l'Académie, etc. Ces études, commencées au siècle dernier, font l'objet des préoccupations de l'école géologique roumaine actuelle; la bibliographie concernant ces problèmes est très vaste et s'enrichit de jour en jour. Les nombreuses données récentes entrent en circulation avant même d'être publiées. Ce fait souligne le rythme vif du travail, aussi bien que le large échange d'informations existant parmi les géologues roumains.

Le degré avancé de détail, auquel on est arrivé durant ces quinze dernières années, et en premier lieu les résultats des forages et des travaux miniers, ont fourni des données et des précisions nouvelles et importantes. C'est pourquoi, nous considérons que les prémisses permettant d'aborder certains problèmes spéciaux et généraux du Tertiaire existent aujourd'hui dans notre pays. Pour certains de ces problèmes, on se trouve déjà à une phase assez avancée, tandis que, pour d'autres, nous en sommes à peine au début. Il faut mentionner que, ces dernières années, des études de stratonomie et de lithologie (se référant au Flysch paléogène et à la mollasse néogène) ont été entreprises au sujet des terrains tertiaires, études ayant trait à la composition, à l'origine et au transport des éléments des conglomérats. Des études ont été entamées au sujet de la direc-

tion des courants ¹ (étude des turboglyphes et des rhéoglyphes du Flysch), enfin, des recherches de microtectonique ² ont commencé (Paléogène et Miocène inférieur du Bassin de Transylvanie, Flysch des Carpates orientales). Les études de pétrographie sédimentaire, de même que celles ayant trait à la distribution des substances organiques dans les sédiments, sont aussi en plein essor.

Les études micropaléontologiques, tant celles déjà effectuées que celles en cours, conduisent à l'établissement de successions d'associations de microfaunes, extrêmement utiles pour les corrélations locales et régionales. Elles constituent aussi une base sérieuse pour les corrélations stratigraphiques à grande échelle, celles-ci ne nécessitant que la mise au point de la valeur chrono-stratigraphique des zones micropaléontologiques déjà établies.

Les aspects les plus critiques concernant la stratigraphie du Tertiaire de Roumanie sont pourtant ceux ayant trait aux limites biostratigraphiques de certaines de ses principales subdivisions, de même que ceux qui se rattachent aux corrélations à grande échelle. A ce sujet, il faut indiquer qu'il n'existe actuellement dans notre pays que trop peu de spécialistes dans l'étude des vertébrés fossiles. Beaucoup de ces aspects critiques constituent cependant des problèmes qui se posent pour le Tertiaire de l'Europe toute entière. En effet, les conceptions mêmes sur la stratigraphie des terrains tertiaires de l'Europe se sont considérablement modifiées ces dernières années. La possibilité d'établir le synchronisme en se basant uniquement sur les stratotypes classiques est devenue limitée. La valeur chronologique de certaines faunes considérées comme typiques s'est modifiée. C'est pourquoi, on a proposé d'établir de nouveaux stratotypes (néo-stratotypes) pour le Tertiaire de l'Europe. Dans ce but, il faut toutefois qu'il existe, dans chaque région ou bassin, des échelles lithologiques, stratonomiques, biostratigraphiques, etc., très détaillées, pour toutes les formations. Actuellement, on ne peut concevoir les corrélations sans posséder des études biostratigraphiques, paléo-écologiques et paléogéographiques détaillées. Il est nécessaire que des inventaires statistiques détaillés des faunes et des flores de chaque formation et de chaque bassin soient établis, tenant également compte des conditions de sédimentation du milieu ambiant (paléo-ambiance).

Les classifications chrono-stratigraphiques générales du Tertiaire proposées à la fin du XIX^e siècle et au début du XX^e ont été, dans une grande mesure, prématurées. L'enrichissement des connaissances concernant la sédimentation, l'évolution et la répartition des faunes et des flores, etc., ont conduit à de nombreuses « reconsidérations » à cet égard. Un grand nombre des essais de généralisation proposés initialement n'ont constitué que de premières approximations qui, successive-

¹ S. Pauliuc, *Observații asupra texturilor superficiale ale gresurilor paleogene*, comm. au Com. Géol., Bucarest, 24 mai 1959; M. Dumitriu et Cristina Dumitriu, *Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din Pîntenul de Văleni*, Comunicările Acad. R.P.R., 1959, 9, 11.

² V. Lăzărescu, *Observații de tectonică analitică asupra vîrstei relative a cutării*, Studii și cercet. Geol. Acad. R.P.R., 1959, 4, 1.

ment, ont subi des modifications. Certains de ces tâtonnements ne résistent plus aujourd'hui à une analyse stratigraphique minutieuse. Certains d'entre eux persistent, malheureusement, encore dans notre pays. Ceci est dû en bonne partie à un manque de préoccupation continuelle pour la stratigraphie des terrains respectifs, de même que, parfois, à un manque de discernement dans l'utilisation de la terminologie stratigraphique, ou plus exactement, dans le fait que la notion d'unité litho-stratigraphique est confondue avec celle d'unité chrono-stratigraphique ou géochronologique.

Il va de soi que les reconsidérations survenues dans d'autres pays ne doivent pas être adoptées mécaniquement, simplement pour se mettre d'accord. Ici encore, il faut beaucoup de discernement et surtout une étude stratigraphique minutieuse et exhaustive des formations tertiaires de la R. P. Roumaine. Cela comporte, entre autres, des collections complètes et centralisées. En général, tout progrès dans ce domaine dépend d'une étroite coordination du travail. Cela implique aussi un plus grand nombre de géologues spécialisés dans les problèmes du Tertiaire. Pour nombre de ces problèmes, une collaboration étroite avec les spécialistes des pays voisins et, en premier lieu, avec les spécialistes soviétiques serait également nécessaire. En effet, les études systématiques et complexes du Cénozoïque de l'U.R.S.S., les réunions scientifiques, les publications, etc. apportent des précisions des plus importantes, au sujet de la chrono-stratigraphie de ces systèmes pour le domaine de l'Eurasie.

Dans les conditions de travail et le climat scientifique créés et développés durant les années du régime de démocratie populaire, avec les multiples moyens de recherche, mis à la disposition des géologues par le Parti et le Gouvernement, on peut aujourd'hui aborder avec confiance les problèmes complexes de la stratigraphie du Tertiaire en Roumanie.

La nouvelle école géologique roumaine participe de tout son élan à ce travail collectif, pratique et scientifique. Elle continue ce qu'il y a de progressiste dans la tradition qui vient de ses devanciers, elle aborde des problèmes nouveaux et complexes, contribuant ainsi à l'accroissement du prestige de la science géologique roumaine.

Les recherches scientifiques en R.P.R. se rattachent, dans ce domaine également, de plus en plus étroitement à la construction du socialisme, au progrès et à l'accroissement continu du niveau matériel et culturel de la population, au travail de création pacifique.

BIBLIOGRAPHIE

1. ANDROUSSOV N., *Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens*, St. Pétersbourg, 1898.
2. — *Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes*, Mém. Soc. Sci. de Bohême, Prague, 1927.
3. ATANASIU I., *Contribution à la géologie des pays moldaves*, An. Inst. Géol. Roum., 1940, **20**.
4. — *Le Sarmatien du Plateau Moldave*, Ac. Rom. Mém. Sect. Sci., Série 3, 1945, **20**.
5. ATANASIU I., MACAROVICI N., *Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie*, An. Com. Géol., 1950, **23**.

6. ATHANASIU S., *Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen*, Vol. omag. P. Poni, Jassy, 1906.
7. — *Resturile de mamifere pliocene superioare de la Tulucești*, An. Inst. Geol. Rom., 1915, **6**.
8. — *Discuțiune asupra vîrstei formațiunii salifere din Romînia*, D.d.S. ale șed. Inst. Geol. Rom., (1913—1914), 1916, **5**.
9. — *Elephas planifrons dans le Pliocène inférieur de Roumanie*, An. Inst. Geol. Rom., (1925—1926), 1926, **11**.
10. ATHANASIU S., PREDA D. M., I. *Stratigrafia basinului inferior al Trolușului. II. Elephas meridionalis din Pliocenul superior de la Pralea-Căiuși*, An. Inst. Geol. Rom., 1928, **13**.
11. BARBU V., ALEXANDRESCU GR., *Asupra unui mulaj natural endocranian de Hipparion*, Studii și cercet. Geol., Acad. R.P.R., 1959, **4**, **1**.
12. BEREGOV R., *Terțiert v Bolgaria* (dans: *Geologia na Bolgaria*, 1946), An. Dir. Geol. Min. Série A, 1946, **4**.
13. — *Terțiert v SZ Bolgaria*, Sb. Na. Bol. Geol. D-vo, 1953, **9**.
14. BÂNCELĂ I., *Geologia Carpaților Orientali*, Ed. științifică, Bucurest, 1958.
15. BIEDA F., *Stratigrafia flisza Karpat polskich na podstawie dużych foraminifer*, Roczn. Polsk. Geol., Krakow, 1946, **16**.
16. BIEDA F., KŚLAZKIEWICZ M., *W sprawie wieku piaskowca Babiej Góry* (On the age of the Babia Góra Sandstone), Kwart. Geol., Warszawa, 1958, **2**, **4**.
17. BOMBITĂ G., *Semnificația stratigrafică a citorva specii de Numuliti din Transilvania*, Comunicările Acad. R.P.R., 1957, **7**, **10**.
18. BOTEZ G., *Comunicare preliminară asupra Bartonianului din județul Prahova*, An. Inst. Geol. Rom., 1909, **2**.
19. BUDAY T., CICHĂ I., SENEȘ J., *Les relations du Miocène inférieur de la Molasse de l'Autriche et de la Bavière, des Carpates occidentales et du Bassin intracarpatique*, 83^e Confér. des Soc. Savantes — Miocène — Paris, 1958.
20. BÜCHI U. P., *Zur Geologie der oberen Meeresmolasse von St. Gallen* (Mikropaläontologischer Beitrag von Knipscheer (H. C.G.)), Eclog. Geol. Helvet., 1955, **48**, **2**.
21. CIOCÎRDEL R., *Le Néogène de la partie méridionale au dép. de Putna*, An. Com. Geol., 1950, **23**.
22. COBĂLCESCU GR., *Calcarul de la Răpidea*, Revista Rom. pt. Științe și Arte, 1862.
23. — *Studii geologice și paleontologice ale unor țărmuri terțiare din unele părți ale Romîniei*, Mem. Geol. ale Șc. Milit. din Iași, Bucurest, 1883.
24. * * * Congr. Geol. Internat. 1952, Sec. XII, fasc. XV, Alger, 1954.
25. DAVITASCHVILI L. S., *Über die Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns*, Inform. Sbornik, Neftians-geol. razved. Inst., 1933.
26. DRAGOȘ V., *Asupra structurii geologice a regiunii dintre R. Doamnei și R. Tîrgului (Muscel)*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1950—1951), 1954, **38**.
27. — *Cercetări geologice asupra regiunii dintre riurile Topolog și Olt*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1949—1950), 1953, **37**.
28. — *Studiu geologic preliminar asupra Văii Vîlsanului*, D.d.S. Inst. Geol. Rom., (1944—1945), 1952, **33**.
29. DUMITRESCU I., *Asupra faciesurilor și orizontării Cretacului superior și Paleogenului în Bas. Lăpușului (N Depresiunii Transilbaniei)*, Lucrările Inst. Petrol, Gaze și Geologie, Bucurest, 1957, **3**.
30. ЭБЕРЗИН А. Г., *Неоген Молдавской ССР*, Научные записки, Кишинев, 1948, **1**, **1**.
31. — *Род Limniocardium Stoliczka в плиocene Понтокаспийского бассейна*, АН СССР, Труды пал. инст., 1947, **13**, **4**.
32. — *О стратиграфическом положении местонахождения древнейших Гиппарионов в Молдавской ССР*, ДАН СССР, 1956, **75**, **2**.
33. — *Солоноватоводные кардиты плицена СССР*, II, Труды пал. инст. 1951, **31**.
34. FILIPESCU M. G., *A propos de l'Aquitanien entre la valea Teleajenului și la valea Doftanei, dans le district de Prahova*, C.R. Inst. Géol. Roum. (1930—1931), 1933, **19**.
35. — *Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen și la vallée de la Prahova*, Anr. Inst. Géol. Roum., 1936, **17**.
36. — *Etude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen și du Slănic-Bisca Mare (Buzău)*, C. R. Inst. Géol. Roum., (1934—1935), 1940, **23**.

37. FILIPESCU M. G. *Recherches géologiques sur le Nord-Ouest de l'Olténie*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, **11**.
38. — *Virsa complexului gipsurilor inferioare din Subcarpați*, Natura, 1950, **6**.
39. FILIPESCU M. G., BARBU V., *Cercetările paleontologice în România și unele probleme de viitor*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Sect. Geol.-Geogr., 1957, **2**, **1**.
40. GILLET S., *Essai de synchronisme du Miocène supérieur et du Pliocène dans l'Europe centrale et orientale*, Bull. Soc. Géol. de France, 5^e Série, 1933, **3**.
41. — *Les Limnocardiidés des Couches à Congéries de Roumanie*, Mém. Inst. Géol. Roum., 1943, **4**.
42. — *Contribution à l'histoire du Bassin méditerranéen et euxinique au Néogène et au Quaternaire*, Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, 1957, **10**, **2**.
43. ГРИШКЕВИЧ Г. Н., *Сарматские отложения в Закарпатской области Укр. СССР*, Геол. сборник, Львовск, Геол. обществ., 1956, **2—3**.
44. GIVULESCU R., *Cercetări geologice în Basinel Neogen al Borodului (Reg. Oradea)*, Acad. R.P.R. Fil. Cluj, Studii și cercet. Geol.-Geogr., 1957, **8**, **1—2**.
45. GRIPP K., MAGNE A., *Neues zur Gliederung des Miozäns in Westeuropa*, N. Jhb. Geol. Paläont., Stuttgart, 1956, **6**.
46. HAGN H., HOTZL O., *Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur*, Geologica Bavaria, München, 1952, **10**.
47. HELLER F., *Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwäbische Alb)*, N. Jhb. Geol. Paläont., Stuttgart, 1958, **107**, **1**.
48. HRISTESCU E., *Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Gélitique*, C. R. Inst. Géol. Roum., (1938—1939), 1944, **28**.
49. ILIE M., *Cercetări geologice în reg. Cluj-Cojocna-Turda-Ocna Mureșului-Aiud*, An. Com. Geol., 1952, **24**.
50. — *Cercetări geologice în basinel Transilvaniei (reg. Alba Iulia-Sibiu-Făgăraș-Rupea)*, An. Com. Geol., 1955, **28**.
51. IONESCU-ARGETOAI A. P., *Pliocenul din Oltenia*, An. Inst. Geol. Rom., 1918, **8**.
52. — *Elajul meotic în general și în special în Oltenia*, D.d.S. ale șed. Inst. Geol. Rom., 1923, **5**.
53. * * * Intern. Geol. Congress : *The Pliocene-Pleistocene boundary*, 1948, Part IX, Sec. H., London, 1950.
54. * * * Intern. Geol. Congress : *The correlation of continental vertebrate-bearing rocks*, Part XI, Sec. K., London, 1951.
55. IORGULESCU T., *Contribuțiuni la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de Est (Prahova și Breaza)*, An. Com. Geol., 1953, **26**.
56. — *Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1951—1952), 1955, **39**.
57. — *Contribuțiuni la studiul micropaleontologic al Neogenului din Oltenia*, Lucrările Inst. Petrol, Gaze, Geologie, Bucurest, 1958, **4**.
58. JEKELIUS E., *Fauna neogenă a României. Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov*, Mem. Inst. Geol. Rom., 1932, **2**.
59. — *Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas*, An. Inst. Geol. Rom., 1935, **17**.
60. — *Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken*, An. Inst. Geol. Rom., 1943, **22**.
61. — *Sarmat und Pont von Soceni (Banat)*, Mem. Inst. Geol. Rom., 1944, **5**.
62. JOJA T., *Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou*, An. Com. Geol., 1956, **29**.
63. KSIAZKIEWICZ M., *Stratigrafia serii Magurskiej w Beskidzie Średnim (Stratigraphy of the Magura Series in the Średni Beskid-Carpathians)*, Inst. Geol. Warszawa, 1958, **3**, **135**.
64. KOCH A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landsteile*. V. d. K. ung. geol. Ges. Budapest, I. 1894; II. 1900.
65. КОРТЕНШТЕЙН В. Н., *К стратиграфии и литологии сарматских отложений западного Причерноморья*, ДАН СССР, 1952, **84**, **6**.
66. KREJCI-GRAF K., WENZ W., *Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien)*, Z. dtsh. geol. Ges., 1931, **85**.
67. KREJCI-GRAF K., *Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns*, Geol. Rundschau, 1932, **22**, **6**.

68. КУДРИН Л. Н., *Гельвет юго-западной окраины Русской платформы*, Геол. сборник, Львов. унив., 1954, 1.
69. LITEANU E., *Considerații asupra limitei superioare a Terțiarului în Subcarpați*, Studii tehn. și econ. Com. Geol., Seria E, 1952, 2.
70. — *Fauna daciană de la Zăvalu*, Bul. Științ. Acad. R.P.R., 1955, 7, 3.
71. — *Geologia zonei orașului București*, Studii tehn. și econ. Com. Geol., Seria E, 1952, 1.
72. — *Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița*. Studii tehn. și econom. Com. Geol., Seria E, 1956, 4.
73. LITEANU E., MACAROVICI N., *Observații în legătură cu prezența depozitelor sarmațiene în Depresiunea Getică meridională*, Bul. Științ. Acad. R.P.R., Secția Geol.-Geogr., 1956, 1, 3-4.
74. LITEANU E., BANDRABUR T., *Geologia cîmpiei getice meridionale dintre Jiu și Olt*, An. Com. Geol., 1957, 30.
75. MACAROVICI N., *Cercetări geologice în Sarmațianul Podișului moldovenesc*, An. Com. Geol., 1955, 23.
76. MACAROVICI N., PAGHIDA N., *Cercetări geologice pe stînga Șușiței între pîraiele Mirăoarei și Limpezoarei (raion Panciu)*, D.d.S. Com. Geol., (1954-1955), 1959, 42.
77. MACAROVICI N., PAGHIDA N., IONEȘI CEHAN B., *Date microfaunistice din Sarmațianul Podișului central moldovenesc*, An. Științ. Univ. «Al. I. Cuza», Jassy, Seria nouă, Secț. II, 1956, 2, 1.
78. — *Microfauna miocenă din fundamentul Podișului central moldovenesc*. An. Științ. Univ. «Al. I. Cuza», Jassy, Seria nouă, Secț. II, 1957, 3, 1-2.
79. MACAROVICI N., *Observațiuni asupra Sarmațianului de pe fîrmul M. Negre și din Dobrogea sudică*. An. Științ. Univ. «Al. I. Cuza», Jassy, Seria nouă, Secț. II, 1957, 3, 1-2.
80. — *Mammifères fossiles du Sarmatien de Păun (Jassy)*, An. Științ. Univ. «Al. I. Cuza», Jassy, Seria nouă, Secț. II, 1958, 4, 1.
81. MACAROVICI N., JEANRENAUD P., *Revue générale du Néogène de la plate-forme de la Moldavie*, An. Științ. «Univ. Al. I. Cuza», Jassy, Seria nouă, Secț. II, 1958, 4, 2.
82. MACOVEI G., *Asupra vîrstei formațiunii salifere subcarpatice*, D.d.S. Inst. Geol. Rom., (1913-1914), 1917, 5.
83. — *Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din Romînia*, D.d.S. ale șed. Inst. Geol. Rom., (1915-1916), 1917, 7.
84. — *Les gisements de pétrole*, Masson, Paris, 1938.
85. — *Din problemele actuale ale geologiei Romîniei*, An. Acad. Rom., Seria III, 1947, 22.
86. — *Geologia stratigrafică, cu privire specială la teritoriul Romîniei*. Ediția a 2-a, Ed. tehnică Bucurest, 1958.
87. MARINESCU F., *Asupra poziției stratigrafice a speciei Orbitolites complanatus Lk. în Basinel Transilvaniei*, Comunicările Acad. R.P.R., 1957, 7, 9.
88. MARINCAS V., BĂLUTĂ C., *Contribuții la studiul microfunei sarmațiene din Dealul Măgura (Valea Streului)*, Acad. R.P.R. Fil. Cluj, Studii și Cercet. Geol.-Geogr., 1957, 8, 1-2.
89. МАСЛАКОВА Н. И., *Расчленение эоценовых отложений Восточных Карпат по мелким фораминиферам*, Геол. сборник Львовск. геол. общест., 1957, 4.
90. — *Стратиграфия и фораминиферы палеогенных Восточных Карпат*. Материалы по биостратиграфии запад. област. УССР, Москва, 1955.
91. MATEESCU ST., *Cercetări geologice în zona externă a Carpaților Romîni*, An. Inst. Geol. Rom., 1927, 12.
92. MAYER C., *Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-Gebilde Europas*, Verh. der allgem. Schweiz. Ges. d. ges. Naturwiss., Trogen, 1857.
93. MAXIM I., *Prezența Sarmațianului inferior în reg. Beclean pe Someș*, Rev. Muz. Mineral. Geol.-Cluj, 1943-1944, 8, 1.
94. MEZNERICS-CSEPREGHY I., *Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faununtersuchungen*, Acta geologica, Budapest, 1956, 4, 2.
95. MEZNERICS-CSEPREGHY I., SENEȘ J., *Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn*, B. Jhb. Geol. Paläont., Stuttgart, 1957.
96. MESZAROS N., *Fauna de Moluște a depozitelor paleogene din NV Transilvaniei*, Ed. Acad. R.P.R., 1957.

97. MOTAS I. C., *Contribuțiuni la cunoașterea faunei fosile de la V. Muerească (Ollenia)*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1950—1951), 1954, **38**.
98. — *Cercetări geologice în reg. Bengești-Pîficu-Zorlești-Negoști (Depres. Getică-Ollenia)*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1951—1952), 1955, **39**.
99. — *Observațiuni cu privire la sedimentația Pliocenului din reg. Pralea*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1952—1953), 1956, **40**.
100. — *Contribuțiuni la studiul geologiei Maramureșului, (Bas. Văii Iza)*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1952—1953), 1956, **40**.
101. MRAZEC L., *Despre prezența Bartonianului în Județul Prahova*, An. Acad. Rom., Seria II, 1906, **28**.
102. MRAZEC L., TEISSEYRE W., *Stratigraphie des régions pétrolières de la Roumanie et des contrées avoisinantes*, Congr. Intern. du Pétrole, III^e session, Roumanie, 1907.
103. MURGEANU G., *Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valea Vîlsanul (Mounténie Occidentale)*, C. R. Inst. Géol. Roum., (1937—1938), 1941, **26**.
104. — *Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de la Mounténie Occidentale*, C. R. Inst. Géol. Roum., (1936—1937), 1941, **25**.
105. — *Deuxième note sur le Paléogène de Corbișori*, C. R. Acad. Sci. Bucarest, 1943—1945.
106. — *Note sur la présence de Nummulites elegans Sow. dans le Sénonien de Dosul Stinei, village de Pucheni, district de Muscel*, An. Inst. Geol. Rom., 1928, **13**.
107. — *Cretacicul și Terțiarul în împrejurimile Pietroșiei și Bezdeadului*, D.d.S. ale șed. Inst. Geol. Rom., (1925—1926), 1930, **14**.
108. — *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila*, An. Inst. Geol. Rom., 1934, **16**.
109. — *Formarea Depresiunii Cîmpulungului*, Comunicările Acad. R.P.R., 1951, **1**, 11—12.
110. MURGEANU G., PATRULIUS D., *Cretacicul superior de pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi*, Bul. Științ. Acad. R.P.R., Secția Geol.-Geogr., 1957, **2**, 1.
111. MURGOCI G., *Terțiarul din Oltenia*, An. Inst. Geol. Rom., 1907, **1**.
112. NĂSTĂSEANU S., *Contribuțiuni la cunoașterea Miocenului din regiunea Sighet-Ocna Șuga-tag*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1952—1953), 1956, **40**.
113. НЕМКОВ Г. И., КЛОПОНИН К., *О возрасте нижнемелитовой свиты Восточных Карпат*, ДАН СССР, 1955, **104**, 5.
114. NITULESCU O., *Contribuțiuni la fauna Eocenului superior din jurul Clujului*, Rev. Muz. Geol. Mineral. Univ. Cluj, 1936, **6**, 1—2.
115. — *Contribuțiuni la cunoașterea faunei burdigaliene din coasta cea mare lângă Cluj*, Rev. Muz. Geol. Univ. Cluj, 1936, **6**, 1—2.
116. OLTEANU F., *Faciesurile și tectonica Miocenului subcarpatic din regiunea Berzunțiu*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1949—1950), 1953, **37**.
117. — *Structura geologică a regiunii Ursei-Cîmpina*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1948—1949), 1952, **36**.
118. — *Depresiunea subcarpatică între Ozana (Pîrîul Neamțului) și Buzău*, An. Com. Geol., 1958, **31**.
119. ONCESCU N., *Geologia Republicii Populare Romîne*, Ed. tehnică, Bucarest, 1957.
120. ONCESCU N., JOJA T., *Observații asupra stratigrafiei Pliocenului superior dintre V. Dunării și V. Jiului*, D.d.S. ale șed. Inst. Geol. Rom., (1945—1946), 1952, **35**.
121. ONCESCU N., GRIGORAS N., *Zona din fața Carpaților în lumina rezultatelor forajelor de explorare sovietice și romîne*, Natura, 1957, **6**.
122. PAPP A., *Das Pannon des Wiener Beckens*, Mitt. Geol. Ges., Wien, 1946—1948.
123. — *Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken*, Mitt. Geol. Ges., Wien, 1956, **46**.
124. — *Probleme der Grenzziehung der helvetinischen und torlonischen Stufe im Wiener Becken*, Mitt. d. Pal. Inst. d. Univ. Wien, 1958, **76**.
125. — *Die Biostratigraphische Gliederung des Pannon im Wiener Becken*, Földtani Köz-löny, Budapest, 1959, **89**, 1.
126. PATRULIUS D., BLEAHU M., DIMITRESCU R., *Cercetări geologice în V. Vișeuului și în împrejurimile Săcelului (Maramureș)*, D. d.S. ale șed. Com. Geol., (1951—1952), 1955, **39**.
127. PATRULIUS D., *Contribuțiuni la studiul geologic al Maramureșului (Bazinul Ruscovei)*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1952—1953), 1956, **40**.
128. ПАТРУЛИУС Д., МОТАШ И., БЛЯХУ И., *Геологическое строение Румынского Марамураша*, Международный геологический конгресс, Карпато-Балканская ассоциация, Киев-Львов, 1958.

129. PĂTRUT I., *Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte-Cosminele-Buștenari*, An. Com. Geol., 1955, **33**.
130. PAUCĂ M., *Le bassin néogène de Beiuș*, An. Inst. Geol. Rom., 1935, **17**.
131. — *Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni*, An. Com. Geol., 1954, **27**.
132. — *Nouvelles données sur l'anticlinal de Cislău-Punga (départ. de Buzău)*, C. R. Inst. Géol. Roum., (1938—1939), 1944, **27**.
133. — *Geologia regiunii Tălăruș-Suplac de Bărcău (reg. Bihor)*, An. Com. Geol., 1953, **25**.
134. — *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1951—1952), 1955, **39**.
135. — *Depozitele miocene presarmațiene din regiunea de curbură a Carpaților*, An. Com. Geol., 1952, **24**.
136. POP E., *Studiu geologic al Basinelui Mehadiet*, An. Com. Geol., 1957, **30**.
137. POPESCU GR., *Observații asupra «breciei sării» și a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a jud. Prahova*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., Bucurest, 1952, **32**.
138. — *Zona flișului paleogen dintre V. Buzăului și V. Vârbilăului*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1948—1949), 1952, **34**.
139. — *Cercetări geologice în reg. Govora-Râmnicu Vlcea-Olănești (Depres. getică)*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1950—1951), 1954, **38**.
140. — *Cercetări geologice în regiunea Ciocadia-Pițicu-Baia de Fer*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1951—1952), 1955, **39**.
141. POPESCU GR., MOTAS I., *Stratele de Valea Leurzei, orizont reper caracteristic în Miocenul Depresiunii de Stânc*, Comunicările Acad. R.P.R., 1959, **9**, 7.
142. PREDA D. M., POPESCU-VOITESTI I., GROZESCU H., *Clasificarea Mediteranianului din România*, D.d.S. ale șed. Inst. Geol. Rom., (1915—1916), 1917, **7**.
143. PREDA D. M., *Geologia și tectonica părții de răsărit a județului Prahova*, An. Inst. Geol. Rom., (1921—1924), 1925, **10**.
144. PREDA D. M., SAULEA-BOCEC E., *Asupra unor puncte nouă fosiliere în argilele sarmațiene din Podișul Moldovenesc*, Bul. Științ. Acad. R.P.R., 1948, **1**.
145. PROTESCU O., *Cîteva date asupra Paleogenului din regiunea Șotrile-Brebu-Breaza (jud. Prahova)*, An. Inst. Geol. Rom., 1914, **3**.
146. — *Contribuțiuni la studiul faunei de Foraminifere terțiare din România*, Inst. Geol. Rom., (1915—1922), 1922, **9**.
147. RĂILEANU GR., *Cercetări geologice în regiunea Uricani-Cîmpul lui Neag și considerațiuni generale asupra Basinelui Petroșani*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1951—1952), 1955, **39**.
148. — *Cercetări geologice în regiunea Cluj-Apahida-Sia*, D.d.S. ale șed. Com. Geol., (1951—1952), 1955, **39**.
149. — *Burdigalianul de pe Pîrîul Sălătruc și considerații generale asupra Basinelui Petroșani*, Rev. Univ. «C. I. Parhon» și a Politehnicii București, 1955, 6—7.
150. RĂILEANU GR., SAULEA E., *Paleogenul din reg. Cluj și Jibou (NV Basinelui Transilvaniei)*, An. Com. Geol., 1956, **39**.
151. SAGATOVICI A., *Contribuțiuni la cunoașterea geologiei Basinelui Oaș*, An. Univ. «C. I. Parhon» București, Seria Șt. Nat., 1957, **16**.
152. SAULEA E., *Contribuții la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei*, An. Com. Geol., 1956, **39**.
153. SAULEA E., BĂRBULESCU A., *Contribuții la cunoașterea Miocenului din reg. Ticău-Sadova (Bas. Baia Mare)*, An. Univ. «C. I. Parhon», București, Seria Șt. Nat., 1957, **15**.
154. SENEȘ J., *Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiar bei Kovacov im Karpatenbecken*, Geol. prace. monograf. série I., Geol. Ust. D. Stura, Bratislava, 1958.
155. — *Kritické poznámky k stratotypom Ologocénu a Miocénu a k olázko neostratotypov*, Slovensk. Ak. vied. Bratislava. Geol. Sbornik, 1958, **9**, 1.
156. — *Considérations sur la nécessité de créer des stratotypes nouveaux du Tertiaire de l'Europe (raisons et critères)*, C. R. Somm. Soc. Géol. de France, 1958.
157. СЕНЕС Ж., *Происхождение и содержание аквитенской морской фауны по внутренней карпатской (интракарпатской) депрессии*, Карпато-Балканская ассоциация, Киев-Львов, 1958.
158. СЕРОВА М. И., *Стратиграфия и фауна фораминифер в миоценовом отложении Прикарпатья*, Материалы по биостратиграфии запад. област. УССР, Москва, 1955.

159. SIMIONESCU I., *Les vertébrés pliocènes de Mălușteni*, Acad. Rom., Public. Fond. V. Adamachi, 1930, 9.
160. — *Les vertébrés pliocènes de Berești*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1932, 1.
161. — *Contribuții la geologia Moldovei dintre Siret și Prut*, Acad. Rom. Public. Fond. V. Adamachi, 1903, 9.
162. SIMIONESCU I., THEODORESCU V., *Note préliminaire sur une faune pontique de Moldavie*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1909, 6, 1.
163. SIMIONESCU I., BARBU I. Z., *La faune sarmatienne de Roumanie*, Mem. Inst. Geol. Rom., 1940, 3.
164. — *La faune sarmatique et lortonienne de la Moldavie*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1903, 2.
165. — *Über die Verbreitung und Beschaffenheit der sarmatischen Schichten der Moldau*, Verh. d. K. K. Geol. R. A. Wien, 1903.
166. SINZOW I. TH., *Über die paläont. Beziehungen des Neurussischen Neogen zu den gleichen Schichten Oesterreich-Ungarns und Rumäniens*, Zap. Novoross. obščestva, 1893, 31.
167. SÖRGENFREI T., *Molluscan assemblages from the marine middle Miocene of South Jutland and their environments*, Danmarks Geol. Undersøgelse, Serie II, 1958, 79.
168. ȘTEFĂNESCU S., *Etudes sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique*, Lille, 1897.
169. ȘTEFANOVIC P. M., *Pontische Stufe im engeren Sinne — Obere Congerieschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete*, Serb. Akad. Wiss. Sonderaus. Math. Nat. Kl. 1951, 2.
170. — *Pont (in eng. S.) im Nördlichen Jugoslawien, seine Fazies und Horizonte, etc.*, Földtani Közlöny, Budapest, 1959, 89, 1.
171. STOICA C., *Asupra microfaunei lortoniene de la Crivineni (Buzău)*, D.d.S. Inst. Geol. Rom., 1951, 31.
172. — *Basinul Comănești (Bacău)*, An. Univ. «C. I. Parhon», București, Seria Șt. Nat., 1956, 9.
173. STRACHIMIROV B., *La faune tertiaire du littoral de la Mer Noire entre la rivière de Kamtchia et le Cap Emine*, Izvest. Geol. Inst., Sofia, 1953, 2.
174. SZÖTS E., *Les problèmes de la limite entre le Paléogène et le Néogène et des étages Chatilien et Aquitanien*, Acta Geologica, Budapest, 1956, 4.
175. TEISSEYRE W., *Ueber die meotische, pontische und dazische Stufe in den Subkarpaten der östlichen Munténia*, An. Inst. Geol. Rom., (1903), 1904, 2.
176. TUDOR M., MOISESCU G., *Contribuții la cunoașterea faunei miocene din Maramureș*. Lucrările Inst. Petrol și Gaze București, 1956, 2.
177. TUDOR M., *Stratigrafia și fauna depozitelor lortoniene și sarmațiene dintre Jiu și Olteț*, Ed. Acad. R.P.R., 1955.
178. — *Contribuții la cunoașterea Sarmatianului din regiunea Rușavăț (V. Buzăului)*, Comunic. Inst. Petrol, Gaze și Geologie, București, 1958.
179. VANCEA A., *Geologische Untersuchungen im West-Südwestlichen Gebiete des Siebenbürgischen Beckens*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1942, 5.
180. ВИАЛОВ О. С., *К стратиграфии миоцена Закарпатья*, Геол. сборник. Львовск. Геол. общест., 1956, 2—3.
181. — *Неогеновые отложения западных областей Укр. ССР*, Геол. Прак. зос., Братислава, 1957, 46.
182. VLAICU-TĂTĂRIM N., *Stratigrafia Eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj*, Autoreferat. Min. Învăț. și Culturii, Univ. «C. I. Parhon», Fac. Geol.-Geogr., Bucarest, 1958.
183. WDOWIARZ ST., *Łupki jasielskie w Karpatach Wschodnich Rumunii*, Kwartalnik Geologiczny, Warszawa, 1959, 3, 3.

PARALLÈLE ENTRE LES SCHISTES NOIRS DU FLYSCH DES CARPATES ORIENTALES ET LES DÉPÔTS CRÉTACÉS DES CARPATES SEPTENTRIONALES

PAR

M. G. FILIPESCU

MEMBRE CORRESPONDANT DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

La reprise de l'activité, sur une plus grande échelle, de l'ancienne Association Carpatique constitue le moyen le plus efficace pour élucider les multiples problèmes concernant la structure du secteur carpato-balcanique du système alpin.

Profitant de cette première réunion de l'Association Carpato-Balcanique, à laquelle participent de nombreux spécialistes de la stratigraphie et de la tectonique de l'arc carpatique, nous tenons à présenter un essai de parallèle entre le Crétacé à faciès de schistes noirs, des Carpates orientales, et les dépôts crétacés des Carpates septentrionales.

Après l'apparition de l'ouvrage de Uhlig [35] qui distingue, dans le Flysch des Carpates septentrionales, deux unités tectoniques : la Nappe beskidiennne et la Nappe sous-beskidienne, S. Athanasiu [3] divise le Flysch des Carpates orientales en deux zones : la zone intérieure, formée par le Crétacé inférieur, le Sénonien, l'Eocène et l'Oligocène, correspondant à la Nappe beskidiennne de Uhlig, et la zone extérieure ou marginale, formée par le Sénonien, l'Eocène marginal et l'Oligocène, correspondant à la zone sous-beskidienne. S. Athanasiu est d'avis que les deux zones se trouvent en rapports normaux.

Plus tard, L. Mrazek et I. Popescu-Voitești [24] opinent pour une structure en nappes de charriage, du Flysch des Carpates orientales et ils divisent les unités tectoniques distinguées par eux, en nappes internes du Flysch, formées de matériel carpatique, et en nappes marginales, formées de matériel extra-carpatique.

Les deux auteurs rangeaient dans la première catégorie : la Nappe des conglomérats des Bucegi, la Nappe de grès de Siriu, la Nappe des marnes rouges sénoniennes et la Nappe de grès de Fusaru-Tarcău, et dans la seconde catégorie : la Nappe marginale et la Nappe péri-carpatique.

Entre 1914 et 1943, le nombre de géologues qui opinait pour une structure en nappes de charriage, du Flysch des Carpates orientales, devint de plus en plus grand et finalement cette conception fut unanimement admise.

Étant donnée l'existence de nombreuses lacunes dans l'étude de la stratigraphie des dépôts crétacés et paléogènes du Flysch, les interprétations tectoniques et les acceptions données aux différentes unités ont beaucoup varié dans cet intervalle et, petit à petit, le regroupement des unités tectoniques du Flysch s'imposa : nappes intérieures (Nappe de conglomérats des Bucegi et Nappe de grès de Siriu) ; nappes médianes (Nappe de grès de Tarcău et Nappe de Tazlău) et nappes marginales (Nappe marginale et Nappe submarginale).

L'âge des schistes noirs siliceux (couches d'Audia) constituait un des problèmes stratigraphiques concernant le Flysch des Carpates orientales qui n'était pas élucidé, provoquant des confusions dans la détermination de la structure du Flysch.

Après avoir renoncé à l'âge paléogène, attribué autrefois par S. Athanasiu aux schistes noirs, l'opinion des professeurs G. Macovei et I. Atanasiu [20] [21], qui affirmaient que ces dépôts appartenaient au Barrémien, paraissait s'imposer.

D. Preda et I. Băncilă [27] se sont élevés contre cette opinion, soutenant l'âge sénénien des schistes noirs, opinion à laquelle s'est également rallié M. Filipescu [8].

Une autre opinion était celle de D. Ștefănescu [31] qui admettait l'âge albien de cette formation.

A cause de cette incertitude stratigraphique, la position tectonique des schistes noirs n'était pas établie non plus.

Certains auteurs étaient de l'avis de G. Macovei et I. Atanasiu, qui soutenaient que les schistes noirs appartiendraient à la zone intérieure du Flysch et qu'ils représenteraient un faciès extérieur du Barrémien qui, à l'intérieur, se présentait sous le faciès des couches de Bistra-Comarnic, ce qui provoqua des arguments en faveur d'une structure normale entre la zone des schistes noirs et la zone intérieure du Flysch. D'autres, comme G. Cernea [6], soutiennent que les schistes noirs n'appartiennent pas à la zone intérieure du Flysch, mais sans se prononcer catégoriquement sur leur position, et d'autres encore, comme I. Atanasiu [2], qui mentionne l'existence des schistes noirs dans toutes ses quatre unités (nappe de Tarcău, nappe de Tazlău, nappe marginale et submarginale), ne précise pas son attitude par rapport à cette situation, qui se trouve en contradiction avec son autre point de vue — que les schistes noirs seraient d'âge barrémien et que cette série représenterait un faciès extérieur des couches de Bistra-Comarnic, de la zone intérieure du Flysch.

Cette situation confuse provenait du fait que la zone des schistes noirs, ainsi que d'autres zones du Flysch des Carpates orientales, enregistre des ondulations axiales, qui contribuent à élever au-dessus du niveau inférieur d'érosion différents horizons accessibles aux recherches. D'un autre côté, cette formation, dans la zone où elle est très bien représentée, a une structure en écailles très compliquée, qui ne peut être pré-

cisée si la situation de l'horizon de cette formation est inconnue, et qui rend à son tour plus difficile cette division par horizons. Enfin, jusqu'en 1943 on n'avait trouvé que trop peu de preuves paléontologiques permettant d'attribuer aux schistes noirs l'un ou l'autre des âges, accordés par les différents auteurs.

La région des Carpates orientales, où les schistes noirs sont le plus près de la surface, grâce à des soulèvements axiaux très prononcés, est située entre la vallée du Buzău et le Nord de Tîrgu-Săcuiesc, en Transylvanie, et surtout dans la vallée de Covasna, là où Herbich [13] a récolté les formes : *Neocomites neocomiensis* d'Orb. et *Leopoldia castelanensis* d'Orb. sur la foi desquels toute la série a été attribuée au Néocomien.

Ayant eu l'occasion de travailler dans cette région entre 1935 et 1937, nous nous sommes rallié à l'opinion de D. Preda et de I. Băncilă, à savoir que la série des schistes noirs appartiendrait au Sénonien, opinion fondée sur le fait qu'entre les dépôts de cette série, nous avons trouvé quelques-uns qui, sur des coupes minces, ont dévoilé des Globotruncanes monocrénées et d'autres, qui contenaient des intercalations d'arkoses et de microconglomérats à feldspath rouge et à fragments d'Inocérames qui étaient considérés, en ce temps-là, comme caractéristiques du Sénonien.

Entre 1937 et 1948, les recherches ont été interrompues.

A partir de 1949, nous avons recommencé à étudier la zone des schistes noirs dans la région de Covasna, études qui ont duré jusqu'en 1956 et qui ont conduit à des résultats stratigraphiques fort intéressants, que nous essayerons de présenter en parallèle avec ceux obtenus par les géologues tchécoslovaques et polonais, dans les Carpates septentrionales. Ces résultats ont permis d'aboutir à de nouvelles conclusions en ce qui concerne la tectonique du Flysch des Carpates orientales, que nous exposerons également ci-après.

Dans le Crétacé à faciès de schistes noirs, qui apparaît entre les vallées de Covasna et du Buzău, nous avons réussi à distinguer, par de minutieuses recherches sur le terrain et en laboratoire, quatre complexes [9] [10] [11] [12].

Le complexe inférieur, caractérisé par la présence de fréquentes intercalations de marno-calcaires sidéritiques, en couches ou sphéroïdales, a été dénommé complexe sphéro-sidéritique.

L'épaisseur de ce complexe est d'environ 400 m et on y distingue trois étages.

L'étage basal, d'une épaisseur d'environ 150 m, est formé de schistes argilo-sablonneux noirs et verdâtres, où sont intercalées quelques couches de marno-calcaires sidéritiques (pélosidérites), 3 à 5 banes de grès grossiers micacés bruns, durs lorsqu'ils sont frais, friables lorsqu'ils sont altérés, grès qui contiennent de nombreux restes de crinoïdes et, finalement, de nombreux accidents siliceux noirs (lydiens) en couches qui atteignent de 15 à 20 cm d'épaisseur.

Ces intercalations constituent des éléments lithologiques caractéristiques de cet étage.

Dans les schistes noirs se trouvant à la base de cet étage, Herbich [13] a récolté, au pied de la colline Kopacz, sur le versant gauche de la

vallée de Covasna, la forme *Neocomites neocomiensis* d'Orb, forme qui caractérise le Valanginien.

Ce fait, également confirmé par Uhlig [35], constitue un important argument en faveur de l'attribution de l'âge valanginien à cet étage.

La partie médiane du complexe sphéro-sidéritique, à l'épaisseur d'environ 100 m, est aussi formée de schistes argilo-siliceux noirs et verdâtres, où l'on rencontre de nombreuses intercalations de pélosidérites, en couches d'une épaisseur de 15 à 50 cm. Un autre élément caractéristique de cet étage est constitué par de nombreuses intercalations de grès micacés-calcaires très durs, à cassure plane ou curvi-corticale, ayant sur la surface inférieure des couches, des hyéroglyphes très prononcés.

Dans ces intercalations de grès, on a trouvé, dans la vallée de Covasna, un exemplaire complet et un fragment de *Parahoplites (Pseudothurmania) angulicostatus* d'Orb., connu en tant que forme hauterivienne [11] [12].

Cette partie du complexe sphéro-sidéritique correspond à celle dont Herbieh [13] a récolté dans la Valea Seacă, au Nord de Tg.-Secuiesc, la forme *Leopoldia castelanensis* d'Orb., également hauterivienne.

Nous étayant de ces arguments paléontologiques, nous avons attribué cette partie du complexe sphéro-sidéritique, à l'âge hauterivien.

La partie supérieure du complexe sphéro-sidéritique, d'une épaisseur de 150 à 200 m, est caractérisée par la prépondérance, comme élément de base, des schistes argilo-siliceux noirs, bruns et verdâtres, où l'on trouve de nombreuses intercalations de pélosidérites sphéroïdales, dont le diamètre varie entre 10 et 50 cm, moins souvent en couches qui atteignent des épaisseurs allant jusqu'à 20 cm.

De nombreuses intercalations minces de spongolithes, localisées dans la moitié inférieure de cette partie, ainsi que quelques couches de grès micacé calcaire, gris et dur, sont caractéristiques pour cette partie du complexe.

Toute cette partie du complexe sphéro-sidéritique est très riche en efflorescences ferrugineuses, particularité qui, ajoutée à la grande fréquence des sphéro-sidérites typiques, contribue à rendre cette partie la plus facile à étudier de toute la série des schistes noirs des Carpates orientales.

Dans un banc de pélosidérite, appartenant à cette partie du complexe, nous avons trouvé quelques exemplaires de *Costidiscus recticostatus* d'Orb., forme qui caractérise le Barrémien.

Cette partie de la série correspond, d'après la description lithologique, à la partie des couches de Spass, dont provient la faune déterminée par B. Kokoszynska [17], faune à *Parahoplites borovae* Uhl. connue également comme caractéristique du Barrémien.

Nous fondant sur ces considérations, nous avons attribué à cette partie du complexe sphéro-sidéritique l'âge barrémien.

Le second complexe de la série des schistes noirs est caractérisé par la prépondérance des schistes argileux ou argilo-siliceux d'un noir verdâtre ou gris, parmi lesquels s'intercalent, sous forme de paquets plus ou moins épais, des schistes bitumineux, des schistes argilo-siliceux man-ganésifères, à cassure irrégulière ou en parallélipède, des grès ferru-

gineux striés, des grès micacés argileux gris, des grès micacés calcaires, des marnocalcaires à Radiolaires et Foraminifères, des tuffites, des lydiennes, des gaizes, des spongolithes, de rares intercalations de marno-calcaires ferrugineux, avec ou sans fucoides et des grès grossiers feldspathiques.

La partie inférieure du complexe est caractérisée par la prépondérance des schistes bitumineux, par la présence, rare, des pélosidérites et par l'absence de grès grossiers feldspathiques et d'accidents siliceux.

A la partie supérieure de ce complexe, les schistes bitumineux sont très rares, les pélosidérites sont absents et les grès grossiers à feldspath rouge ou gris sont caractéristiques, ainsi que les tuffites, les spongolithes, les gaizes à Spongiaires et les lydiennes.

L'épaisseur totale du complexe est d'environ 250 m, dont la partie inférieure représente environ 150 m et la partie supérieure 100 m.

On a trouvé, dans les dépôts de ce complexe, plusieurs traces paléontologiques qui ont permis de le localiser stratigraphiquement.

Ainsi, on a trouvé dans les dépôts situés à la base inférieure du complexe les formes : *Procheloniceras* sp. et *Ancyloceras* sp¹. qui caractérisent l'Aptien inférieur ; dans un banc de marnes grises, situé à la limite entre la partie inférieure et la partie supérieure, on a trouvé la forme *Neohibolites aptiensis* Kill. var. *strombeckiformis* Stoll., qui caractérise l'Aptien supérieur. Dans un horizon de schistes, situé vers la base de la partie supérieure du complexe, on a trouvé la forme *Douvilleiceras mammatum* Schl. var. *monile* Sow¹. et, dans un banc de grès grossiers à feldspath rouge, situé à la partie supérieure de ce complexe, on a récolté les formes : *Neohibolites strombecki* G. Müll et *Neohibolites* aff. *strombecki* G. Müll. emend. Stolley. Toutes ces formes, trouvées dans la partie supérieure du complexe, sont caractéristiques de l'Albien inférieur.

D'après les données paléontologiques mentionnées, nous avons localisé le complexe schisteux dans l'Aptien-Albien inférieur.

Le complexe suivant a été nommé le complexe des grès glauconitiques silicifiés, d'après les dépôts qui le caractérisent.

Ce complexe, épais d'environ 150 m, est constitué par des alternances de schistes argileux noirs et verdâtres et de grès glauconitiques silicifiés, gris blanchâtre ou gris foncé, en couches minces ou en bancs atteignant 2 m d'épaisseur. Vers la partie supérieure des couches, les grès sont schisteux et en forme de brèche, tandis que vers la partie inférieure, ils sont compacts et ont un aspect vitreux caractéristique. La surface inférieure des bancs de grès est, le plus souvent, marquée d'hiéroglyphes très bien contournés et développés.

Ce complexe commence par un banc de grès noirâtre, mat, friable, à nombreuses petites radioles d'Echinidés, suivi d'un banc de 0,5—1,5 m de brèches monocalcaires, grises, fossilifères et d'une alternance de dépôts schisteux et de grès siliceux en couches minces.

Dans le reste du complexe, où les grès siliceux acquièrent leur caractère typique, on trouve encore quelques minces intercalations de brèches

¹ D. Patrulius, Communication orale.

fossifères grisâtres, ainsi que 2—3 intercalations de grès grossiers feldspathiques, contenant des restes de Bélemnites et d'Inocérames.

Des couches de brèches monocalcaires, intercalées à différents niveaux du complexe, on a récolté de nombreux exemplaires de Néohibolites, appartenant à plusieurs variétés des espèces *N. minimus* Lister et *N. minor* Stolley, formes qui caractérisent l'Albien supérieur.

Vers la partie supérieure du complexe, on trouve, parmi les dépôts mentionnés, des grès argilo-siliceux brun-verdâtre. Étudiés sur des coupes minces, ces grès contiennent de nombreux restes de Globotruncanes monocarénées, du groupe *Rotalipora appenninica* Renz., forme qui commence à partir du Cénomanien inférieur.

Nous fondant sur ces données paléontologiques, nous avons placé le complexe des grès glauconitiques silicifiés dans l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur [12].

Nous avons nommé le quatrième complexe, appartenant à la série des schistes noirs, complexe des Couches de Zagon, d'après une localité située au Sud de Covasna, où il y a un bel affleurement [11].

Ce complexe, épais d'environ 400 m, est composé de marnes d'un gris-noirâtre et de grès calcaire-micacés, gris à cassure curvi-corticale, grès qui ont à leur surface des cassures irrégulières de calcite ou des ondulations très caractéristiques.

Entre ces sédiments, qui constituent le principal élément lithologique du complexe, on trouve, intercalées, différentes roches dont les unes sont très caractéristiques. Ainsi, on voit des intercalations de marnes sablonneuses noires et de schistes de la même couleur, ressemblant en tout à celles du complexe précédent, de minces couches de grès siliceux à glauconie, des grès calcaires-micacés à cassure parallèle, sur la surface desquelles se trouvent d'innombrables concrétions sphéroïdales de sulfure de fer, de différentes grandeurs; quatre intercalations de marnes grises associées à des grès grossiers de conglomérats à feldspath rouge, dépôts qui contiennent des restes de Foraminifères et d'Inocérames.

Vers la partie inférieure du complexe, on trouve de fréquentes intercalations de marnes striées, rouges et vertes.

Dans les marnes grises et les grès micacés, qui accompagnent les grès grossiers à feldspath, on trouve de nombreux exemplaires de *Rotalipora appenninica* Renz, forme cénomanien-turonienne et de *Globigerina infracretacea* Glesner, forme qui remonte jusqu'au Cénomanien supérieur.

Ceux-ci seraient les seuls arguments paléontologiques, trouvés à Zagon, qui permettent d'attribuer à ce complexe l'âge cénomanien — turonien.

En dehors de ces données paléontologiques, la position stratigraphique du complexe plaide aussi en faveur de cet âge. Ainsi, d'après la continuité de sédimentation du complexe des grès à glauconie silicifiés, appartenant à l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur et supportant des dépôts qui — d'après les restes de *Globotruncana lineana* Lam. qu'ils contiennent — sont sûrement cénomanien, on peut conclure que le complexe

des Couches de Zagon, de la série des schistes noirs appartient au Cénomanien supérieur-Turonien.

Enfin, des restes de faune, trouvés dans les dépôts qui semblent, logiquement, avoir une position stratigraphique identique, situés dans la même zone, mais à de grandes distances, dépôts qui contiennent des *Turritiles* sp., des *Inoceramus labiatus* Schlott, des *Inoceramus sublabiatus* Gottfried Müller, etc. [11], pourraient également constituer un argument en faveur de l'âge céno-manien-turonien de ce complexe.

D'après les données énoncées, il résulte que la série des schistes noirs des Carpates orientales, connue dans la littérature géologique sous différentes dénominations, telles que : Couches de Șipot, Couches de Spass, Couches d'Audia, etc., à laquelle on a attribué différents âges, à savoir : Paléogène, Sénonien, Albien, Barrémien, représente une série où l'on peut distinguer presque tous les étages du Crétacé, du Valanginien jusqu'au Turonien.

Après la solution du problème de la distribution stratigraphique des horizons de la série des schistes noirs dans le Flysch de la zone de courbure, on a essayé de vérifier ce schéma stratigraphique sur toute la longueur des Carpates orientales, jusqu'à la frontière de l'U.R.S.S. On a constaté avec satisfaction que ce schéma s'y applique parfaitement et on a pu distinguer presque partout les complexes décrits plus haut.

Ces constatations ont incité l'auteur à s'informer sur la manière dont a été résolu le problème de la distribution des horizons de schistes noirs en Pologne et en Tchécoslovaquie, où l'on a commencé des travaux assidus dans cette direction, après la seconde réunion de l'Association Carpatique.

Des ouvrages plus anciens des géologues Al. Matejka et du regretté I. Zelenka [23], des regrettés L. Horwitz [15], J. Nowak [26], W. Rogala [28], Sb. Sujkowski [33], de J. Burtan [4], M. Styrnalowna [32] et du Professeur M. Książkiewicz, seul [18] ou en collaboration avec Mme K. Skoczylas-Ciszewska, K. Konior et J. Burtan [5] ainsi que de l'ouvrage de Mlle B. Kokoszynska [17], datant de 1949, nous nous sommes rendu compte que les géologues polonais et tchécoslovaques ont beaucoup fait dans ce sens.

L'emploi de dénominations locales et la localisation des dépôts crétacés — qu'on supposait appartenir au faciès des schistes noirs — dans différentes unités stratigraphiques, qu'on pouvait difficilement mettre en corrélation avec les unités du Flysch des Carpates orientales, à cause du défaut d'informations géologiques réciproques suffisantes, ont présenté de réelles difficultés lorsqu'il s'agit d'établir un parallèle entre les distributions d'horizons établies par les géologues tchèques et polonais et celles établies par nous.

La reprise des relations avec les géologues polonais et tchèques, au cours des voyages effectués en Pologne et en Tchécoslovaquie, l'intensification des échanges d'opinion et de publications, les études sur le terrain des dépôts crétacés apparaissant sous le même faciès de schistes noirs, du territoire de ces pays, nous ont permis de faire des parallèles stratigraphiques en ce qui concerne les mêmes formations des Carpates orientales ou des Carpates septentrionales.

En étudiant la littérature et d'après les recherches sur les lieux, on a pu se rendre compte de l'immense travail accompli durant plus de 20 ans par les géologues mentionnés ci-dessus et par d'autres, tels que : H. Swidzinski [34], qui, outre des études envisageant la question à un point de vue local, ont également publié d'importants ouvrages de synthèse comme ceux de A. Matejka et Z. Roth [29], du prof. M. Książkiewicz [19] et de D. Androussov [1].

Ces ouvrages témoignent du travail assidu déposé par ces auteurs afin de réussir à séparer les horizons de la série des schistes noirs des Carpates septentrionales, en se fondant sur les anciens travaux, portant sur la même question, effectués dans le Crétacé silésien par Hohenegger (1861), Paul et Tietze (1877), Uhlig (1886—1902).

Des ouvrages du Professeur M. Książkiewicz [19] et des géologues A. Matejka et Z. Roth [22] [29], il résulte que, dans la série des schistes noirs qui apparaissent dans les diverses unités tectoniques du Flysch des Carpates septentrionales, on peut distinguer les complexes suivants : les couches inférieures et les calcaires de Teschen, d'âge tithonique-berriasien ; les Couches supérieures de Teschen, d'âge valanginien ; les Couches de Hradište, qui appartiennent au Hauterivien-Barrémien ; les Couches de Veřovice (Wernsdorf) au Barrémien-Aptien ; les Couches de Lhota (Ellgoth) d'âge albien inférieur ; la Série de Godula, qui commence de manière certaine dans l'Albien supérieur, mais dont on ne peut encore déterminer la fin, les uns ne se prononçant pas à ce sujet (Matejka, Roth), d'autres la situant dans le Turonien (Książkiewicz).

Les variations de faciès, enregistrées par les dépôts crétacés, dans le faciès des schistes noirs des différentes unités tectoniques du Flysch des Carpates septentrionales, ainsi que dans celles du Flysch des Carpates orientales, sont en général très réduites, ce qui facilite beaucoup l'établissement d'un parallèle entre les différents horizons de cette série, dans les deux secteurs des Carpates.

Les incursions géologiques faites dans les Nappes silésienne et sous-silésienne, de la République Socialiste Tchécoslovaque et de la République Populaire Polonaise, nous ont permis, en raison de la situation stratigraphique, aussi bien que des caractères lithologiques, d'établir le parallèle suivant :

L'étage inférieur du complexe sphéro-sidéritique des Carpates orientales, quoique ne présentant qu'une très faible ressemblance lithologique avec les Couches supérieures de Teschen, correspond, au point de vue paléontologique, à cet horizon.

Il y a une grande ressemblance lithologique entre le second étage du complexe sphéro-sidéritique de la R. P. Roumaine et les Couches de Hradište des R. P. Polonaise et R. S. Tchécoslovaque, et la position stratigraphique, basée sur les données paléontologiques, plaide pour un parallélisme entre ces deux horizons.

Les dépôts de l'étage supérieur du complexe sphéro-sidéritique sont presque identiques, au point de vue lithologique, à ceux des couches de Veřovice, dont l'âge plutôt Barrémien qu'Aptien est appuyé par des arguments paléontologiques.

La même ressemblance lithologique et la possibilité de tracer un parallèle existent entre les Couches de Lhota et le complexe schisteux, indiquant, en raison des nombreuses données paléontologiques trouvées en Roumanie, qu'il faut placer dans l'Aptien les débuts des couches de Lhota, ainsi que ceux du complexe schisteux.

Les couches bigarrées de la base de la Série de Godula, des Carpates septentrionales, semblent être de la même époque que l'horizon fondamental du complexe de grès à glauconie silicifié. Cet horizon est caractérisé par le grès à restes d'Echinidés et par les brèches marno-calcaires à Néohibolites et à Inocérames.

L'horizon inférieur et une partie de l'horizon moyen des couches de Godula ressemblant beaucoup au point de vue lithologique, au complexe de grès à glauconie silicifié, qui, du point de vue paléontologique, a également été attribué à l'Albien supérieur ; on peut donc parfaitement tracer un parallèle entre ces deux horizons. Une grande partie de l'horizon médian et de l'horizon supérieur des Couches de Godula ressemblent, au point de vue lithologique, au complexe des Couches de Zagon.

Etant donné la grande épaisseur que les Couches de Godula atteignent parfois, nous croyons qu'il faudrait admettre l'opinion des géologues polonais, selon laquelle ce complexe devrait être considéré comme s'étant formé à partir de l'Albien supérieur jusque dans le Turonien et, dans ce cas, le parallèle entre les horizons moyen et supérieur des Couches de Godula et le complexe des Couches de Zagon remplirait une lacune stratigraphique qui ne semble pas avoir existé dans la sédimentation du Crétacé du Flysch des Carpates orientales et septentrionales.

Cet essai d'établir un parallèle est représenté schématiquement dans le tableau ci-joint.

La solution du problème de la distribution stratigraphique des horizons de la série des schistes noirs, du Flysch des Carpates orientales, a posé le problème des relations entre le Crétacé à faciès de schistes noirs et le Crétacé de la zone intérieure du Flysch, auquel on croyait qu'il appartenait, étant considéré comme un faciès extérieur du Barrémien, représenté à l'intérieur par les couches de Bistra-Comarnic.

Séparant dans la série des schistes noirs, tous les étages du Crétacé inférieur et une partie du Crétacé supérieur, il a été conclu que, du moins en ce qui concerne le Crétacé, il faudra admettre que le Flysch des Carpates orientales s'est formé dans deux différents bassins de sédimentation, caractérisés par un soubassement et par des zones continentales d'alimentation, de nature différente.

C'est ainsi que nous avons distingué : un Flysch intérieur, formé dans un bassin de sédimentation à soubassement et à bords appartenant au domaine carpatique, dans lequel la sédimentation s'est effectuée à l'aide de ce matériel ; un Flysch extérieur, formé dans un bassin de sédimentation à soubassement et à bords différents du domaine carpatique, dans lequel la sédimentation s'est produite à l'aide de ce matériel exotique.

Dans le Flysch intérieur le Crétacé est représenté par : les Couches de Sinaia (Valanginien-Hauterivien), les couches de Comarnic-Bistra, qui passent parfois en faciès Urgonien (Barrémien-Aptien inférieur), la série

marno-gréseuse conglomérée (Aptien supérieur-Albien); la série des marnes de ciment (Cénomanién) et les dépôts pélitiques gris et rouges (Cénomanién-Sénonién) dans les zones à soubassement affaissé.

Tous ces dépôts sont formés d'un matériel de nature carpatique.

Dans le Flysch extérieur, le Crétacé est représenté par les horizons mentionnés de la série des schistes noirs. L'existence d'un matériel étranger aux Carpates — granodiorites à feldspath rouge [7], schistes verts, etc. — caractérise les dépôts de cette série. Un autre caractère distinctif des dépôts crétacés du Flysch extérieur est la riche teneur en dépôts détritiques siliceux, organiques et chimiques, abondant en oxydes de fer et de manganèse, et les fréquentes intercalations de pyroclastites altérées.

Le soubassement du bassin de sédimentation du Flysch intérieur des Carpates orientales est formé par la zone cristallino-mésozoïque dont fait partie le massif du Maramures.

Ce soubassement de bassin a souffert à son tour un effondrement vers l'extérieur et deux sous-zones de sédimentation se sont ainsi formées dans le bassin de sédimentation du Flysch intérieur: la zone inférieure, à soubassement élevé, riche en calcaires récifaux et en conglomérats, dans laquelle le Crétacé supérieur est faiblement représenté, et une autre, extérieure, à soubassement affaissé, où les calcaires récifaux et les conglomérats n'ont pas pu se former et où les dépôts du Crétacé supérieur sont bien conservés.

Les dépôts formés dans la sous-zone intérieure ont glissé sous forme de nappe de charriage — la Nappe interne supérieure — sur les dépôts du Flysch intérieur, formés dans la sous-zone affaissée. A leur tour, ces derniers ont été poussés et ont glissé comme une nappe de charriage, d'ampleur encore plus réduite — la Nappe interne inférieure — par-dessus les dépôts crétacés du Flysch extérieur. Au contact de cette unité du Flysch intérieur, le Flysch extérieur et surtout les schistes noirs acquièrent une structure en écailles très prononcée et caractéristique.

Les dépôts du Paléogène à faciès différents se sont déposés de façon discordante par-dessus les dépôts crétacés de Flysch extérieur, représentés par les dépôts de la série des schistes noirs, à faciès très peu modifiés.

Ainsi, dans la zone d'écailles, on trouve un Eocène, dans le faciès du grès de Sotriřle-Siriũ; dans la grande dépression du Flysch extérieur, l'Eocène s'est déposé sous le faciès du grès de Tarcăũ; à l'extérieur, l'Eocène s'est déposé sous le faciès de Tazlăũ et, tout à fait à l'intérieur, il y a l'Eocène à faciès marginal.

Cette sédimentation variée dans le Paléogène s'est effectuée par la réalisation de certaines conditions bathyales différentes, par l'apparition de plusieurs bassins de sédimentation sur l'emplacement des schistes noirs, ce qui a été possible grâce à la dislocation, par suite de l'orogénèse laramique [10] [24], des blocs exotiques qui constituaient le soubassement du bassin de sédimentation du Flysch extérieur.

Sous l'impulsion des forces orogéniques post-tortoniennes, les dépôts crétacés paléogènes, formés dans les différents bassins de sédimentation post-laramiques, se sont détachés de leur soubassements crétacés ou ont glissé, en même temps qu'une partie de ce soubassement, formant

Tableau 1

Etages du Crétacé	Etablissement des horizons des Schistes noirs des Carpates orientales M. Filipescu, 1949—1956	Mise en parallèle avec diverses zones des Carpates orientales et septentrionales			
		Carpates du NE H. Swidzinski, 1947	Bassin du Dniester Spas-Stari Sambor B. Kokoszynska, 1949	Carpates septentrionales R. S. Tchécoslovaque Matejka — Roth, 1949—1952	Nappe silésienne et sous-silésienne Ks.ązkiewski, 1937—1956
Turonien	Complexe des couches de Zagon	Série de Godula		?	Série de Godula
Cénomanién	Complexe de grès à glauconie silicifiés			Couches de Godula { supérieures moyennes inférieures	
Albien II				Couches bigarrées de Godula	
Albien I	Complexe schisteux	Couches de Mikuszowice Couches de Lhota (Ellgoth)	Complexe supérieur de la série de Spas	Couches de Lhota (Ellgoth)	Couches de Mikuszowice
APTIEN { Gargasien Bedoulien			Complexe inférieur de la Série de Spas	Couches de Veřovice s.s. (Wernsdorf) Couches de Hradište	Couches de Lhota (Ellgoth)
					Couches de Veřovice (Wernsdorf)
Barrémien	Etage supérieur du complexe sphéro-sidéritique	Couches de Veřovice (Wernsdorf)		Couches de Hradište	Grès de Hradište
Hauterivien	Etage moyen du complexe sphéro-sidéritique	Grès de Hradište		Couches supérieures de Teschen	Couches supérieures de Teschen
Valanginien	Etage inférieur du complexe sphéro-sidéritique	Couches supérieures de Teschen		Calcaires de Teschen	Calcaires de Teschen
Berriasien		Calcaires de Teschen		Couches inférieures de Teschen	Couches inférieures de Teschen
Tithonique (?) Berriasien		Schistes inférieurs de Teschen			

les nappes de charriage du Flysch extérieur ou l'on a distingué : la Nappe de grès de Tarcău, la Nappe de Tazlău, la Nappe de Putna et la Nappe marginale [16] [32].

Ces nappes correspondent à la nappe silésienne, à la Nappe de Kostryce, à celle de Skole et à la Nappe marginale des Carpates septentrionales.

On se demande si les lambeaux de grès de type Siriș, de la zone d'écaillés, ne représenteraient pas de faibles témoignages de la Nappe de Măgura et de Antemăgura, des Carpates septentrionales.

Il faut mentionner le fait que, dans ces zones du Flysch extérieur, où l'on constate l'existence de puissantes cordillères ou dans lesquelles on ressent la proximité du Vorland, on remarque un renversement en sens inverse des plis — vers l'Ouest [9].

Enfin, un autre problème qui se pose, et qui a été autrefois mentionné par L. Horwitz [14], est de savoir si le massif du Maramureș et même, peut-être, une partie du Cristallin des Carpates méridionales (la zone de Perșani et de Leaota) ne représenteraient pas la continuation vers l'Est-Sud-Est de la zone des Klippes, restes des piénides des Alpes.

Tels sont les problèmes que nous avons essayé d'aborder dans cette communication, afin de poser certains jalons de parallèles stratigraphiques et tectoniques, dans le secteur du système alpin.

BIBLIOGRAPHIE

1. ANDROUSOV D., *Etude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates occidentales*, Geologické Práce-Slovenská Acad., 1953.
2. ATANASIU I., *Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates moldaves*, An. Inst. Geol. Roum., 1943, **22**.
3. ATHANASIU S., *Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpates du district de Bacău*, Congrès intern. du Pétrole, III^e session, 1907.
4. BURTAN J., *Stratigraphie der Schlesiſchen Beskiden*, Bul. Ac. Pol. Sciences, Serie A, 1936.
5. BURTANOWNA J., KONIOR K., KSIĄŻKIEWICZ M., *Carte géologique des Carpates de Silésie*, Cracovie, 1937.
6. CERNEA G., *Zona internă a Flișului dintre Valea Moldovei și Valea Bistriței*, An. Comit. Geol., 1949–1952, **24**.
7. CODARCEA AL., *Etude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza*, C.R. des Séances, Inst. Géol. Roum., 1932–1937, **21**.
8. FILIPESCU M., *Etude géologique dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică*, Bul. Labor. Mineral., 1937, **2**.
9. — *Cercetări geologice în zona internă și mediană a Flișului dintre V. Uzului și V. Târlungului*, D.d.S. ale Șed. Inst. Geol. Rom., 1952, **34**.
10. — *Vederi noi asupra tectoniceii Flișului Carpaților orientali*, Rev. Univ. « C.I. Parhon », 1955, 6–7.
11. — *Contribuțiuni la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din Flișul intern dintre Valea Teleajenului și V. Uzului*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția Geol.-Geogr., 1957, **2**, 1.
12. FILIPESCU M., MUTIAC V., DRĂGHINDĂ I., *Contribuțiuni la orizontarea și stabilirea vîrstei șisturilor negre din zona mediană a Flișului Carpaților orientali*, Comunicările Acad. R.P.R., 1952, **2**, 9–10.
13. HERBICH F., *Das Szeklerland*, Mitt. Jahrb. Kgl. Ung. Geol. Anst., 1878.
14. HORWITZ L., *Essai de raccordement des unités tectoniques des Karpates orientales avec celles des Karpates occidentales*, Bul. Serv. Geol. Pol., 1935, **3**, 3.

15. HORWITZ L., *O nowych lub niedostatecznej poznanyde faunach kredowych w obrebie ask Premysl*, Pos. nauk P.I.G. 48, Warszawa, 1937.
16. JOJA T., *Structura geologică a Flisului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei*, D.d.S. Comit. Geol., 1951.
17. KOKOSZYŃSKA B., *Stratygrafia dolnej kredy polnocnych Karpat Fliszowich*, Prace Panst. Instyt. Geol., 1949, 6.
18. KSIĄŻKIEWICZ M., *La Faune du Néocomien supérieur de Lankorona*, C.R. de la Commission Physiogr. de l'Acad. Pol. Sc. et Let., 1937—1938, 62.
19. — *Geology of the Northern Carpathians*, Geol. Rundschau, 1956, 45.
20. MACOVEI G., *Aperçu géologique sur les Carpates orientales*, Guide des excursions, 1927.
21. MACOVEI G., ATANASIU I., *Structura geologică a văii Bistrița între Pîngărași și Bistrițioara*, D.d.S. ale șed. Inst. Geol. Rom., 1919, 8.
22. MATEJKA AL., ROTH ZD., *Preliminary Remarks to the Geology of the Moravo-Silesian Beskydy*, Sborniku Geol. Ustav, 1949, 16.
23. MATEJKA AL., ZELENKA I., *Contributions à la connaissance de la Géologie des environs de Jassina, en Russie subcarpatique*, Vestniku Stat. Geol. Ustavu., 1932, 8.
24. MRAZEC L., *L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines*, Sborniku Stat. Geol. Ustav., 1931, 10, 3.
25. MRAZEC L., POPESCU-VOITEȘTI I., *Contributions à la connaissance des nappes du Flysch Carpatique en Roumanie*, Congr. Asoc. Rom. pt. înaint. științelor, 1911.
26. NOWAK J., *Esquisse de la tectonique de la Pologne*, Cracovie, 1927.
27. PREDĂ D., BĂNCILĂ I., *L'âge des schistes noirs dans le Bassin du Trotuș*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1937, 3.
28. ROAGALA W., *Spowzdzanie ze studyow nad stratygrafia lupkow spaskich*, Pos. Nauk P.I.G. N. 45, Warszawa, 1936.
29. ROTH Z., MATEJKA AL., *Pelosiderity moravskoslezskychn Beskyd*, Geotechnica, 1953, 16.
30. SKOCZYŁAS-CISZEWSKA K., KSIĄŻKIEWICZ M., *Ein Vergleich des Wienerwaldflysches mit dem Karpathen Flysch*, Bul. Acad. Pol. Sc. et Let., Cracovie, 1937.
31. ȘTEFĂNESCU D., *La zone du Flysch Carpatique ...*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1937, 3.
32. STYRNAŁOWNA M., *Lupkispaskie a warstwy wernsdorfskie z ckolicy Dobromila*, Kosmos, Lwow, 1925, 50.
33. SUJKOWSKI SB., *Serie azypockie na Huculszczyźnie*, Prace Panstw. Inst. Geol., 1938, 3, 2.
34. SWIDZIŃSKI H., *Słownik Stratigraficzny Polnocnych Karpat Fliszowich*, Panstw. Inst. Geol. Bul., 1947, 37.
35. UHLIG V., *Ueber die Tektonik der Karpathen*, Sitzungsber. Wiener Akad. Wiss., Wien, 1907.

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ О ЮРЕ РУМЫНСКИХ КАРПАТ С ОСОБЫМ РАССМОТРЕНИЕМ НЕКОТОРЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

Г. РЭЙЛЯНУ

Юрские отложения Карпат на территории РНР довольно хорошо развиты во всех трех главных единицах этой горной системы, то есть в Восточных, Южных и Западных Карпатах. Общие самые существенные характеристики юрских образований, развитых в карпатской оси, являются результатом общего развития этих трех единиц, составляющих единую структурную альпийско-карпатско-балканскую зону. Некоторые различия второстепенного характера вызваны причинами местного характера, а так же и более общего характера, как, например, наличием кордилиер, геантиклиналей или колебательных движений различного масштаба, направления и продолжительности, наконец они объясняются также и складкообразовательными движениями различной интенсивности и возраста. Все это благоприятствовало развитию некоторых различий в литологическом и структурном составе в течение геологической эволюции карпатской системы, которые вполне оправдывают ее подразделение на три вышеуказанные структурные единицы.

В настоящем сообщении мы попытаемся выявить в общих чертах наиболее существенные характеристики юрских отложений румынских Карпат и осветить некоторые факты стратиграфического характера на основании литологического и фаунистического состава юрских отложений.

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ПОРЯДКА

На территории РНР известны и издавна описаны в общих чертах все члены юрской системы. В результате исследований были получены новые данные и ценные сведения для выделения, с одной стороны, различных ярусов и подъярусов, а с другой стороны, для составления

стратиграфических колонок, давших возможность сопоставить и коррелировать юрские образования, развитые в указанных трех крупных структурных единицах Карпат с другими, развитыми на более отдаленных территориях.

Рэтический ярус встречается довольно редко в карпатской горной цепи. В восточных Карпатах к рэтическому ярусу отнесены бурые известняки с *Terebratula gregaria* Suess в горах Хэгимаш. В горах Тулгеш к рэтическому ярусу отнесены белые известняки, трансгрессивно перекрывающие триасовые отложения и, в свою очередь, перекрытые отложениями нижнего лейаса [1].

В Банате (западная часть Южных Карпат) ретический ярус был описан [] в зоне Свиницы и в Мехадии. В Свинице на пермских отложениях трансгрессивно залегают конгломераты мощностью примерно 500 м, перекрытые отложениями нижнего лейаса. В прослойках сланца, включенных среди конгломератов, была определена *Rallyssia brauni*. В Мехадии к рэту были отнесены конгломераты, занимающие стратиграфическую позицию, аналогичную конгломератам, развитым в Свинице.

В Западных горах рэтические отложения, возраст которых установлен на основании палеонтологических данных, были описаны [11] в горах Кодру Мома. Здесь обнажаются красноватые песчаники, тонко конгломеративные трансгрессивно перекрывающие триасовые отложения и черные известняки с *Avicula contorta* Port., *Lima precursor* Quenst., *Terebratula gregaria* Suess, *Spiriferina Walcothi* Sow., *Rhynchonella fissicostata* Suess и т.д., которые постепенно переходят в известняки нижнего лейаса. Кроме этого в Западных горах, в массиве Бихор к рэтическому ярусу были отнесены [4] красные глинистые сланцы, залегающие на эродированной поверхности известняков верхнего триаса и постепенно переходящие в отложения нижнего лейаса. В горном массиве Падуря Краюлуй рассматривались [17] как рэтические конгломераты и кварцевые песчаники, трансгрессивно и несогласно залегающие поверх известняков триаса и постепенно переходящие в образования нижнего лейаса. Вышеприведенное явно подтверждает трансгрессивный характер рэтических отложений Карпат и постепенный их переход к отложениям нижнего лейаса.

— Отсутствие рэтического яруса в горах Парэу, Бучеджи, в районе Вулкан-Кодля и в горах Першани несомненно указывает на существование значительных колебательных положительных движений в конце триаса.

Лейас. Следует отметить, что ближе к верхам стратиграфического разреза юрские образования получают все большее распространение в Карпатских горах, что указывает на преобладание отрицательных колебательных движений.

Лейас Восточных Карпат представлен тремя фациями: аднет, хиерлат и грестен. Фация аднет проявляется в виде отдельных останцев в Буковине (Пырыул Каилор), в горах Хэгимаш (Курмэтура) и в горах Першани (в Ракоше по долине Тепея). Эта фация представлена в основном хорошо известными красными известняками, характерными для

этой фации с богатой фауной аммонитов (*Rhacophyllites gigas* Fuc., *Paradasiceras ürmoesensis* Herb., *Phylloceras persanense* Herb., *Schlotheimia donar* Wahn, *Asteroceras obtusus* Sow. и т.д. и т.д.), на основании чего сделано замечание [15] о их несомненной принадлежности к нижнему и низам среднего лейаса.

Отложения фации хаерлат известны только в районе Гилькош [2], они представлены красноватыми или синими известковыми мергелями местами оолитовыми, с фауной, среди которой преобладают пластинчатожаберные брахиоподы (*Entolium liasinum* Nyst., *Aequipecten aequivalvis* Sow., *Zeilleria subnumismalis* Dav. и т.д.) и спорадически встречаются головоногие (*Nautilus striatus* Sow., *Paradasiceras ürmoesensis* Herb.). На основании фаунистического анализа выведено заключение, что в данном случае идет речь о синхронной фации, но гетеропической, предыдущей.

Частичное отсутствие среднего и полное отсутствие верхнего лейаса свидетельствует о том, что в горах Першани и в северной части Восточных Карпат имели место внутрилейасовые движения по меньшей мере колебательные, положительного характера, а некоторые авторы считают даже, что они являются [15] эффектом более старых киммерийских движений. Присутствие нижнего лейаса и низов среднего лейаса в виде разобщенных линз в отрицательных формах древнего рельефа несомненно доказывает, что лейас не относится к триасовому циклу осадконакопления, а составляет самостоятельный цикл.

Отложения фации грестен, в отличие от первых двух, более широко и полно развиты не в Восточных Карпатах, а в остальных двух структурных единицах Карпатской горной цепи.

В Восточных Карпатах эта фация лейаса развита в южной их оконечности (Вулкан, Кристиан и Кодля). Она представлена конгломератами, песчаниками, глинисто-мергелистыми сланцами, огнеупорными глинами и углями. Эти отложения содержат довольно богатую флору (*Dictyophyllum nathorsti* Zeiller, *Equisetites lateralis* Phill. и т.д. [19]), а также фауну пластинчатожаберных (*Aequipecten aequivalvis* Sow., *Pleuromya striata*, *Pholadamya ideia*) и аммонитов (*Amaltheus margaritatus* Montf., *Grammoceras radians* и т.д.). В горах Кодля П. Выхану упоминает желтоватый известняк с *Grammoceras*. Эти факты привели к выводу, что лейас представлен полностью.

В южных Карпатах лейас более распространен в Западной их части, а именно в Банате. Он хорошо представлен в трех зонах (в Свинице, Решице и Пресачине) и спорадически обнажается в зоне Косуштя — Скле и Пуй. В зоне Свиницы на основании фаунистической ассоциации лейасовые отложения удалось хорошо расчленить. Здесь можно выделить [16] краевую фацию типа Козла и срединную фацию типа Мунтяна. С начала лейаса в этом районе устанавливаются условия эпиконтинентальной лагунной фации, батиметрические условия которой способствовали развитию на периферии зоны паралической углистой фации. Отложения углей с остатками растений залегают в чередовании с обломочными отложениями с богатой фауной пластинчатожаберных

и брахиопод (*Thalasites giganteia* Quenst., *Modyola neumayri* Titz., *Ceromya infraliasica* Pict., *Terebratulula grestenensis* Quenst. и т.д.). В осевой части этой зоны господствовали условия морской глубоководной неритовой фации, представленной красными оолитовыми известняками и известковыми песчаниками, в которых вышеупомянутые формы представлены ассоциацией головоногих (*Promicroceras planicosta* Sow., *Nautilus striatus* Sow. и т.д.).

Средний лейас монотонно представлен на всей площади этой зоны известковистыми песчаниками с богатой фауной пластинчатожаберных и брахиопод (*Gryphaea cymbium* Lamk., *Aequipeecten aequivalvis* Sow., *Entolium liasinum* Nyst., *Zeilleria numismalis* Lamk., *Spiriferina rostrata* Schloth и т.д.) в периферийных участках зоны. В осевой части зоны вышеуказанные формы встречаются совместно с головоногими (*Amaltheus margaritatus* Montf., *Paltopleuroceras spinatus* d'Orb., *Androgynoceras capricornus* Ziet. и т.д.). Верхний лейас представлен фацией конгломератовых аркозовых песчаников типа Козла, и фацией известняковых песчаников типа Мунтяна с *Lytoceras jurense* Ziet.

В зоне Решицы нижний лейас с литологической точки зрения аналогичен лейасовым отложениям типа Козла, но отличается от этих последних отсутствием макрофауны, а также присутствием огнеупорных глин и богатой флоры *Equisitites lateralis* Ung., *Sphenopteris obtusifolia* And., *Taeniopteris vittata* Brogn., *Pterophyllum longifolium* Brogn., *Zamites distans* Sternb. и т.д.). В среднем лейасе в результате постепенного погружения, в этой зоне устанавливается эвксинские условия, которые способствовали отложению битуминозных сланцев. Верхний лейас развит в виде мергелистой фации с *Hildoceras bifrons* Brogn., которая с литологической точки зрения представлена мергелистым комплексом, перекрывающим слою Валя Морий.

В зоне Пресачина лейас, несмотря на большое сходство с первыми двумя зонами, носит несколько иной характер. А именно, нижний лейас носит детритовый характер, в нем отсутствуют уголь и макрофауна. Средний лейас (по Г. Рэйляну и С. Нэстэяну) представлен двумя литологическими разновидностями: песчаниками типа Богылтин с *Zeilleria numismalis* Lamk., *Aequipeecten aequivalvis* Sow., и т.д. и черными сланцами типа Охаба, углистыми слегка битуминозными. Верхний лейас представлен черными углистыми сланцами и кременистыми песчаниками, схожими со сланцами и песчаниками типа Козла. В Западных горах лейас, представленный фацией грестен, известен в горах Кодру Мома, Бихор и Пэдуря Крайюлуй.

В горах Кодру Мома [14] в нормальной последовательности отложения выше рэтических образований следуют красноватые и белые известняки, местами солистые с *Aequipeecten aequivalvis* Sow., *Avicula inaequivalvis* Sow., *Pleuromya triangularis* Trauth, *Zeilleria numismalis* Lamk., *Spiriferina münsteri* Dav. Этот комплекс относится к нижнему и среднему лейасу. В верхнем лейасе вся площадь описанного района выступила из воды, сохраняя характер суши до конца юрского. В связи с этим отмечаем, что в течение лейаса неектонияские движения происходили и в этой части Карпат.

В горах Бихор и Падуря Краюлуй [4, 13, 14] после поднятия, протекавшего в конце триаса, отложение осадков возобновляется, вероятно, в ретические времена и продолжается в течение всего юрского периода. Море постепенно покрывает всю площадь района, причем сначала устанавливается неритический эпиконтинентальный режим с отложением кварцитовых песчаников (с *Arietites bucklandi* Quenst.) с прослойками огнеупорных глин. Затем в нижнем лейасе устанавливаются глубоководные батиметрические условия, обусловившие отложения мергелистых сланцев и известковых песчаников с богатой фауной пластинчатожаберных, брахиопод и головоногих (*Gryphaea symbium* Lamk., *Aequipecten aequivalvis* Sow., *Zeilleria numismalis* Lamk., *Amaltheus margaritatus* Montf. и т. д.). Углубление моря продолжается постепенно и в верхнем лейасе, с отложением в этой части Западных гор мергелистой фации, содержащей многочисленные экземпляры *Hildoceras bifrons* Brogn., *Grammoceras radians*, *Pseudogrammoceras toarcensis* d'Orb. и т. д.).

Доггер. В румынских Карпатах этот отдел юрской системы довольно хорошо развит. Его площадь распространения соответствует площади распространения лейаса за исключением Восточных Карпат, вследствие поднятия, последовавшего после среднего лейаса.

В Восточных Карпатах на основании его трансгрессивного характера доггер ошибочно относится некоторыми авторами [3] к началу юрского цикла осадкоотложения. В Северной части зоны распространения доггера (горы Парэу и Тулгеш) и, главным образом, в горах Хегимаш [3] в низах этого отдела развиты базальные конгломераты, над которыми следуют известковые песчаники, песчаные оолитовые известняки и глинистые сланцы с *Harpoceras radians* Schloth., *Oppelia fusca* Quenst., *Parkinsonia parkinsoni*, *Trigonia clavellata* Park., которые являются руководящими формами ааленского и байосского ярусов. Доггер известен в горах Бучеджи, Пятра Краюлуй, Кодля Вулкан и Першань, причем он наиболее полно развит только в горах Бучеджи [10]. Здесь трансгрессия начинается базальными конгломератами, которые, по нашему мнению, относятся к ааленскому ярусу, так как над ними в нормальной последовательности отложений следует песчаный горизонт, содержащий *Stephanoceras humphresianum* d'Orb. и *Parkinsonia parkinsoni* Sow. (байосс), над которым следует горизонт, содержащий брахиоподы (*Terebratula globata* Sow., *Terebratula perovalis* Sow., *T. Marillata* Sow.), также относящийся к байоссу. В верхней части разреза обнажаются железистые оолитовые известняки, содержащие знакомую фауну, аналогичную фауне Свиныцы и слоев Клаусса: *Prochaeticoceras*, *Oppelia fusca* Opp., *Oxicerites aspidoides* Opp., *Holcophyllaceras mediterraneum* Neum., *Ptychophyllaceras flabelatum* Neum., *Phyllaceras kudernatsch* Hauer, *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Siemiradzka aurigera* Opp. и т. д.). На восточном склоне гор Бучеджи (Пятра Арсе и Св. Ана) отложения верхнего бата перекрывают мергелистую фацию, содержащую *Posidonomia alpina* Grass. и *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. [13].

В Южных Карпатах доггер известен в Банате, где его площадь распространения хорошо совпадает с площадью распространения лейаса. Однако и здесь его трансгрессивный характер подтверждается распространением за пределами более древних образований, находящихся на краю зоны Решицы.

В этой зоне доггер представлен мергелистой толщей слоев Валя Морий. Следует отметить выдержанный характер этой фации в осевой части зоны, в то время как на периферии К. Болдур установил постепенный переход к конгломератовой песчаной фации. В слоях Валя Морий выделены все яруса доггера. Ааленианский ярус сложен мергелями и песчаными мергелями, содержащими *Neaera kudernatsch Stur.*, *Gryphaea calceola Quenst.*, *Ludwigia munchisonae Sow.*, *Leioceras Opalinum Rein.* и т.д. Байос представлен этим мергелистым комплексом, в котором чаще всего встречаются формы *Astarte voltzi Goldf.* Батский ярус представлен в верхней части комплекса мергелистыми известняками, содержащими *Posidonomia ornata Quenst.*, *P. alpina Grass.*, *Clydoniceras discus Sow.* и *Macrocephalites macrocephalus Schloth.* Отметим, что здесь, как и в остальных Карпатских зонах, форма *Macrocephalites macrocephalus Schloth.* с фаунистической и литологической точки зрения приурочена исключительно к батскому, а не к келловейскому ярусу.

В зоне Свиница ааленский ярус представлен толщей кварцитовых песчаников, перекрывающих известковые песчаники с *Lytoceras jurense*. Выше залегает горизонт темносиних шпатовых с брахиоподами (*Rynchonella quadriplicata Ziet.*, *Terebratula globata Quenst.*, *T. Bullata Quenst.*) и с *Stephanoceras humpresianum Sow.* На основании фаунистических данных этот горизонт был отнесен к байосу [16]. Батский ярус представлен двумя горизонтами: горизонтом вишнево-красных шпатовых известняков и верхним горизонтом оолитовых железистых известняков, содержащих известную фауну аммонитов из Сараорски (Свиница), аналогичную фауне, найденной в районе Струнга (Бучеджи) (*Holcophylloceas mediterraneum Neum.*, *Phylloceras kudernatschi Hauer*, *Oxicerites aspidoides*, *Prohaeticoceras fusca Quenst.*, *Macrocephalites macrocephalus Schloth.*, *Siemiradzka aurigera Opp.*, и т.д.).

С фаунистической точки зрения доггер в зоне Пресачина в некоторой степени приближается к доггеру Свиницы. Ааленский ярус (по Г. Рэйляну и С. Нэстэяну) представлен кремнистыми песчаниками байос—песчаными известняками с брахиоподами *Stephanoceras humpresianum Sow.* и *Parkinsonia parkinsoni Sow.*; а батский ярус — известняковыми песчаниками с богатой фауной аммонитов, среди которых отмечаем ассоциацию *Oxicerites aspidoides Opp.*, *Prohaeticoceras fusca Quenst.*, *Macrocephalites macrocephalus Schloth.*, и т.д.

Западные горы в районе гор Кодру Мома, а также и гор Трасэу выступили из воды, в результате чего доггер представлен только в Падуря Крайюлуй и Бихор. Ааленский ярус представлен синими или красноватыми часто оолитовыми мергелистыми известняками с *Ludwigia munchisonae Sow.*, *L. concava Buckm.*). Байос имеет аналогичный литологический состав с ааленским ярусом, но отличается от этого послед-

него с фаунистической точки зрения: он включает два горизонта, один, содержащий *Entolium* и другой — верхний — *Emilaea brochii* Sow. Батский ярус представлен известняковыми оолитовыми песчаниками местами железистыми, охарактеризованными фаунистической ассоциацией, в которой преобладают те же формы, что и в районе Свиницы.

Мальм. В общей сложности, в карпатской горной цепи мальм расположен в нормальной последовательности осадконакопления над доггером, за исключением восточной части Южных Карпат и южной части Западных гор, которые были приподняты в доггере.

В Восточных Карпатах мальм, так же как и другие, более древние мезозойские образования, известен в кристаллическо-мезозойской зоне. Отмечаем, что как в северной части Восточных Карпат (Рарэу, Хэгимаш Тулгеш), так и в южной части (Бучеджи, Пьятра Краюлуй, город Сталин, Першань), мальм представлен монотонной известняковой фацией, хорошо расчлененной. Келловейский и оксфордский ярусы представлены в основном горизонтом яшм, поверх которого следует киммерийский ярус, сложенный красными узловатыми известняками, содержащими *Aspidoceras acanthicum* Opp. (слои с *Acanthicum*). Титонский ярус развит в Восточных Карпатах в виде рифовой фации с *Coral* *Nerinea*, *Diceras* и т.д.

В Южных Карпатах мальм отличается весьма невыдержанным фациальным составом. Следует отметить, что в восточной части Южных Карпат отложения мальма гетского покрова (Пуй, Гура Вэйи) представлены известняковой фацией с преобладающим развитием массивных рифовых известняков, трудно поддающихся расчленению. Эти известняки, за отсутствием лейаса и доггера, залегают непосредственно на кристаллических сланцах. На основании вышеуказанного можно заключить, что эта часть Южных Карпат долгое время оставалась приподнятой. Осевое поднятие Карпат на участке между Дымбовицей и Жиу является, следовательно, довольно древним, что труднее допустить.

В западной части Южных Карпат, соответственно в Банате, мальм представлен батийской фацией в нормальном продолжении осадко-накопления, начатого еще в лейасе или в рате. Погружение Южных Карпат по направлению к западу, которое произошло вероятно после ларамийских движений, создало благоприятные условия для консервации мезозойских отложений в более широких масштабах. В зоне Свиницы в этой части Баната мальм в основании сложен известняковыми отложениями с богатой фауной аммонитов и *Aptychus*, разрешившей его детальное расчленение. Келловейский ярус на юге этой зоны представлен красными узловатыми известняками, содержащими *Holcophylloceras zignodianum* d'Orb., *Ptychophylloceras fedeni* Ziet., *Subgrossouvria* *Jupiter* Loczy, *Choffatia subbackeriae* d'Orb. и т.д. Оксфордский ярус представлен на всей площади изучаемой зоны плитчатыми известняками красных, темносиних, зеленоватых и белых оттенков, в чередовании с пластообразными яшмами. Киммерийский ярус с литологической и фаунистической точки зрения аналогичен киммерийскому ярусу Восточных Карпат. Здесь также преобладают красные узловатые известняки,

но кроме формы *Aspidoceras acanthiacum* Opp. присутствуют в большом количестве другие виды аммонит (*Physodoceras cyclotum* Opp., *Taramelliceras trachynotum* Opp. и т.д.), а также многочисленные формы *Aptychus*.

Титон батиальной фации представлен красными узловатыми известняками и темносиними плитчатыми известняками. Он содержит богатую фауну аммонит (*Subplanites contiguus* Cat., *Perysphinctes transitorius* Opp., *Taramelliceras* (*Streblites*) *litographycus* и т.д., совместно с которыми встречаются многочисленные формы *Aptychus* (*Lamellaptychus beyrichi* Opp., *L. lamellosus* Park., *Laevaptychus latus* Park. и т.д.). Следует отметить, что эти известняки постепенно переходят в горизонт известняков с *Berriasiella*.

В зоне Решицы, несмотря на то, что малым представлен батиальной фацией, он тем не менее отличается от мальма зоны Свиницы. Чередование известняков и мергелей, а также большая мощность отложений, достигающая примерно 700 м, является отличительной чертой мальма [18]. Келловейский ярус представлен горизонтом темносиних известняков с кремнистыми стяжениями. Оксфордский ярус представлен пачкой серых песчаных мергелей (слои Тамаша) с пластинчатожаберными (*Entolium*, *Isocardia*), брахиподами (*Waldheimia kuderhatschi* Bock) и в основном аммонитами (*Euaspidoceras perarmatum*, *Sowerbicerias tortisulcatum* d'Orb., *Perisphinctes plicatilis* Sow. и т.д.). Поверх слоев Тамаша следует горизонт темносиних слоистых известняков с кремнистыми полосчатыми включениями, которые отнесены к нижнекиммерийскому ярусу. Верхнекиммерийский ярус и нижний титон представлен толщей слоев Бредет, сложенными темносиними слоистыми узловатыми известняками. Они содержат богатую фауну аммонит: *Aspidoceras achanthicum* Opp., *A. cyclotum* Opp., *Berriasiella richteri* и т.д., которые являются руководящими формами киммерийского яруса, а в верхней части: *Subplanites contiguus* Cat., *Virgatosphinctes transitorium* Opp., *Naoloceras tithonicum* Opp., а также и *Aptychus*. Верхний титон представлен толщей известняков Марила (белые известняки с кремнеземистыми включениями эллипсоидальной формы). Эти известняки содержат *Calpionella alpina* и *Tintinopsella carpatica*. Они постепенно переходят в мергелистые известняки с *Berriasiella*. Здесь также, как и в зоне Свиницы, наблюдается нормальная последовательность отложений и постепенный переход от титона к валанжину через посредство берриасского подъяруса, присутствие которого определено на основании форм *Berriasiella* (*Berriasiella pontica*, *B. boissieri* и т.д.).

В зоне Пресачина малым представлен в основном известковистыми отложениями с бедной фауной, не разрешившей осуществить более детального расчленения и прийти к выводам биостратиграфического порядка. В зоне Черны и Косушты малым представлен известняковой рифовой массой, содержащей экземпляры *Nerinea*.

В западных горах малым равномерно распространен, при настоящей стадии изученности можно сделать вывод, что он представлен известняковой фацией с преобладанием рифовой фации.

В южной части этой карпатской структурной единицы (горы Траскау, Рудные горы) к келловейскому и оксфордскому ярусам отнесены окварцованные известняки, спорадически обнажающиеся в основании массы рифовых известняков в районе Ремец. На основе форм *Oppelia* cf. *compsa* Opp., *Sowerbicerias tortisulcatum* d'Orb., *Holcophylloceras polyokum* Ben. считается, что комплекс рифовых известняков относится к киммерийскому ярусу. Рифовая фация титона сложена массой белого известняка, достигающем местами мощности в 300 м и содержащем многочисленные формы, среди которых наиболее распространены *Nerinea* и *Diceras* (*Nerinea lorioli* Ziet., *N. Zeuchneri* Pet., *N. hohengeri* Pet., *Diceras arietinum* Lamk. и т.д.). В северной части Западных гор (Бихор и Падуря Крайюлуй) отложения мальма широко развиты и представлены массивными рифовыми известняками, содержащими кораллы *Nerinea*, *Diceras*, *Itieria* и т.д. В основании этих известняков в Падуря Крайюлуй [14] был выделен горизонт сланцеватых известняков с *Reineckeia anceps* Rein., и отнесен к келловейскому ярусу. Серые слоистые известняки, включенные между рассланцованными известняками и белыми массивными титонскими известняками, были отнесены к титону и киммерийскому ярусу. На поверхности рифовых известняков и в размытых в них углублениях находятся скопления боксита. Судя по литологическому составу верхнеюрских образований Западных гор и на основании скоплений боксита отрицательных форм погребенного рельефа, очевидно, что этот район претерпел медленное поднятие во время келловей, что способствовало отложению рифовой фации. Поднятие достигает кульминационной точки в конце юры, когда устанавливается континентально-озерная фация пурбекского типа.

Судя по палеогеографическому распределению нижне- и верхнеюрских отложений, литологическому составу и их стратиграфическому разрезу, в восточной части Южных Карпат конец доггера отличается общим поднятием. В горах Траскау и Рудных горах так же, как и в восточной части Южных Карпат, келловейский ярус носит трансгрессивный характер. Подчеркиваем, что трансгрессия начинается не в зоне с *Macrocephalites macrocephalus*, а в верхнем горизонте.

В конце юры влияние киммерийских движений сказывается как в Восточных Карпатах, так и в восточной части Южных Карпат и в Западных горах.

ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО И ПАЛЕОГРАФИЧЕСКОГО ПОРЯДКА

На основании литологического состава юрских образований, характера их распространения и фаунистических ассоциаций можно сделать некоторые общие выводы в отношении расчленения юрских образований, а также в отношении движений, имевших место в юрском периоде на территории румынских Карпат.

На основании соображений, изложенных при описании ретического яруса, а также и его трансгрессивной позиции на более древних

образованиях и постепенного перехода к лейасовым отложениям, мы считаем, что рэтический ярус тесно связан с юрой.

Ааленский ярус, там, где его присутствие доказано на основании палеонтологических данных (зона Решица, Пэдуря Крайюлуй и Бихор), а также и там, где его присутствие предполагается, тесно связан с фаунистической и литологической точки зрения с доггером, а не лейасом.

Из фаунистического анализа образований, в которых распространена форма *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., с одной стороны, установлено, что эта форма появляется совместно с руководящей фауной бата, а, с другой стороны, отложения, в которых эта фауна развита, связаны с литологической точки зрения с доггером, а не с келловеем. Следовательно, мы предполагаем, что эту зону следует относить к батскому ярусу, а границу доггера — малм следует провести выше этой зоны, то есть там, где изменяется фаунистическая ассоциация и литологический характер отложений. Кроме этого, как указывалось выше, там, где келловейский ярус носит трансгрессивный характер, трансгрессия начинается с горизонта, расположенного выше горизонта с *Macrocephalites macrocephalus*. Из результатов исследования образований триаса и юры карпатского района явствует, что в конце триаса имело место общее поднятие. Вследствие этого поднятия последовала интенсивная эрозия триасовых отложений.

Частичное отсутствие норийского яруса в Восточных Карпатах и в Западных горах и полное отсутствие верхнего триаса в Южных Карпатах, трансгрессивный характер рэтического яруса, а также отложение лейаса непосредственно на триасовом размытом рельефе служат неоспоримым доказательством того, что в конце триаса господствовала более или менее длительная фаза глиптогенезиса. Несогласие между триасовыми и юрскими отложениями, установленное в зоне Решицы и Пэдуря Крайюлуй и, вероятно, в северной части Восточных Карпат указывает на влияние киммерийских движений. Некоторые авторы [15] считают, что эти движения носили гораздо более интенсивный характер в Восточных Карпатах и объясняют ими наличие надвигов.

Фациальные изменения лейаса в Восточных Карпатах и спорадические проявления, часто линзовидного характера фаций, аднет и хиерлат, а также отсутствие верхнего и среднего лиаса в Парэу, Хэгимаш и Першань указывают на то, что в этой части Карпат в конце лейаса протекали по меньшей мере значительные колебательные движения. На этом основании некоторые авторы [3] ошибочно отнесли лейас к триасовому циклу осадко-накопления, считая, что фаза киммерийского орогенеза, упомянутая выше, произошла в конце триаса. В Банате, Вулкана, Кодля и в горах Бихор и Пэдуря Крайюлуй рэтическая или лейасовая трансгрессия отмечает начало длительного периода отложения морских осадков, постепенно принимающих более глубоководный характер и достигающих кульминационной точки в титонском периоде на территории Баната с батальными отложениями, которые продолжаются в нижнемеловом периоде.

В Восточных Карпатах, как это указывалось выше, доггер носит трансгрессивный характер. Некоторые авторы [3] справедливо считают, что он здесь отмечает начало нового цикла отложения. В Банате (зона Решица) его трансгрессивный характер заключается в местных ингрессиях.

В результате трансгрессии юрское море покрывает новые территории, главным образом в Восточных Карпатах; но следует отметить, что площадь распространения юры в основном совпадает с площадью распространения триаса.

В карпатских зонах осадконакопления наблюдаются фациальные изменения, вызванные изменениями кривой глубины. В мальме море постепенно углубляется, достигая максимальной глубины в Восточных Карпатах в киммерийском периоде (слои с *Aspidoceras acanthicum*), а в Банате опускание суши продолжается в титоне и в нижне меловом. К концу юры в Восточных Карпатах, в восточной части Южных Карпат и в Западных горах кривая глубины поднимается. Происходит постепенное поднятие, благоприятствовавшее в этой карпатской области развитию неритовой фации, представленной рифовыми известняками с кораллами *Diceras* и *Nerinea*. Присутствие бокситов в Западных горах (Падуря Крайюлуй, Бихор) и в восточной части Южных Карпат (Охаба-Пуй) указывает на установление континентальных или, вероятно, озерных условий. В конце юры эти движения изменили палеогеографическую конфигурацию, вызвав поднятие указанных карпатских районов, которое привело к отступлению вод из герцинской зоны и смешению геосинклинальных зон по направлению к периферии (геосинклиналь карпатского флиша, геосинклиналь Рудных и Западных гор). В южных Карпатах максимальное поднятие имело место в восточной их части, откуда воды отступили к более глубоким банатским зонам, где сохраняется морская фация, носящая местами батинальный характер до конца барема и даже в течение среднемелового.

ЛИТЕРАТУРА

1. ATANASIU I., *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului*, An. Inst. Geol. Rom. 1929, **13**.
2. ATANASIU I., RĂILEANU GR., *Contribuțiuni la cunoașterea Liasicului din Munții Hăghimaș*. Bul. științ. Acad. R.P.R., 1950, **2**, 5.
3. BĂNCILĂ I., *Etude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc*, An. Inst. Géol. Roum., 1941, **21**.
4. BLEAHU M., DIMITRESCU R., *Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. (Cu privire specială asupra Crișului și Mezozoicului)*, Analele Rom.-Sov., 1957, **1**.
5. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau de Mehedinți*, An. Inst. Géol. Roum., 1940, **20**.
6. ILIE M., *Recherches géologiques dans les monts du Trascău et dans le bassin de l'Arieș*, An. Inst. Géol. Roum., 1932, **17**.
7. JEKELIUS E., *Das Gebirge von Brașov*, An. Inst. Geol. Rom., 1948, **19**.
8. KRÄUTNER TH., *Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei cu privire specială asupra regiunii Rarăului*, An. Inst. Geol. Rom., 1930, **14**.
9. — *Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1941, **25**.
10. ONCESCU N., *La région de Piatra Craiului-Bucegi. Etude géologique*, An. Inst. Géol. Roum., 1945, **22**.

11. PAUCĂ M., *Recherches géologiques dans les monts du Codru et de Moma*, An. Inst. Géol. Roum., 1941, **21**.
 12. PATRULIUS D., *Observațiuni asupra depozitelor mezozoice din Bucegi și Perșani*, D. d.S. Com. Geol., 1956, **38**.
 13. — *Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului*, I, D.d.S. Com. Geol., 1956, **40**.
 14. — *Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului*, II, D.d.S. Com. Geol., 1956, **40**.
 15. PREDA D. M. și RĂILEANU GR., *Contribuțiuni la cunoașterea Liasicului din Perșani*, An. Com. Geol., 1953, **26**.
 16. RĂILEANU GR., *Cercelări geologice în regiunea Svinîța - Fața Mare*, Bul. științ. Acad. R.P.R., 1952, **4**, 2.
 17. — *Cercelări geologice în regiunea Roșia (Munții Pădurea Craiului)*, An. Univ. «C. I. Parhon» Seria Șt. naturii, 1956, **12**.
 18. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. și MUTIHAC V., *Cercelări geologice în regiunea Anina-Doman (zona Reșița-Moldova Nouă)*, Bul. științ. Acad. R.P.R., 1957, **2**, **2**.
 19. SEMAKA AL., *Contribuții la flora liasică de la Vulcan-Codlea. Nota III*, Bul. științ. Acad. R.P.R., 1957, **2**, 2.
-

МЕЛОВОЙ ФЛИШ В БАССЕЙНЕ ДОЛИНЫ ВАЛЯ- ТЫРЛУНГУЛУЙ

АКАД. Г. МУРДЖАНУ, Д. ПАТРУЛИУС и Л. КОНТЕСКУ

Сообщение на научной Сессии Бухарестского горного института 1957 г.

Район, составивший объект наших последних исследований, расположен между горным массивом Чукаш — на востоке и массивом Пятра Маре — на западе, а на севере тянется до окрестностей Зизина. Геология района неоднократно изучалась, но стратиграфические и тектонические заключения различных авторов не соответствуют некоторым фактам, отмеченным ими южнее указанного района. Для согласования данных по всей зоне в целом, в центральной части которой развиты Синайские слои гор Байулуй, авторы сочли необходимым распространить на вышеуказанный район исследования, проведенные ранее в долинах Прахова и Дофтана.

Первые данные о геологии долины Тырлунгулуй были приведены Ж. Мешендорфером [10], который, между прочим, отметил присутствие красноватых яшм на горе Тесла.

Северная часть исследованной авторами территории (Зизин — Пуркэрень) описана также в работе Ф. Хербиха „Das Szeklerland” (Страна Секуев) [5]. В толще меловых отложений долины Зизин Хербих считает возможным выделить два комплекса пород: „Карпатские неокомовые песчаники” и „Верхние Карпатские песчаники”. В разрезе „Карпатских неокомовых песчаников”, на обоих склонах долины Зизина и в районе Пуркэрень, он отмечает присутствие конгломератов с элементами кварца, слюдистых сланцев и известняков; в данном случае речь идет о конгломератах верхнего горизонта Синайских слоев, описанных в другой работе авторов [13]. В Карпатском песчанике Хербих упоминает два обнажения известняков, одно на вершине, расположенной между долиной Зизина и долиной Сатулуй, а другое у верховья долины Пуркэрень; в обоих обнажениях известняки распола-

гаются на одном стратиграфическом уровне, а именно в верхнем неокоме, так как по Хербиху [4], [5] они содержат в районе горы Варница (Мешпонт) формы меловых пахиодонт (*Caprotina lonsdalei* d'Orb. и *Caprotina ammonia* d'Orb.). Он сравнивает эти известняки с альпийскими известняками, известными под названием *Schrattenkalke*.

Более детальные данные приведены в работах Е. Жекелиуса, Д. М. Преда и в более поздних работах М. Г. Филипеску.

В 1914 году, Е. Жекелиус [6] относит описанные Хербихом известняки в Пуркэрень, а так же и известняки, встреченные им в окрестностях села Чернату (в долине Томош-Келеменкерт), в северной части массива Пятра Маре, к толще Карпатских песчаников. Следовательно, также считает их неокомскими, несмотря на находку ископаемых форм, характерных для верхней юры (*Terebratulina moravica*, *Waldheimia danubiensis*, *Diceras* sp.). Впоследствии [7], изучив более подробно богатую фауну, собранную около села Чернату, Жекелиус относит указанные известняки к верхнему мальму, считая, что „ту часть разреза Карпатских песчаников, в которой местами наблюдаются обнажения рифовых известняков, следует отнести к верхнему титону”.

Из вышеприведенного следует, что известняки в исследованном Жекелиусом районе в окрестностях Сатулунга залегают на сравнительно высоком уровне меловых флишевых напластований, который скорее расположен над Синайскими слоями и ни в коем случае в их основании. Кроме этого, необходимо отметить, что в данном случае речь идет не о рифовых известняках, напластованных в отложениях мелового флиша, а о крупных глыбах среди известняковых конгломератов и брекчий.

В 1915 году в районе горы Тесла [8] Жекелиус отмечает присутствие правильной последовательности напластований, начинающейся в основании карпатским песчаником и завершающейся конгломератами Чукаша. Между этими крайними членами располагаются кварцитовые песчаники, „напоминающие отложение нижнего доггера, то включенные в карпатские песчаники”, светло-серые известняки, часто оолитовые, неокомского возраста, аналогичные известнякам, развитым в районе Зизина и Пуркэрень и, наконец, кремнистые сланцы. Эти последние строго приурочены к карпатскому песчанику и, по-видимому, относятся к неокому, на что указывают формы радиоларий, найденные в этих сланцах и определенные Е. Вадашем; отсюда следует, что кремнистые сланцы нельзя отнести к келловейским яшмам.

В одной из первых работ [16] Д. М. Преда, описывая стратиграфию меловых отложений в районе верхнего течения Теляжена, отмечает присутствие нескольких горизонтов известняка, среди которых один горизонт заключен в толще аптских песчаников, а другой — в конгломератах Эгану. Согласно Преда, эти известняки „несомненно, аптские”. Они не составляют сплошной полосы, а отдельные выступы, образовавшиеся в аптском море. Следовательно, согласно этому первому толкованию, отложения мелового флиша, в целом, начиная Синайскими слоями и кончая конгломератами Эгану, представляют собой нормальную и непрерывную последовательность напластований.

Позднее, как Е. Жекелиус [9], так и Д. М. Преда [16] дают иное толкование строению этого района, объясняя его наволочными покровами. Согласно этому толкованию, конгломераты Бучеджи — Зэгану являются покровом перекрытия, а обнажающиеся в их основании известняки якобы юрского возраста, представляют собой останцы размыва.

Кроме этого, Е. Жекелиус [9] считает, что в массиве Пьятра Маре развита чешуйчатая структура (*Schuppenstruktur*), так как останцы известняка повторно обнажаются, причем каждое обнажение является основанием чешуи.

В доказательство покровной структуры Д. М. Преда [17] отмечает присутствие доггера на возвышенности Тесла (кварцитовые песчаники) и келловей (яшмы) в основании одного из известняковых останцев. Здесь речь идет о конгломератах, песчаниках и кремнистых сланцах, согласно Жекелиусу, нормально расслоенных в толще карпатских песчаников.

Необходимо отметить, что, изучая автохтон в районе Предяла, Д. М. Преда в той же работе дает описание свиты конгломератов с элементами кристаллических сланцев типа леаота, которую включает в толщу Синайских слоев. В толще барремо-аптских-автохтонных отложений Преда отмечает присутствие линзовидных включений брекчий и конгломератов, состоящих в основном из зеленых филлитов, кварцитов и редких глыб известняка с *Calpionella*, а именно на горе Дракулуй и на вершине Бачулуй, на обоих склонах долины Тырлунгулуй у слияния с Дофтаной. По его мнению, переход от Синайских слоев к горизонту с линзами конгломерата — постепенный. Как установили авторы на местах, в обоих случаях речь идет об одном и том же горизонте, развитом в верхней части толщи Синайских слоев (верхний готерив), содержащем *Lamellaptychus angulocostatus* и отнесенным Д. М. Предай в Предяле — к Синайским слоям, а по долине Тырлунгулуй — к баррему-апту.

На карте м-бom 1: 500 000 Румынского Геологического института конгломераты, развитые по долине Тырлунгулуй, нормально перекрывают Синайские слои, согласно наблюдениям Д. М. Преда; но отнесены они не к Валанжину-Готериву или баррему-апту, а к конгломератам Бучеджи (апт-гольт). Но в таком случае, согласно теории покровной структуры, конгломераты (как покровной останец) должны были бы находиться в тектонических взаимоотношениях с нижезалегающими формациями, так как это изображено в случае останца конгломератов в Цылфе.

В 1958 году М. Г. Филипеску [2], на основании одного экземпляра *Pseudostromatopora rumana* Sim., найденного в известняках, обнажающихся на горе Тесла — форма, встречающаяся в барремских рифовых известняках Добруджи — считает, что конгломераты в Чукаше и Зэгану нормально перекрывают подстилающие их песчаники. Позднее один из авторов настоящей статьи выяснил, что найденный М. Г. Филипеску экземпляр в известняках типа Тесла является в действительности

новым видом рода *Chaetotopsis*, *Chaetotopsis zonata* sp. n. *Patrulius*¹, богато представленным в ургонских известняках гор Рарэу.

В своей заметке М. Г. Филипеску доказывает коренное залегание известнякового массива Теслы на основании известняковых апофиз (долина Бабарунка, долина Делгулуй), между которыми отложились песчаники и конгломераты. Ниже будет показано, что вышесказанное не подтверждается исследованиями, проведенными авторами.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ ДОЛИНЫ ТЫРЛУНГУЛУЙ

Мезозойские отложения, изученные авторами в этом районе, все в целом относятся к меловому периоду и представлены флишевой фацией. Только в северной части массива Пятра Маре, но за пределами исследованной авторами территории, обнажаются также и юрские отложения, представленные рифовыми известняками верхнего мальма, слагающие брахиантуклиналь, в ядре которой обнажаются мергелистые сланцы вейаса, трахиты и кварцитовые песчаники средней юры.

В напластованиях мелового флиша авторами выделяются отложения, описанные ими ранее [12] в районе истоков р. Дофтана и Тырлунгулуй, а именно: А. Синайские слои, в верхах которых хорошо выделяется горизонт более грубозернистых песчаников с включениями брекчий и конгломератов; Б. Песчано-мергелистая толща, ржавого цвета, барремского, частично, аптского возраста, с прослоями полигенных и кварцитовых конгломератов, известняковых брекчий, а также отдельными глыбами рифовых известняков; В. Конгломераты типа Бучеджи, представляющие собой верхи апта и, возможно, альба

Кроме осадочных пород следует отметить в районе горы Тесла проявления диабазы, прорывающие барремско-аптские отложения.

В строении описываемого района широко развиты четвертичные образования, которые, кроме аллювиальных отложений, представлены также мелкозернистым делювием и крупноглыбовыми осыпями, развитыми на склонах возвышенностей. На склонах долин, особенно в северной части района, широко развиты оползневые явления.

¹ Упомянутая форма отнесена Д. Патрулиусом к роду *Chaetotopsis*, по этому поводу им совместно с Г. Попеску сделаны сообщения на заседаниях Геологического Комитета в 1955 г., на которых обсуждался вопрос меловых отложений и триассовых останцев Рарэу. Тип этого нового вида представлен экземпляром, описанным М. Г. Филипеску под названием *Solanopora humana* Sim., в журнале университета им. К. И. Пархона № 2, 1953, стр. 177—183, рис. 1—3. *Pseudostromatopora humana* Sim. действительно является соленопоридом, но наименование, данное ему Симонеску, следует сохранить, так как эта форма явно огличается как своими размерами, так и зональным расположением трубок, от *Solanopora* и *Pseudochaetetes*. *Eurysolanopora Dietrich* является синонимом рода *Pseudostromatopora*.

А. Синайские слои

Синайские слои, развитые в северо-западной части гор Байлуй, несколько отличаются от их аналогов, исследованных ранее в долинах Прахова и Дофтана. Мергелистые известняки, столь характерные для других районов, почти совсем отсутствуют здесь в верхней части разреза этих слоев. К востоку от долины Гырчинул, на возвышенности Зарапа, в верхней части Синайских слоев обнажается горизонт твердых глинистых шелковистых сланцев, серых или коричневых на разрушенных участках, залегающих монотонными пачками с редкими прослойками песчаника. В общих чертах горизонт описанных сланцев слегка смят в складки и разбит редкими трещинами, заполненными кальцитом.

Верхний горизонт, известный под названием горизонта с *Lamel-laptychus angulocostatus*, выделенного авторами в долинах Прахова и Дофтана, получает широкое развитие в районе долины Тырлунгулуй к северу от ручья Вайда. Этот горизонт прослеживается к западу от Бабарунка, на вершине Кряста Бачилуй, по долине р. Тырлунгулуй, которая прорезала в этих твердых породах узкое ущелье, на горе Дракулуй, в долине Дракулуй, на горе Пятра Путредэ, вплоть до долины Зизина. На правом склоне долины Зизина он достигает максимальной мощности — около 200 м. Далее к северу, а затем к западу и юго-западу описанный горизонт окружает оконечность периантиклинали, прослеживается в районе Зизина, к югу от Тырлунжени, где его мощность сильно снижается, на горе Дялул Мик и по направлению к долине Тырлунгулуй. Он снова обнажается на левом склоне долины Рарчинулуй, южнее слияния с ручьем Мэрэчинилор, затем, еще южнее на вершине Мукия луй Андир, после чего исчезает на возвышенности, разделяющей долины Гырчина и Азуги. Он хорошо развит к востоку, в районе истоков Тимиша и Предяла. Кроме этого, несколько отдельных обнажений встречаются к северу Цифлы.

Отложения, характерные для верхнего горизонта Синайских слоев, представлены конгломератами, микробрекчиями и песчаниками, содержащими фораминиферы, а также рифовыми известняками.

Конгломераты. На участке между Вайдой и долиной Зизина верхний горизонт Синайских слоев заключается, кроме известковых брекчий и микробрекчий, также и линзовидные включения конгломератов с элементами хлоритовых и серицитовых сланцев, и включения известняков, частично представленных рифовыми известняками. Конгломератовые включения мощностью до 10—20 м особенно хорошо развиты на Вершине Бачиулуй, по долине Тырлунгулуй, южнее слияния его с Дофтаною, по долине Валя Дракулуй, на возвышенностях Пятра Путредэ и Бытка (к северу от долины Валя Данулуй, правый приток р. Зизин). На карте м-бом 1: 500 000 перечисленные обнажения конгломерата (к югу от слияния с Дофтаною) отнесены к апт-альбу. На вершине Кряста Бачиулуй в тесной ассоциации с конгломератами местами обнажаются твердые массивные мергели с зонами обеления на выветренных участках, в некоторой степени напоминающие неокомские мергели, развитые в бассейне р. Дымбовичиоара.

Песчаники и микробрекчии. Песчаники и твердые мергелисто-песчанистые сланцы этого горизонта в долине Тырлунгулуй часто покрыты ржавым налетом разрушения, столь характерным для перекрывающей его толщи. Эта последняя также содержит редкие прослой известняковой брекчии с обломками хлоритовых сланцев, вследствие чего выделение этих двух литологических разновидностей бывает местами весьма затруднительным.

Песчаники верхнего горизонта Синайских слоев более твердые и более темные по сравнению с мергелисто-песчанистой толщей с ржавым налетом, но их более грубозернистые разности содержат обычно отдельные обломки кристаллических сланцев. В шлифах этих песчаников наблюдаются известковистые микрофораминиферы, а иногда и многочисленные мшанки (верш. Деалул Дракулуй). Некоторые микродетритовые и оолитовые разности этого известняка, встречающиеся в верхнем горизонте Синайских слоев, а именно на вершине Дялул Мик около Сатулунга, а также и к востоку от Зизина, на возвышенности Балаш, кроме обильных мшанок, содержат также и формы *Coskinolina* и *Pseudocyclamina*. Аналогичная ассоциация описана Ж. Пфендером в провенсальском Валанжине [14].

Рифовые известняки. В окрестностях Зизина и Тырлунджень непосредственно над известняковыми микробрекчиями и песчаниками с мшанками местами обнажаются коралловые известняки, микродетритовые, белые, желтоватые или серые. Аналогичные известняки обнажаются на кладбище в Тырлунджень, на возвышенности Варницы (Мешпонг), к западу от Зизина, и немного далее к северу — на водоразделе долин Зизина и Валя Сатулуй. На кладбище в Тырлунджень некоторая часть обнажений этого известняка состоит из глыбовой крепко сцементированной брекчии. Судя по их внешнему виду, описываемые известняки ничем не отличаются от известняков верхнего мальма типа штрамберг. Но следует упомянуть, что в долине Зизина Е. Жекелиусом были обнаружены аналогичные известняки с многочисленными экземплярами *Peregrinella* (коллекция Геологического Комитета), а кроме этого, такие же известняки были обнаружены авторами на горе Пятра Путредэ в виде переотложенных глыб, в верхнем горизонте Синайских слоев, содержащих экземпляры *Requienia*.

Необходимо упомянуть, что пахиодонты, найденные Х е р б и х о м в меловых отложениях, также были обнаружены на горе Варница.

Но, с другой стороны, на несколько более высоком уровне, а именно, в низах песчано-мергелистой толщи ржавого цвета, в окрестностях Пуркэрень обнажаются известняки с юрской фауной. К этой последней мы вернемся в дальнейшем.

Б. Песчано-мергелистая толща ржавого цвета

Толщи песчано-мергелистых пород ржавого цвета располагаются по обеим сторонам Синайских слоев, слагающих северную часть гор Байулуй. К востоку от долины Тырлунгулуй эти отложения достигают большой мощности и перекрывают верхний горизонт Синайских слоев

при нормальной последовательности напластования, а в районе Пятра Нямц — на западном склоне долины Гырчинулуй — их мощность сильно спадает. Здесь они, по-видимому, несогласно залегают по отношению к Синайским слоям, так как верхний горизонт этих последних местами отсутствует.

Это несогласие яснее наблюдается на вершине Цифла, где в основании песчано-мергелистой толщи обнажается невыдержанный, маломощный горизонт конгломератов, перекрывающий то верхний горизонт Синайских слоев, то шелковистые сланцы, залегающие на более низком уровне сравнительно с этим последним.

К востоку от долины Тырлунгулуй, вплоть до основания конгломератов Чукаш, отложения вышеописанной толщи отличаются весьма непостоянным литологическим составом, особенно в верхах разреза, где различаем: конгломераты, известняковые брекчии, плотные песчаники, рифовые известняки и яшмы с радиоляриями, перемежающиеся с песчано-мергелистыми отложениями цвета ржавчины. Для того чтобы дать более ясное представление об изменениях литологического состава этих отложений, в первую очередь мы дадим описание района, расположенного между перевалом Пасул Браточа и долиной Бабарунка, где разрез этой толщи представлен более характерными разновидностями.

а) Пасул Браточа — долина Бабарунка. В этом районе Синайские слои обнажаются под наносами конусов выноса долины Бабарунка, в ядре антиклинали, сложенной черноватыми мергелисто-глинистыми сланцами, с прослойками беловатых мергелистых известняков и микробрекчий с обломками биотитовых слюдистых сланцев. Выше залегают песчано-мергелистые отложения, в которых около Бабарунка был найден экземпляр *Macroscaphites uvani* d'Orb. Этот первый горизонт песчано-мергелистой толщи содержит частные прослои песчаника мощностью от 10—20 см, реже до 50 см, и спорадические прослойки известняковых микробрекчий с элементами серицитовых сланцев. Вверх по долине Кисс-Аг (Рамура Микэ), начиная от ее слияния с долиной Бабарунка, на расстоянии около 900 м от туристской базы, среди песчаных отложений наблюдается пласт песчаных мергелей с элементами кристаллических сланцев с частями пластинчатожаберных.

Описанный горизонт баррема-апта с преобладающим развитием песчаников перекрыт пачкой песчано-мергелистых отложений ржавого цвета, хорошо обнаженной в долинах левых притоков. р. Кисс-Аг. Вышеследующий горизонт представлен конгломератами и плотными песчаниками, в основании которых встречаются линзы белых рифовых известняков. Этот горизонт обнажается на левом склоне долины; мощность его достигает нескольких десятков метров. На противоположном склоне ему соответствует пачка брекчий с элементами серовато-белого известняка.

К северу горизонт рифовых известняков легко прослеживается на участке между долиной Бабарунка (где он образует порог с водопадом) и горой Тесла. Для удобства изложения мы назовем его горизонтом Тесла.

Последний член описанных напластований представлен второй пачкой песчано-мергелистых отложений цвета ржавчины. Выше, при нормальной последовательности отложения следует масса конгломератов Чукаша. По направлению к Пасул Браточа мощность этой второй пачки песчано-мергелистых отложений быстро спадает, вследствие чего на возвышенности около овчарни Браточа горизонт известняков Тесла почти сливается с плотными конгломератами Чукаша. К востоку от овчарни Зноага по направлению к долине Бабарунка низы песчано-мергелистых отложений представлены песчаниками с мелкими обломками известняка. Происхождение песчаников — рифогенное.

б) Гора Тесла. Район, расположенный севернее и заключенный между долинами Бабарунка и Теслы, заслуживает более подробного описания, так как здесь обнажается известняковый массив Тесла, всегда привлекавший геологов, изучавших этот район.

Здесь горизонт Тесла представлен пачкой полигенных конгломератов и массивными белыми известняками, выступающими в виде многочисленных скалистых уступов, разбросанных на участке между долиной Бабарунка и горой Тесла. Следует отметить отсутствие непосредственной связи между известняками, развитыми по долине Бабарунка, и известняками на горе Тесла. К югу от вершины Тесла в низах полигенных конгломератов обнажается прослой песчаников и микроконгломератов с местными элементами желтоватого кварцита. Эти отложения являются аналогом отмеченных нами отложений [12] в районе истоков р. Дофтана, у подножия г. Кукула Чоарей и на горе Колции Чорикий, отнесенных Д. М. Предай к доггеру. Над указанными желтоватыми кварцитами располагаются не известняки Тесла, а полигенные конгломераты, перекрытые маломощным горизонтом известняковой брекчии.

Известняки Тесла резко выступают среди конгломератовых отложений, нарушая их непрерывность. Известняковые же брекчии тянутся и с восточной стороны массива и как бы образуют ореол массивных известняков. К северу от Теслы снова обнажаются конгломераты, но более мощные и приурочены к плотным песчаникам. Здесь же обнажаются яшмы, упомянутые Мешендерфером и отнесенные Д. М. Предай к келловею-оксфорду. Между яшмами и массивом известняков Тесла, также, как и между песчаниками и кварцитовыми конгломератами, не наблюдается прямой связи.

В основной, кремнистой массе зеленовато-серых яшм наблюдаются участки местного обогащения детритовым материалом и радиоляриями. В яшмах наблюдаются постепенные переходы к песчаникам с кремнистым цементом. На этом же уровне встречаются разрушенные известковые песчаники ржавого цвета с кремнистыми включениями в виде бурых, серых или черноватых полос. Первые обнажения известняка располагаются по тропинке, проходящей по хребту горы (около выс. отм. 1240 м) по направлению к северу, на участке между двумя небольшими уступами известняка; они приурочены к известковым

песчаникам. Далее, на крутом склоне вершины, яшмы согласно залегают на контакте с песчаниками и конгломератами.

Эти последние отложения и заменяют здесь свое восточное направление в сторону Чукаша северным—в сторону горы Дунга. К северу от горы Тесла горизонт Тесла слагает южное крыло синклинали, в оси которой обнажаются конгломераты Дунга.

К востоку горизонт конгломератов и песчаников Тесла спускается в долину Дельгиулуй, где соединяется с другим массивом рифовых известняков, образующих невысокое ущелье в указанной долине. Эти известняки также не имеют прямой связи с известняками Тесла. Немного выше ущелья, на правом склоне долины Дельгиулуй, обнажается пачка радиоляритов и зеленоватых мергелей с падением к востоку. Описанные радиоляриты стратиграфически располагаются над известняками, в которых прорезано ущелье.

Изучая профиль барремо-аптских отложений ржавого цвета, начиная от горы Тесла и по направлению к конгломератам Чукаш, видно, что верхний горизонт песчано-мергелистой толщи представлен конгломератами и плотными песчаниками, к которым приурочены линзы рифовых известняков. Последние выступы этих известняков обнажаются в основании Чукашских конгломератов.

К востоку от горы Тесла, у выс. отн. 1413 м. обнажаются диабазы, частично миндалевидные, прорвавшие аптские отложения. На контакте диабазов наблюдаются окремненные микроконгломераты беловатого или желтоватого цвета, а также и окремненные известняки, фарфоровидные, с зеленоватым оттенком. Диабазы рельефно выступают в виде небольшой возвышенности длиной в 40 м и шириной в несколько метров. По-видимому, здесь речь идет о диабазовой дайке перпендикулярной направлению простирания аптских известняков и конгломератов.

Известняки, слагающие гору Тесла, а также рифовые известняки в виде скальных уступов, окружающие эту гору, являются аналогами известняков, обнажающихся у истоков Дофтаны и Тырлунгулуй (верш. Пьетреле Динцилор, Кукула Чоарей, Колции Чорикий). Они представлены в основном солитовыми, микродетритовыми и, реже, псевдоолитовыми разновидностями. Единственным организмом, обнаруженным в описанных известняках, является *Chaetetopsis zonata* Patruilus. Кораллы были обнаружены исключительно в известняках, обнажающихся в долине Бабарунка, а также и в брекчиях, окружающих уступы рифовых известняков вокруг горы Тесла.

В результате проведенных наблюдений можно сделать следующие заключения:

— Известняки, обнажающиеся на горе Тесла, не распространены на вершинах, спускающихся к долинам Бабарунка и Делгиулуй. Они, совместно с окружающими их рифовыми известняками, залегают на уровне, расположенном ближе к верхам песчано-мергелистой толщи ржавого цвета, и, несомненно, относятся к апту, так как в низах этой толщи был найден экземпляр *Macroscaphites yvani* d'Orb, руководящая форма верхнего баррема.

— Мергелистые, песчаные и конгломератовые отложения, в которые включены известняки, не имеют ничего общего со слоями Комарника; в этом направлении следует упомянуть, что эти слои, детально изученные нами, исчезают, начиная от истоков Дофтаны к северу, а по долине Тырлунгулуй, сменяются отложениями совершенно иного характера.

— Кварцитовые конгломераты и песчаники, отнесенные Д. М. Предой к доггеру, в районе горы Тесла не подстилают известняков, а включены в толщу полигенных конгломератов, обнажающуюся к северу от Тесла.

— Яшмы, обнажающиеся к северу от горы Тесла, отнесенные Д. М. Предой к келловею-оксфорду, приурочены не к главной массе известняков, а к одному из горизонтов известняковых песчаников песчано-мергелистой толщи (баррем-апт).

Вышеописанное вполне совпадает с результатами исследований, проведенных авторами в районе источников р. Дофтаны (Чоара, Урлату), в связи с известняками и кварцитовыми песчаниками, которые также включены в толщу песчано-мергелистых отложений и конгломератов барремско-аптского возраста.

в) Долина Дракулуй и гора Дунгу. К северу от горного массива Тесла, в районе развития конгломератов горы Дунгу, стратиграфический разрез барремско-аптских отложений значительно изменяется. К востоку от горы Дунгу, по долине Дельгиулуй и вплоть до основания Чукашских конгломератов, интервал между горизонтом Тесла и этими конгломератами представлен во всей его мощности плотными песчаниками. К западу от горы Дунгу горизонт известняков Тесла постепенно утончается и исчезает по направлению к долине Зизина. В его продолжении, на северном склоне долины Тесла, возвышаются крупные глыбы песчаников ржавого цвета с отпечатками пластинчатожаберных. Между горизонтом Тесла и конгломератами Дунгу включена мощная пачка песчано-мергелистых отложений.

Вверх долины Дракулуй, начиная от контакта Синайских слоев, обнажается мощная пачка песчано-мергелистых отложений; за этой пачкой следует несколько мощных пластов плотных песчаников, причем в основании последнего пласта наблюдается горизонт полигенных конгломератов мощностью от 2—3 м. Выше залегают песчано-мергелистые отложения ржавого цвета, аналогичные таковым в обнажающихся низах описанных отложений. Мощность пачки, содержащей прослой плотных песчаников, намного превосходит мощность горизонта Тесла и, по-видимому, только ее верхи, включая и конгломераты, соответствуют этому горизонту. В разрезах долины Дракулуй мергелистые и песчаные отложения баррема-апта достигают значительной мощности — не менее 2 000 м.

Отложения, обнажающиеся в долине Дракулуй, слагают северное крыло крупной синклинали, которая в восточной ее части наполнена конгломератами Дунгу. На южном крыле синклинали, начиная от южного склона долины Тесла и по направлению к северу, обнажается несколько иная последовательность напластований песчано-мерге-

листой толщи ржавого цвета. Здесь в низах толщи встречаются многочисленные прослойки песчаников от 30—50 см, а к основанию — даже плотные песчаники. На этом уровне прослеживается несколько мало-мощных прослоек конгломерата (на верш. Пеша, у истоков долины Дракулуй).

г) Долина Зизин — Пуркэрень. По долине Зизина и далее к северу, мощность песчано-мергелистой барремско-аптской толщи, по-видимому, значительно возрастает, но расчленение ее весьма затруднительно из-за широко развившихся оползневых явлений.

Начиная от соединения с верхним горизонтом Синайских слоев, на вершине Бурдужулуй и далее к востоку, вплоть до долины Зизинул Мик, нижняя часть этой толщи представлена чередованием песчано-мергелистых отложений с включениями песчаников, в прослойках от 10 до 30 см. Ближе к ее основанию обнажается несколько пластов мергелистых сидеритовых известняков. Кроме этого, здесь в основании разреза встречаются прослой известняковых песчаников голубавато-серого цвета и известняковых микробрекчий бурого цвета с орбитолинами. В шлифах этих пород наблюдаются сильно агглютинированные экземпляры *Orbitolina lenticularis* Blum и редкие экземпляры *Ductiopsis*. Несмотря на присутствие орбитолин, эти песчано-мергелистые отложения, в общих чертах, резко отличаются от слоев Комарник, причем некоторые породы, содержащие орбитолины, совершенно отличаются своим внешним видом от аналогичных образований слоев Комарник.

В районе Пуркэрень — Зизин — Тырлунжень, соответствующем зоне погружения Синайских слоев, по направлению к котловине Бырсей, верхний горизонт описанных слоев перекрывается маломощной пачкой песчано-мергелистых отложений, с прослоями известняковых микробрекчий с элементами слюдистых сланцев, над которой следуют конгломераты и плотные конгломератовые песчаники с элементами кварца и более редкими элементами рифовых известняков.

Выше упоминалось, что в окрестностях Пуркэрень встречаются известняки с юрской фауной. На самом крупном массиве этих известняков выстроена православная церковь в Пуркэрень. Несколько южнее находится небольшой заброшенный карьер, а к северо-востоку от него — другой; здесь наблюдаются многочисленные выходы известняковой брекчии и плотных известняков объемом около 200 куб. м. Известняки содержат богатую ископаемую фауну несомненно юрского возраста. Обнажающиеся здесь породы аналогичны известнякам, развитым на восточном склоне гор Бучеджи, залегающим в виде крупных глыб (до 500 куб. м) в верхнем горизонте Синайских слоев. В указанных известняках один из авторов настоящей работы собрал хорошо охарактеризованную [13] руководящую фауну известняков Штрамберг. С литологической точки зрения описанные известняки резко отличаются от известняков, развитых в долине Дофтана и на горе Тесла.

Фауна, собранная в окрестностях Пуркэрень, кроме колоний кораллов в процессе роста, включает пахиодонтов, брюхоногих, плеченогих, а также и ракообразных, среди которых встречаются виды,

распространенные в Штрамбергских известняках в районе Синая и Морень. До настоящего времени определены следующие виды ракообразных:

Laeviprosopon fraasi (Moericke)
Coelopus hoheneggeri (Moericke)
Pithonoton angustum meyeri (Etallon)
Pithonoton bidentatum (Reuss)
Pithonoton etalloni (Gemm.)
Cyclozhyreus reussi (Gemm.)
Cyphonotus oxythyreiformis (Gemm)
Oxythyreus gibbus Reuss (в изобилии).

Здесь были обнаружены также и некоторые новые виды, характерные для известняков штрамберг в районе Синаи и несколько форм *Galatheid*, характерных для известняков, развитых в окрестностях Пуркэрень.

Определены и следующие формы:

Terebratula moravica Glock
Zeilleria lugubris Suess
Terebratulina latirostris (Suess)
Neridomus spadae (Gemm.)
Phanaeroptyxis staszyci (Zeusch.).

Среди пахиодонтов встречаются представители рода *Diceras* и *Plesiodiceras*, а также еще неопределенные до настоящего времени формы.

В районе Пуркэрень известняки несомненно образуют синклиналь. Они опираются на пачку песчано-мергелистых отложений ржавого цвета; в данном случае не может быть и речи о рельефе юрских известняков, выступающих среди меловых отложений.

Исходя из вышеизложенного, следует допустить, что в районе Пуркэрень известняки представляют собой осадочную брекчию, состоящую из глыб различных размеров (до 100—200 куб. м.), нормально залегающую среди песчано-мергелистых отложений баррема-апта. Элементы юрских пород, присутствующие в этой брекчии были принесены, вероятно, с запада и авторы склонны считать, что источником их послужил массив известняков на горе Болнок, возвышающейся западнее на расстоянии около 10 км. от Пуркэрень. Здесь необходимо упомянуть, что к востоку, вблизи горы Болнок, в окрестностях Чернатулуй, Е. Жекелиус [7] обнаружил в элементах известняка аналогичной брекчии богатую юрскую фауну, одинаковую с фауной известняков Пуркэрень.

Наблюдаемые здесь взаимоотношения ни в коем случае не указывают на тектонический перенос.

д) Цифла и Пятра Маре. На горе Цифла, в основании песчано-мергелистой толщи ржавого цвета, несогласно перекрывающей Синайские слои, обнажается слой конгломератов. Кроме этого, конгломерат встречается в виде тонких прослоек и в самой толще вышезалегающих песчаников; над ними следует пачка массивных конгломератов.

Необходимо отметить, что севернее, на вершине Кэрбунарь, у выс. отм. 1113 м, под базальными конгломератами обнажается небольшая линза рифовых известняков. На основании этого можно предположить, что песчано-мергелистые отложения на вершине Кульмя Цифлей соответствуют горизонту Тесла и пачке песчано-мергелистых отложений с прослоями плотного песчаника и конгломератов, включенных между этим горизонтом и массой Чукашских конгломератов. Конгломераты, расположенные здесь на более высоком уровне, возможно, являются аналогами конгломератов Чукашского массива.

Исследования, проведенные авторами в 1956 году в районе горного массива Пятра Маре, охватили лишь северную часть массива и его восточный склон. Более детальное описание будет дано в результате выполнения последующих работ, после завершения настоящих исследований. В нижеследующем даются лишь общие черты отложений мелового флиша, в свете данных наблюдений, проведенных на левом склоне этого массива.

Брекчии верхнего горизонта Синайских слоев, а местами и горизонты, залегающие на более низком уровне, несогласно перекрываются песчано-мергелистыми отложениями баррема-апта. Следует отметить, что эти отложения не выделены на карте Е. Жекелиуса. Он частично относит их к конгломератам, а частично выделяет вместе с Синайскими слоями под названием „неокомского флиша”. На карте м-бом 1 : 500 000, составленной румынским Геологическим институтом, неокомский флиш, выделенный Е. Жекелиусом, фигурирует под названием Синайских слоев.

На восточном склоне массива Пятра Маре песчано-мергелистые отложения ржавого цвета образуют узкую полосу, развивающуюся к югу, до водораздела, расположенного между долинами Гырчинулуй и Азуги, где среди них наблюдаются прослой плотного песчаника и конгломератов. Эти же песчано-мергелистые образования обнажаются среди конгломератов, слагающих вершины Кульмя Кэрбунюря, Бредет и Хигиш в северной части массива Пятра Маре. Наиболее характерные проявления этих формаций обнажаются в долине Деткэулуй; к западу от долины Морий ясно наблюдаются постепенные переходы от песчано-мергелистых отложений к перекрывающим их конгломератам Пятра Маре.

В. Конгломераты Бучеджулуй

К востоку от долины Тырлунгулуй Бучеджские конгломераты обнажаются либо в виде прослоек в верхах песчано-мергелистой толщи ржавого цвета, либо перекрывает эти последние, образуя конгломератовый массив Чукаша и Эгану. Следовательно, эти конгломераты занимают ту же позицию, что и на горном массиве Бучедж или в районе истоков Догтана (горы Урлату и Чироара). Первая пачка описываемых конгломератов, включенная в песчано-мергелистые отложения, принимает участие в строении так называемого, описанного выше горизонта Тесла. Ранее указывалось, что этот горизонт постепенно теряет

характер отдельного горизонта, теряясь в массе Чукашских конгломератов; это происходит двояким образом: во-первых, путем стратиграфического уплотнения верхней части песчано-мергелистой толщи — в этом случае указанный горизонт постепенно приобретает характер конгломерата до полного отождествления с ним, что можно наблюдать к северу от перевала Пасул Браточа; а во-вторых, в результате постепенного развития конгломератовых прослоек на контакте между горизонтом Тесла и главной массой конгломератов, как это наблюдается, например, к востоку от Дунгу и у источников Дельгиулуй.

На основании вышеприведенных фактов можно предположить, что на некоторых участках верхняя часть песчано-мергелистой толщи ржавого цвета замещается конгломератами, а между этими последними и формациями, описанными авторами в других районах под названием Бучеджских конгломератов, невозможно провести линию разграничения. Необходимо подчеркнуть еще раз наличие сходства между литологическим составом песчано-мергелистых отложений баррема-апта и Бучеджских конгломератов, которые, как показано в другой нашей работе [13], соответствуют крайним верхам апта и, возможно, частично — альбу.

ТЕКТОНИКА

Общее строение. Тектоника района, охватывающего северную часть гор Байул, горные массивы Пятра Маре — на западе и Чукаш-Зэгану — на востоке, отличается в основном весьма несложным характером. Здесь можно выделить центральную зону, сложенную Синайскими слоями, погружающимися к северу, с комплексным периклинальным окончанием. На пологих склонах этого широкого антиклинального свода залегают, с одной стороны, конгломераты Пятра Маре, а с другой — конгломераты Чукаш. Проявления юры в районе Бачиу — Туркеш, на северной оконечности горы Пятра Маре, по-видимому, представляют собой кульминационную точку фундамента в зоне развития Синайских слоев, несогласно перекрытую Бучеджскими конгломератами.

Взаимоотношения между юрскими известняками и меловыми отложениями не подтверждают мнения Е. Жекелиуса о наличии оторванного останца, надвинутого, по направлению к востоку, на аптские формации; напротив, эти взаимоотношения говорят в пользу коренной брахиантиклинали, в оси которой обнажаются лейасовые отложения и трахиты долины Бачулуй.

Западнее лейас и трахиты обнажаются в аналогичной позиции, на горе Мелчилор — Курмэтура, на северной оконечности горы Тымпа.

В связи с общим строением изучаемого района следует отметить явную однородность литологического состава напластований мелового флиша, начиная Синайскими слоями и кончая Бучеджскими конгломератами на территории, расположенной к северо-западу от Чукашского горного массива, а также и в разрезе песчано-мергелистых отложений

баррема-апта и Бучеджских конгломератов, на восточном склоне горы Пятра Маре. Этот факт, аналогично ситуации, отмеченной на Бучеджском массиве, не подтверждает наличия покрова Бучеджских конгломератов, к которому, якобы, относятся и конгломераты Пятра Маре и Чукаш.

Тектоника Синайских слоев. В отношении детальной тектоники отложений мелового флиша возникают весьма сложные вопросы. Одним из значительных фактов, о котором следует упомянуть, является поразительное несоответствие между тектоникой Синайских слоев и тектоникой песчано-мергелистых отложений баррема-апта.

Микротектонические деформации, развитые в Синайских слоях, отличаются различной степенью интенсивности. В центральной части зоны развития этих слоев, а именно по долине Зимбрулуй, по долине Тырлунгулуй (между долиной Зимбрулуй и устьем долины Гырчинулуй), по долине Дофтана Арделеняска и по долинам левых притоков последней, встречаются многочисленные обнажения сильно смятых Синайских слоев. Обнажающиеся породы представлены черноватой глинисто-мергелистой массой с включениями обломков песчаника. В долине Дракулуй, по направлению к слиянию ее с долиной Тырлунгулуй, обнажаются шелковистые сланцы с черноватыми плоскостями сланцеватости, смятые в складки размером в несколько см, напоминающие микроскладки, характерные для кристаллических сланцев. Необходимо отметить, что в некоторых точках шелковистые мелкоскладчатые сланцы залегают по соседству с пачками листоватых сланцев, незатронутых складчатостью. Складки высшего порядка, с основанием шириной до нескольких десятков см встречаются обычно в пачках с частыми прослоями песчаника мощностью 2—5 см. Чаще всего встречаются мелкие флексуры и имеющие форму буквы Z складки. Наблюдаются случаи раздвоения замка складки. Простирание замков — меридиональное или ССВ—ЮЮЗ; падение к северу достигает 40°. Степень деформации слоев изменяется от одного участка к другому. Так, например, по долине ручья Аскунс (Шотет) крупнослоистая пачка песчаников послужила, по-видимому, экраном для верхней части Синайских слоев, защитив их от более интенсивного смятия. Продвигаясь по направлению к вершине Пришкулуй, то есть к более глубоким участкам Синайских слоев, отмечается все более интенсивная складчатость и зоны дробления. Зато в долине Дракулуй Синайские слои сильно смяты вплоть до контакта их верхнего горизонта, включающего мощные пласты конгломерата. Другими словами, более слабая складчатость песчано-мергелистых барремско-аптских отложений ржавого цвета, сравнительно с Синайскими слоями, возможно, объясняется присутствием на их контакте более жесткого горизонта, а именно верхнего горизонта Синайских слоев с *Lamellaptychus angulocostatus*. На западном склоне горы Зарапа, спускающемся к долине Гырчинулуй, наблюдается своеобразное явление: здесь, в русле долины обнажаются мелкоскладчатые Синайские слои с множеством прослоев песчаника. Выше залегает пачка крепких глинистых шелковистых сланцев, почти незадетых складчатостью. По-видимому, указанная пачка сланцев более жесткая по срав-

нению с низжезалегающими породами с множеством песчаных прослоек, что объясняется, вероятно, неоднородностью характера последних.

Селективная складчатость некоторых маломощных пачек и некоторые деформации типа имеющих форму буквы Z складок, чаще всего встречающихся в долине Прахова, можно истолковать гравитационным эффектом в результате оползневых явлений, протекавших в период осадконакопления, или же в результате поднятия антиклинория Байулуй. С другой стороны, присутствие обширных зон дробления, а также расчленение и деление на линзы песчаников указывают на развитие механических усилий сдавливания, развивавшихся в более глубоких зонах Синайских слоев. Более широкое развитие площадей, носящих следы механических усилий на северной оконечности гор Байулуй, где верхние горизонты Синайских слоев, за исключением горизонта с *Lamellaptychus angulocostatus*, также носят следы местного механического смятия, связаны, вероятно, с выступами юрского фундамента, расположенными непосредственно к западу (район Бачиу—Туркеш), оказавшими сопротивление в период складкообразования.

Если исходить из теории складкообразования в результате среднемеловых тектонических движений, то кажется по меньшей мере странным, что верхний горизонт Синайских слоев, а также и песчано-мергелистые отложения баррема-апта не оказались затронутыми микротектоническими деформациями. С другой стороны, существуют некоторые данные, указывающие на поднятие антиклинали Байулуй в добарремские времена [12].

Следовательно, движения, начавшиеся даже в период осадконакопления Синайских слоев, дают в некоторой степени объяснение этому общему несогласию. Массивное же поднятие антиклинория Байулуй в добарремское время, более интенсивное в его центральной части и в области внутреннего крыла, несомненно вызвало несогласие между Синайскими слоями и песчано-мергелистой толщей баррема-апта на восточном склоне массива Пьэтра Маре.

В связи с этими движениями, развивающимися в течение готерива, возникает еще один вопрос, а именно, о тектоническом сближении до мелового фундамента, обнажающегося в районе горных массивов Постэварул, и Пьэтра Маре, и в зоне Синайских слоев. Не исключена возможность, что склон кристаллическо-мезозойской зоны Леаота изгибался по направлению к зоне мелового флиша до образования флексуры, а затем и разрыва, вследствие чего юрские отложения были надвинуты на Синайские слои. Во всяком случае можно утверждать, что эти движения не продолжались после готерива.

Складчатость барремско-аптских отложений. В нашей заметке о нижнемеловом флише [12] в районе перевала Пасул Прделуш мы отметили наличие антиклинали, ядро которой сложено Синайскими слоями, прослеживающимися к северу от горы Зэноага по направлению к Пасул Браточа. Другие обнажения Синайских слоев, выступающие среди барремско-аптских отложений, были отмечены в долине Ропка и немного выше устья долины Бабарунка. Далее к северу авторы обнаружили глыбы известняковой брекчии с обломками

слюдистых биотитовых сланцев, а также беловатых мергелистых известняков в осыпях одной из боковых долин бассейна Тесла. Эти проявления Синайских слоев образуют ядро антиклинали Рошка — Тесла, которая к югу сливается с антиклиналью Заноага — Браточа. В синклинали, заключенной между этими двумя ответвлениями виргации, залегают конгломераты горы Рошка и южной части Чукашского массива.

Периклинальная оконечность Синайских слоев в направлении их погружения имеет не простые полукруглые, а сильно извилистые очертания. В направлении с востока на запад можно выделить ядро крупной антиклинали на правом склоне долины Зизина, у подошвы горы Бурджулуй; антиклинальный более узкий хребет к юго-востоку от Пуркарень; антиклиналь, ось которой вытянута параллельно долине Зизина и проходит через территорию одноименного села; и, наконец, полосу Синайских слоев, отделяющую в районе Сатулунга барремо-аптские отложения, слагающие гору Хигиш от аналогичных образований, обнажающихся к северу от горы Дялул Мик, на правом берегу Тырлунгулуй. Синайские слои, слагающие ядро этой последней антиклинали, прослеживаются вплоть до окраины впадины Бырсей, где они перекрываются четвертичными образованиями.

С б р о с ы. В исследованном районе выявлено одно более крупное дизъюнктивное нарушение, а именно сброс, прослеживающийся на некотором расстоянии вдоль долины Зизина. Этот сброс, с СВ—ЮВ направлением можно проследить по амплитуде смещения линии разграничения между Синайскими слоями и песчано-мергелистыми отложениями ржавого цвета баррема-апта на расстоянии около 400 м к юго-востоку, наблюдаемой на левом берегу долины Зизина по сравнению с ее позицией на правом берегу.

Аналогичный сброс, возможно, проходит также по долине р. Тырлунгулуй, выше слияния с р. Дофтана Арделеняска.

ЛИТЕРАТУРА

1. FILIPESCU M. G., *Cercetări geologice în zona internă și mediană a Flișului dintre valea Uzului și valea Tirlungului. Comunicare preliminară*, D.d.S. ale șed. Com. Geol. (1951—1952), 1955, **39**, 156.
2. — *Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza Conglomeratelor de Zăganu*, Rev. Univ. «C. I. Parhon», 1953, 2.
3. HENSON F., *Larger Imperforate Foraminifera of Southwestern Asia*, London, British Museum, 1948.
4. HERBICH F., *Neue Beobachtungen in den Ost-Siebenbürgischen Karpathen*, Verhandl. d.k.k. geol. R.A. f. 1873, 1—18, 282.
5. — *Das Szeklerland*, Mitt. a.d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst., 1878, **5**, 217.
6. JEKELIUS E., *Der geologische Bau des Nagyköyhavas und Keresztényhavas*, Jahrb. d. kgl. ung. geol. R.A. f. (1914), 1915, 310.
7. — *Die mesozoischen Faunen der Berge von Brasso, VII. Tithonfauna der Südost-Karpathen*, Mitt. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst., 1916, **24**, 77.
8. — *Daten über den geologischen Bau der Bucsecs und Csukas*, Jahrb. d. kgl. ung. geol. R.A. f. (1915), 1917, 286.
9. — *Der geologische Bau des Gebirges von Brașov*, An. Inst. Geol. Rom., 1938, **19**, 379.

10. MESCHENDORFER J., *Die Gebirgsarten des Burzenlandes*, Verh. u. Mitt. d. Siebenbürgischen Ver. f. Naturwiss., 1860, **11**.
 11. MURGEANU G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila*, An. Inst. Geol. Rom., (1931), 1934, **16**, 281.
 12. MURGEANU G., PATRULIUS D., *Flișul cretacic din regiunea pasului Predeluș*, в этом номере журнала, 25.
 13. PATRULIUS D., *Notă asupra Masivului Bucegi*, D.d.S. ale șed. Com. Geol. (1948–1949), 1952, **34**, 193.
 14. PFENDER J., *Foraminifères du Valangien provençal*, B.S.G.F. 5^e série, 1938, **8**, 231.
 15. POPESCU GR., *Contribuțiuni la cunoașterea stratigrafiei Cretacicului mediu și superior între Prahova și Buzău, cu privire specială asupra Văii Teleajenului*, Studii și cercet. geol. Acad. R.P.R., 1958, **3**, 3–4.
 16. PEDA D. M., *Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova*, An. Inst. Geol. Rom. (1921–1924), 1925, **10**, 1.
 17. — *La nappe des Conglomérats de Zăganu et Ceahlău (La nappe moldave)*, Bul. Soc. Geol. Rom. (1937), 1939, **4**.
-

ЛЕГЕНДА

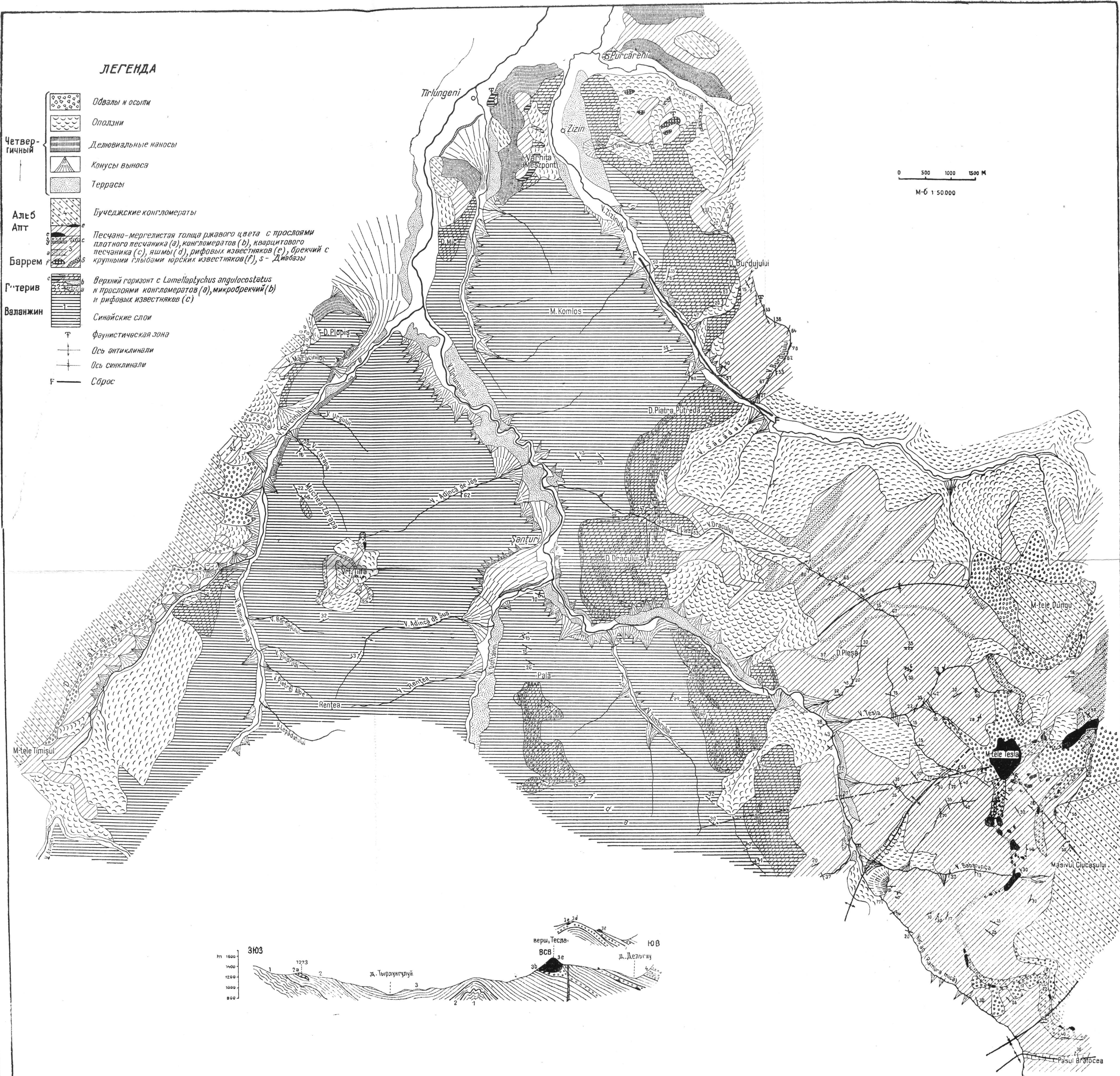
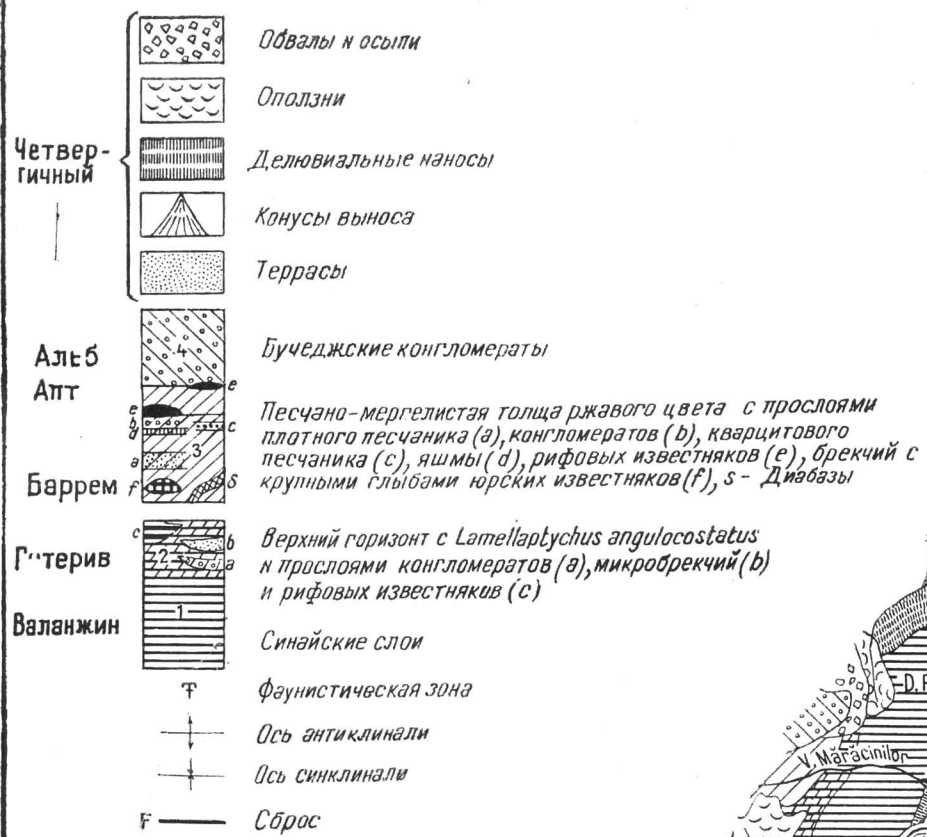


Рис. Ш. Войня

МЕЛОВОЙ ФЛИШ В РАЙОНЕ ПЕРЕВАЛА ПАСУЛ ПРЕДЕЛУШ

(ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

АКАД. Г. МУРДЖАНУ и Д. ПАТРУЛИУС

Сообщение на научной сессии Еухарестского горного института 1956 г.

Отложения мелового флиша, составляющие объекты настоящей статьи, распространены на восточной окраине гор Байулуй (Гырбова), в районе верхнего течения рек Дофтана и Тырлунгулуй.

Краткие данные о геологии этого района можно найти в работах В. Поповича Хацег и И. Попеску-Войтешть.

Так, например, в 1906 году, В. Попович Хацег [10] упоминает о наличии Синайских слоев к востоку до Курмэтура Урлатулуй, а также восточнее Вама Пределуш, где они подстилают песчаники и конгломераты сеномана. В местности Пояна Чоарей эти последние перекрывают выходы известняка тотон-баррема. Кроме этого, Попович Хацег упоминает о выходах массивного известняка на вершине Кукула, которые он также относит к титон-баррему.

В работе за 1910 г. И. Попеску-Войтешть [9] отмечает крупные глыбы полигенных конгломератов, обнажающиеся на водоразделе долин Фундул Дофтаны и Тырлунгулуй (верш. Урлату, Чоара, Зэноага).

Год спустя, Л. Мразек и И. Попеску-Войтешть [5], описывая известняки, обнажающиеся на вершинах Урлату, Урлэцелу, Чоара и Пичиорул Чоарей, характеризуют их как юрские останцы, вытянутые по линии надвига, во внутренней части покрова песчаников Шириу.

Отложения мелового флиша в среднем течении долины Дофтана изучались одним из авторов [7] настоящей работы, на участке между Бребу — на юге, и устьем долины Нятра — на севере.

Настоящие исследования были предприняты авторами с целью уточнения зоны распространения меловых отложений далее к северу в районе почти не изученном с геологической точки зрения.

В указанном районе флишевые отложения начинаются, вероятно, валанжином и заканчиваются верхним аптом, а, возможно, даже альбом.

С самого начала считаем необходимым подчеркнуть, что в долине Дофтаны, в Синайских слоях, представляющих собой первый член мелового флиша, наблюдаются лишь самые незначительные фациальные изменения, проявляющиеся в виде линзовидных включений „Азугских слоев”, местного характера. В противоположность им, барремско-аптские отложения представлены в этом районе двумя совершенно различными фациями.

К югу и востоку от гор Байулуй, начиная от долины Яломицы (Пьетрошица), в долине Праховы, в районе Комарника, и кончая Трэистешть и даже севернее его, вдоль долины Дофтаны выделяется зона, в пределах которой первый член барремско-аптской толщи представлен Синайскими слоями (баррем — нижний апт), над которыми следует толща песчаных отложений с прослоями плотного песчаника, описанная в старых работах под названием „Сирийских песчаников” (средний и верхний апт, возможно, альб).

К западу, северо-западу и востоку от гор Байулуй, а именно в долине Прахова, на участке между Синаей и Предялом, в долине Тырлунгулуй и у истоков Дофтаны, нижняя часть разреза барремско-аптских отложений представлена толщей мергелей и мергелистых песчаников с ржавым налетом, в чередовании с известняковыми тонкорасслоенными песчаниками (баррем—гаргазский подъярус). Описанная толща содержит также прослой конгломератов известняковой брекчий и рифовые известняки. Выше по разрезу, следуют конгломераты и плотные песчаники (верхний апт — альб). Линия раздела между описанными фациями проходит примерно вдоль хребта антиклинали, берущей начало у истоков Дофтаны, к юго-востоку от горы Чоара, пересекающей долину Тырлунгулуй в точке Капра Микэ, проходящей южнее горы Рошка и тянущейся до долины Кисс-Аг (Рамура Микэ — приток р. Тырлунгулуй).

СИНАЙСКИЕ И АЗУГСКИЕ СЛОИ (ВАЛАНЖИН-ГОТЕРИВ)

а) Синайские слои. На восточном склоне гор Байулуй (Гырбова) также, как и в долине Праховы, наблюдается то же монотонное чередование известняковых песчаников, мергелистых сланцев и известняков, слагающих мощный комплекс Синайских слоев. Только в верхах указанной толщи встречаются редкие и невыдержанные прослои Азугских слоев, и, сравнительно частые прослои брекчий и конгломератов, мощностью от 10 до 50 см.

В долине Мушица — правый приток Дофтаны — последний член Синайских слоев представлен пачкой мергелистых сланцев с тонкими прослоями темносерых песчаников, а также брекчий и микробрекчий элементами серицито-хлоритовых сланцев и серых известняков. В одном из прослоев микробрекчий этого, переходного к Синайским слоям гори-

зонта, авторы нашли экземпляр *Lamellaptychus angulocostatus* Peters var. *atlantica* Hennig.

Далее к северу, описанный горизонт с прослойками песчаника снова обнажается у слияния рр. Дофтаница и Урлэцел, на возвышенности Пичиорул луй Цыркэ. Здесь, наряду с микробрекцией, содержащей типичные экземпляры *Lamellaptychus angulocostatus* Peters, прослеживаются вытянутые рядами линзы брекчий и конгломератов с крупными элементами юрского известняка. Объем самой крупной глыбы этих конгломератов, сложенных светло-серым известняком, с аммонитами, достигает около 30 куб. м. Брекчии и конгломераты, расположенные в верхней части разреза Синайских слоев, состоят из глыб известняка различных типов: органогенных мелкодетритовых известняков типа Штрамберг, мелкозернистых светло-серых известняков с многочисленными *Lamellaptychus* и *Punctataptychus*, а также аммонитами, среди которых встречается *Naploceras elimatum* Orpel микродетритовых бурых известняков слегка песчаных и шпатовых. Первые два типа известняка несомненно относятся к верхнему мальму, а последний тип — напоминает некоторые породы верхнего доггера типа Ляота. Элементы кристаллических сланцев в этих брекчиях и конгломератах представлены с исключительно серицито-хлоритовыми сланцами типа Ляота.

Переходный горизонт от Синайских слоев к отложениям баррема-апта, обнажающийся по долине Мушица и на возвышенности Пичиорул луй Цыркэ, аналогичен горизонту, прослеженному к востоку от гор Бучедж, где он был выделен [8] как нижний горизонт слоев Комарник.

б) Азугские слои представлены в верхней части долины Дофтаны красными и зеленоватыми плитчатыми аргиллитами со слегка шелковистыми плоскостями сланцеватости, рассеченными сеткой тонких трещин, наполненных кварцем. Описанные породы обнажаются на возвышенности Пичиорул луй Цыркэ, ближе к верхам Синайских слоев, здесь мощность отложений не превышает, по-видимому, нескольких метров, а характер их — невыдержанный. Описанные аргиллиты красного или зеленоватого цвета, обнажаются также на западном склоне долины Дофтаница, около вершины Кукула Мушицей. Здесь Азугские слои представлены пачкой от 1,5 до 2 м мощностью; в их основании залегает пласт красной яшмы (нем.: Feuerstein — кремнь), мощностью от 30—40 см. Непосредственно над пластом яшмы обнажается линза диабазы мощностью до 2,5 м. К востоку от Пичиорул луй Цыркэ, в долине одного из притоков долины Рэкитей, среди наносов, встречаются обломки красноватой яшмы и зеленоватых кварцолитов, аналогичные кварцолитам, встречающимся в „Азугских слоях“ долины Прахова.

Таким образом в верхней части долины Дофтаны, более очевидно, чем в долине Праховы, что „Азугские слои“ не являются отдельным горизонтом, а еще менее — нижним членом Синайских слоев, как это установил А. Кодарча [1] на плоскогорьи Мехединц. В описанных условиях залегания красные и зеленоватые породы, выделенные А. Кодарчей на плато Мехединц под названием „Азугских слоев“, не являются синхронными „Азугским слоям“, развитым в горах Байулуй (около Азуги и в верхней частей долины Дофтаны), так как они обра-

зуют в толще Синайских слоев тонкие прослои, расположенные на различных уровнях.

На восточной окраине гор Байулуй в исследованном авторами районе граница между Синайскими слоями и отложениями баррема-апта прослеживается вдоль восточного склона долины Дофтаницы, начиная от долины Валя Нягра, затем в долине Валя Поркулуй, долине Валя Урлэнцелулуй, Валя Плискулуй, вплоть до Курмэтура Урлатулуй, к востоку от горы Пришка. Отсюда эта линия спускается к долине Тырлунгулуй и тянется по этой долине до Бабарунки.

Кроме обширной зоны развития в горах Байулуй, Синайские слои прослеживаются в виде узкой полосы с юго-востока от горы Чоара, в долине Тырлунгулуй (Капра Микэ) и до южного склона горы Рошка. Эта полоса соответствует ядру антиклинали, расположенной, по-видимому, в продолжение нарушения, аналогичного отмеченному Г. Попеску¹ в перевале Пасул Браточа.

Наконец, еще один воздушный свод Синайских слоев наблюдается в долине Рошка — правый приток Тырлунгулуй.

БАРРЕМСКО-АПТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

А. Зона распространения слоев Комарник и плотных песчаников (Триэстень — гора Зэноага)

а) *Слои Комарник*. В долине Дофтаны слои Комарник развиты на обширной площади в окрестностях Триэстень. К северу Триэстень мощность слоев спадает по простираению до полного выклинивания, вследствие чего пачка аптских песчаников, слагающая восточный склон долины, соприкасается с Синайскими слоями около слияния с долиной Нягра. Слои Комарник снова обнажаются в нижней части долины Мушица, где они образуют небольшую синклиналь. Еще одно обнажение расположено у слияния долин Динцеаса и Нягра. Севернее слои Комарник не обнажаются.

В долине Мушица, нижняя часть разреза слоев Комарник сложена крепкими, серыми, плитчатыми, а также листоватыми голубовато-серыми мергелями. В описанных напластованиях встречаются прослои известняковой микробрекчии светло-кофейного цвета и брекчий с элементами известняка и хлоритовых сланцев. У слияния долин Мушица и Дофтана обнажаются листоватые мергели с остатками наземных растений и раздавленными экземплярами аммонитов, среди которых преобладают виды *Barremites*.

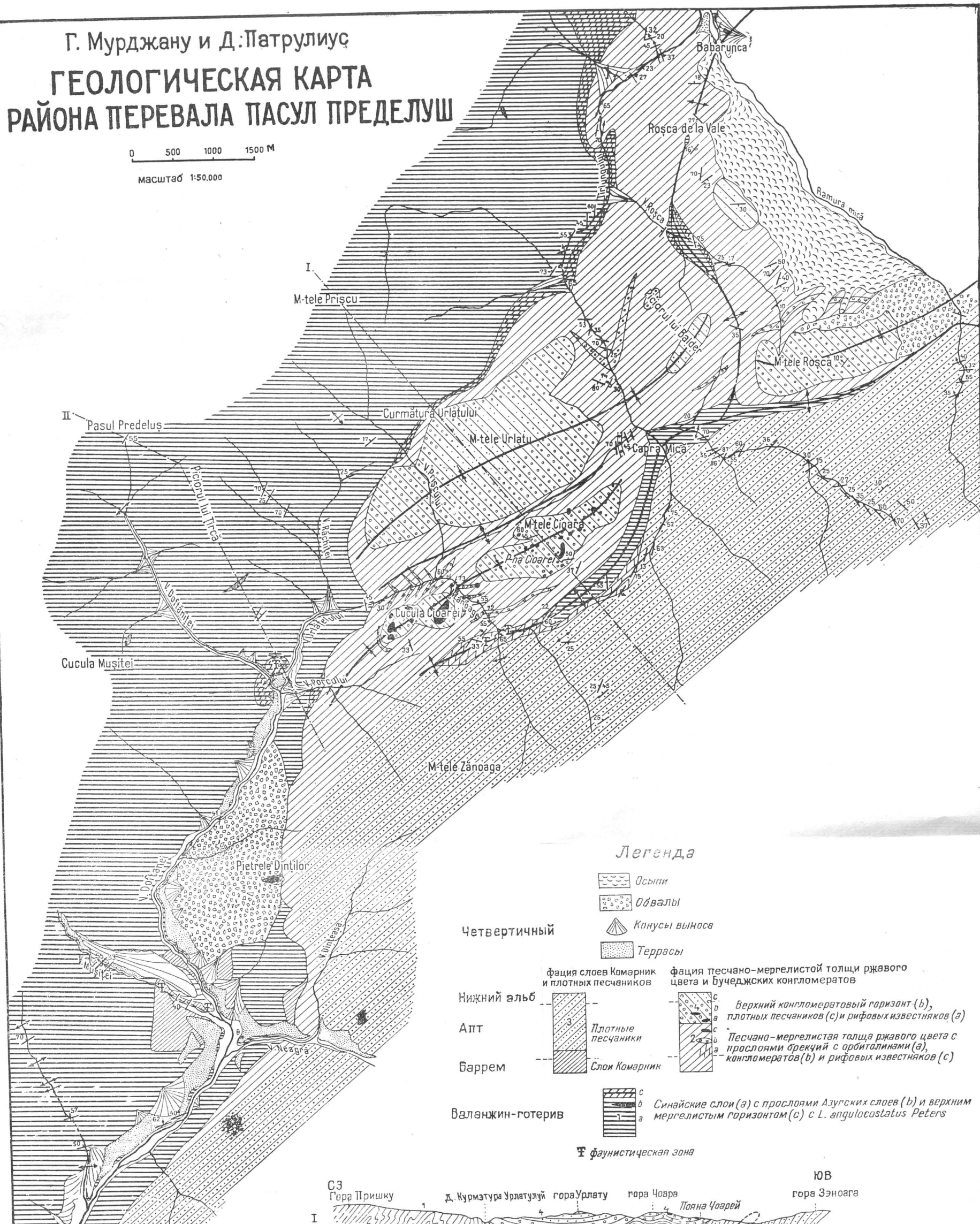
Внешний вид этих мергелей с растительными остатками аналогичен мергелям, отмеченным на восточном склоне горного массива Бучедж (Плаул Хоцилор), в которых один из авторов настоящей работы обнаружил руководящую фауну нижнего баррема. Считаем необ-

¹ Устное сообщение.

Г. Мурджану и Д. Патрулиус
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РАЙОНА ПЕРЕВАЛА ПАСУЛ ПРЕДЕЛУШ

0 500 1000 1500 М

масштаб 1:50.000



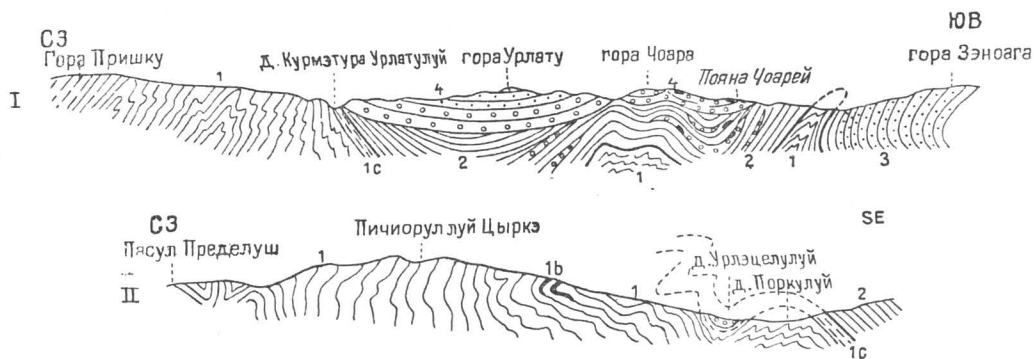
Легенда

- Осыпи
- Обвалы
- Конусы выноса
- Террасы

Четвертичный

- фация слоев Комарник и плотных песчаников
- фация песчано-мергелистой толщи ржавого цвета и бучеджских конгломератов
- Верхний конгломератовый горизонт (b), плотных песчаников (c) и рифовых известняков (a)
- Песчано-мергелистая толща ржавого цвета с прослоями брекчий с орбиталями (a), конгломератов (b) и рифовых известняков (c)
- Синайские слои (a) с прослоями Азугских слоев (b) и верхним мергелистым горизонтом (c) с *L. angulocostatus* Peters

Фаунистическая зона



ходимым напомнить, что в верхнем течении Яломицы (долина Рушечул), среди белемнитов, найденных в слоях Комарник, встречается руководящий вид для бедульского подъяруса *Neohinolites clava* Stolley [6]. Следовательно, стратиграфический интервал слоев Комарник, в строгом смысле слова (исключая переходный горизонт с *Lamellaptychus angulocostatus* Peters, относящийся к верхнему готериву), соответствует баррему и низам апта.

б) *Песчаная толща с прослоями плотного песчаника (согл. старому названию: песчаники Сириу)*. На южном крыле антиклинали Зеноага — Рошка аптские отложения представлены известковыми песчаниками мощностью до 50 см, среди которых встречаются пакки плотных плитчатых песчаников с волнистой слоистостью, а также мощные пласты массивных песчаников.

К югу и юго-востоку от гор Байулуй, начиная от долины Яломицы и кончая долиной Дофтаны, песчаная толща с прослоями плотного песчаника залегает над слоями Комарник. Следовательно, в этом районе возраст вышеописанной толщи является послебедульским и, таким образом, относится, хотя бы частично, к среднему и верхнему апту.

В. Зона распространения песчано-мергелистой толщи ржавого цвета и Бучеджские конгломераты (истоки Дофтаны-Бабарунка)

а) *Песчано-мергелистая толща пород ржавого цвета с включениями конгломератов и рифовых известняков.*

На участке между долиной Нягра — на юге и долиной Тырлунгулуй — на севере Синайские слои непосредственно перекрываются толщей песчаных мергелей, ржавых на поверхностях разрушения и содержащих прослой крепких известковых песчаников, полигенных конгломератов и линзообразных рифовых известняков.

Вдоль антиклинали Зеноага — Рошка, на северном ее крыле эта же толща, при нормальной последовательности отложения, располагается над Синайскими слоями.

Самые характерные породы этой толщи представлены песчаными мелкослюдыстыми мергелями с прослойкой мощностью от 2—5 см, сравнительно нетвердыми, голубовато-серого цвета. В сухом состоянии мергели распадаются на многогранные обломки. На разрушенных участках они покрываются пленкой гидроокислов железа ржавого цвета, что составляет главную отличительную черту этих пород.

Песчано-мергелистая толща представлена следующими породами: курбикортикальными песчаниками, мелкослюдыстыми плотными известковыми песчаниками мощностью от 2—10 см, мергелистыми сидеритовыми известняками, известняковой микробрекцией кофейного цвета. В типичных обнажениях крепкие известковые песчаники играют второстепенную роль, но местами количество их возрастает, а мощность

достигает 20—30 см. На поверхности песчаников часто встречаются следы углистого вещества и пустотки выщелачивания глинистых элементов.

На обоих склонах долины Заноага, стратиграфически нижеописанной толщи, и ближе к контакту Синайских слоев, слагающих антиклиналь Заноага — Рошка, встречаются прослои известковой микробрекчии кофейного или желтовато-белого цвета, среди которых некоторые содержат большое количество орбитолин. К этим породам приурочены прослои микродетритовых известняков белого или светло-кофейного цвета, с элементами слюдистых сланцев с биотитом, изредка с гранатами и ставролитом и аллотигенным материалом; и, наконец, тонкие прослойки мергелистых известняков беловатого цвета с ржавыми корками разрушения.

Вышеописанные породы, несмотря на их идентичность с некоторыми породами Синайских слоев, включены в мергелистые и мергелисто-песчаные отложения ржавого цвета на плоскостях разрушения.

Орбитолины, найденные в известняковых микробрекчиях кофейного цвета, отличаются от экземпляров, встречающихся в слоях Комарник, своими более крупными размерами. Внутренние их характеристики приближаются к виду *Orbitolina lenticularis* Blum, описанному Хенсоном [4], диаметр которого равен 3—10 мм. Орбитолины, найденные в известняковых брекчиях желтовато-белого цвета, намного меньших размеров, приближаются к *Orbitolina conoidea-discoidea* Gras, — вид, также встречающийся в слоях Комарник.

В песчано-мергелистых отложениях описанной толщи Г. Попеску нашел около Бабарунка, на обочине дороги, ведущей к перевалу Пасул Браточа, экземпляр *Macroscaphites uvani* d'Orb¹.

На основании вышеуказанных палеонтологических находок, авторы относят нижнюю часть вышеописанной толщи к баррему и нижнему апту и, следовательно, считают ее синхронной слоям Комарник, развитым по долине Прахова.

В верхней части описанной толщи прослои крепкого песчаника встречаются чаще, а кроме этого встречаются прослои полигенных конгломератов мощностью от 3 до 50 м, достигающие максимального развития в долине Урлэцел и главным образом в долине Заноага.

В общих чертах песчано-мергелистую толщу с прослоями конгломератов можно сравнить с песчано-мергелистыми отложениями, обнажающимися в подошве массивных Бучеджских конгломератов, развитых на восточном склоне гор Бучедж и в которых найдено несколько экземпляров аммонитов, идентифицированных одним из авторов [8] (*Parahoplites treffryanus* Anthula (non Karsten) форма, переименованная Синзовым *Acanthohoplites subpelto ceratoides*). Этот вид ископаемых является руководящим для Гаргазского подъяруса на Кавказе и в Мангышлаке. Исходя из этого, можно утверждать, что верхняя часть описанной толщи включает отложения гаргазского подъяруса.

¹ Устное сообщение.

б) Верхний горизонт полигенных конгломератов и плотных песчаников (Бучеджские конгломераты).

Вверх по разделу, над песчано-мергелистой толщей ржавого цвета, следует пачка полигенных конгломератов и грубых песчаников, залегающих мощными пластами. Элементы конгломератов представлены в основном кристаллическими сланцами, богатыми кварцем и белыми рифовыми известняками. Местами встречаются окатанные глыбы этих пород, разбросанные в массе плотных песчаников. Кроме полигенных конгломератов в описанном горизонте встречаются тонкие прослойки известняковой брекчии (Пояна Чоарей) и желтоватых конгломератов, состоящих исключительно из элементов кварца.

В разрезе песчано-конгломератовых отложений встречаются также, как и в песчано-мергелистой толще ржавого цвета, залегающей ниже линзы, и небольшие массивы рифового известняка. Эти известняки — плотные, микродетритовой структуры и местами содержат части входящих в них организмов, представленные, по-видимому, мшанками и *Alga cordacea*.

К северо-востоку, от слияния Дофтаны с долиной Нягра встречаются следующие выходы рифовых известняков: Пьетреле Динцилор, Колции Чорикии, Кукула Чоарей, Колции Чоарей, а также небольшая линза к востоку от долины Тырлунгулуй, на возвышенности Пичоруллуй Балдер.

На основании вышеуказанных данных можно утверждать, что мощный массив рифовых известняков Тесла расположен в продолжение полосы с выходами известняков на исследованной территории. Таким образом выходы рифовых известняков, расположенные по линии Пьетреле Динцилор — Тесла, прослеживаются на протяжении 15 км. Выступы рифовых известняков имеют различные размеры. Самый крупный из них Кукула Чоарей достигает несколько сот тысяч куб. м. За ним следует Пьетреле Динцилор, объемом в несколько десятков тыс. куб. м. Объем самых мелких выступов рифовых известняков, обнажающихся по долине Пояна Чоарей, составляет 10—15 куб. м.

На горе Чоара (Пояна Чоарей) мелкие линзы рифовых известняков располагаются в разрезе конгломератов на различных горизонтах. На вершине Колции Чорикии и в Пояна Чоарей, под известняками местами обнажаются прослойки конгломератов и желтоватых песчаников с элементами кварца. В некоторых случаях (верш. Колции Чорикии), на месте соединения рифовых известняков и вышеупомянутых кварцитовых конгломератов залегают полигенные конгломераты Бучеджского типа. Считаю необходимым отметить, что севернее, в районе Чукаш, Е. Жекелиусом [3] были отнесены к неокому как рифовые известняки горного массива Тесла, так и песчаники и кварцитовые конгломераты, обнажающиеся в их основании. К этому мнению позднее присоединился и М. Г. Филипеску [2], приведший в доказательство эомилового возраста известняков палеонтологические данные.

Верхний горизонт конгломератов и массивных песчаников составляет вершины, расположенные между долиной Дофтаны и верхней частью

долины Тырлунгулуй, а именно: верш. Пьетреле Динцилор, Кукула Пришкулуй, Урлату, Пичиорул Чоарей и Чоара. Восточнее, по ту сторону долины Тырлунгулуй, конгломераты обнажаются на вершине горы Рошка, а также и к югу от овчарни Стына Рошкий де ла Вале, где они поднимаются в виде крупной сглаженной возвышенности. В целом выходы конгломератов и массивных песчаников расположены вдоль двух различных линий: а) Кукула Пришкулуй — Урлату — Рошка де ла Вале и б) Пичорул Чоарей — гора Чоара — гора Рошка.

По сравнению с нижерасположенным горизонтом, также содержащим включения конгломератов и рифовых известняков, верхний горизонт конгломератов отличается в некоторой степени массивным характером отложений и, главным образом, явным несогласием залегания по отношению к подстилающим образованиям. Так, например, падение конгломератов, обнажающихся по долинам Урлэцелу и Зэноага среди песчано-мергелистой толщи пород ржавого цвета, очень крутое, а на вершине Урлату и Чоара конгломераты залегают в виде широкой слабо волнистой плиты. С другой стороны, северо-восточнее вершины Кукула Пришкулуй конгломераты соединяются с Синайскими слоями, а на южном склоне горы Рошка — почти достигают этих же слоев, развитых на антиклинали Зэноага — Рошка, слагающих южный склон горы Рошка.

Далее авторы переходят к обсуждению возраста верхнего горизонта конгломератов. Известно, что этот верхний горизонт соответствует горизонту конгломератов, развитому далее к востоку, в районе Чукаша и Зэгану. Более того, рассматривая их в региональном масштабе, можно утверждать, что эти конгломераты расположены на одном уровне с конгломератами, обнажающимися в основании массива Бучедж. В связи с этим следует подчеркнуть, что в песчано-мергелистых отложениях, обнажающихся около Буштень по долине Сяка Карайманулуй, перекрытых Бучеджскими конгломератами, распространены аммониты, среди которых определены *Acanthohoplites subpeltoceratoides* Sinzov (= *Parahoplites treffryanus* Anthula, non Karsten), руководящая форма гаргазского подъяруса. На основании указанных данных один из авторов настоящей статьи [8] высказал предположение о принадлежности, по меньшей мере частичной, Бучеджских конгломератов к альбу. С другой стороны, на вершине Чоара, конгломераты включены среди рифовых известняков, аналогичных известнякам, встречающимся в разрезе нижнемеловых отложений, развитых на восточном и южном склонах Бучедж (Колцул Сэлэтрукулуй, Пятра Арса). Необходимо подчеркнуть тот факт, что в этом районе в известняках была определена исключительно ургонская фауна. До настоящего времени не имеется еще никаких палеонтологических данных, подтверждающих альбский возраст некоторых проявлений рифовых известняков. На основании вышеизложенного авторы считают, что верхний горизонт конгломератов следует отнести к верхней части апта (кланзейский горизонт), а может быть частично, и к альбу.

На основании изучения разреза барремских и аптских отложений, развитых в районе верхнего течения Дофтаны и в долине Тырлунгулуй, в общем необходимо отметить:

1. В районе между Тешилой и устьем долины Мушица прослеживаются отдельные выходы слоев Комарник.

2. Слои Комарник исчезают севернее указанного района.

3. По долинам Тырлунгулуй и Зэноага устанавливается нормальная последовательность отложений Синайских слоев в песчано-мергелистой толще ржавого цвета (баррем-апт), а также синхронный характер этих последних и слоев Комарник.

4. Различный литологический состав отложений песчано-мергелистой толщи баррема-апта, обнажающихся в синклинальной зоне Урлату — Чоара — Рошка и разновозрастных отложений, развитых к юго-востоку от антиклинали Зэноага — Рошка; эти последние отличаются более песчаным и монотонным характером пород.

5. Явное несогласие между толщей песчано-мергелистых отложений ржавого цвета (баррем-апт) и верхним горизонтом конгломератов в районе Урлату, Чоара и Рошка.

Согласование вышеприведенных данных возможно только в случае, если допустить, что накопление меловых осадков в этом районе протекало синхронно с тектоническими явлениями.

Доказательством первой фазы нижнемеловых движений служат прослои брекчий и конгломератов, обнажающиеся в низах Синайских слоев.

Присутствие известняковых брекчий с *Orbitolinae*, *Bryozoa* и *Ostrea* в толще Синайских слоев указывает на изменение батиметрических условий накопления осадков, в смысле установления более мелководного моря в барреме.

Тектоническое строение в области развития Синайских слоев начало намечаться, по-видимому, до отложений слоев Комарник и окончательно сформировалось во время баррема и апта, обусловив значительные изменения мощностей в процессе накопления осадков, несогласия, а местами — значительные изменения фациального состава.

ТЕКТНИКА

Меловые отложения, описанные выше, распространены на восточном склоне гор Байулуй. Этот горный массив соответствует зоне развития Синайских слоев, слагающих центральную часть антиклинория. По направлению к востоку от центральной зоны, сложенной Синайскими слоями, обнажаются все более и более молодые отложения мелового периода. В окрестностях Трэистень меловые отложения залегают моноклинально, а севернее, вплоть до истоков р. Тырлунгулуй они смяты в складки второго порядка. Самая крупная антиклинальная складка Зэноага-Рошка, в ядре которой обнажаются Синайские слои, простирается к северо-востоку от долины Валя Поркулуй. К западу от долины Тырлунгулуй эта антиклиналь образует виргацию; южное ответвление

виргации простирается к востоку и проходит южнее горы Рошка, по направлению в перевалу Пасул Браточа, а северное ответвление северного простирания, пересекает долину Рошку, где снова обнажаются Синайские слои. Это ответвление антиклинали Эноага-Рошка тянется в пределах исследованной территории до слияния долин Бабарунка и Кисс-Аг. В синклинали, зажатой между указанными виргациями, распространены конгломераты г. Рошка и южной оконечности гор Чукаш. На юго-восточном крыле антиклинали Эноага-Рошка, вытянутом по направлению к перевалу Пасул Браточа, слои пород подняты на голову и даже, местами, перевернуты.

В синклинальной зоне, заключенной между антиклинорием Байулуй и антиклиналью Эноага—Рошка, обрисовывается еще одна антиклиналь, ориентированная к северо-востоку, разделяющая две второстепенные синклинали. В синклинали, расположенной к северо-западу от этой последней, обнажаются конгломераты Кукула Пришкулуй и горы Урлату, а в синклинали, расположенной к юго-востоку — конгломераты и известняки Кукула Чоарей и Чоара.

Еще одно явление тектонического характера, заслуживающее внимания — это несоответствие, отмеченное между толщей песчано-мергелистых отложений ржавого цвета (баррем-апт) и верхним горизонтом конгломератов. В данном случае, следует предпочесть термин „несоответствие”, так как термин „несогласие” подразумевает явления, вызванные трансгрессией. Рассматривая данный случай в региональном масштабе, в разрезе Бучеджских конгломератов и нижезалегающих песчано-мергелистых отложений, авторы отмечают нормальную последовательность осадконакопления. С другой стороны, указанное несоответствие не могло быть обусловлено различной степенью пластичности пород. Трудно допустить, что на участках, где конгломераты почти соединяются с Синайскими слоями, могла быть развальцована пачка песчано-мергелистых отложений, мощность которых тут же по соседству, исчисляется несколькими сотнями метров. Согласно вышеуказанному, это несоответствие обусловлено прогрессивным образованием складок, протекавшим одновременно с накоплением осадков и вызвавшим неравномерное их распределение, а именно: более интенсивное накопление в центральной части синклиналей и весьма незначительное или полное отсутствие накопления — на хребтах антиклиналей в результате донных течений и оползневых явлений. Следовательно, можно допустить, что в период накопления осадков, слои прогрессивно деформировались, но без последующего поднятия территории и ее размыва.

ЛИТЕРАТУРА

1. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau de Mehedinti*, An. Inst. Geol. Rom., (1936—1938), 1940, **20**, 1.
2. FILIPESCU M. G., *Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza Conglomeratelor de Zăganu*, Rev. Univ. «C. I. Parhon», 1955, 2.
3. JEKELIUS E., *Daten über den geologischen Bau der Bucsecș und Csukas*, Jahrb. d.k. ung. geol. R.A. f. (1915), 1917.

4. HENSEN FR., *Larger Imperforate Foraminifera of Southwestern Asia*, London, British Museum, 1948.
 5. MRAZEC L., POPESCU-VOITESTI I., *Cîteva date noi asupra klippelor carpatice*. D.d.S. Inst. Geol. Rom., (1911), 1912, **2**, 6.
 6. MURGEANU G., *Cretacicul și Terțiarul în împrejurimile Pietroșitei și Bezdeadului, jud. Dimbovița*, D.d.S. Inst. Geol. Rom. (1925—1926), 1930, **4**.
 7. — *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila*, An. Inst. Geol. Rom. (1931), 1934, **16**, 281.
 8. PATRULIUS D., *Notă asupra stratigrafiei Masivului Bucegi*, D.d.S. ale șed. Com. Geol. (1948—1949), 1952, **36**, 193.
 9. POPESCU-VOITESTI I., *Cercetări geologice în regiunea cursului mijlociu al văii Oltului (România), în Valea Ialomiței și a Bezdeadului, între Pucioasa-Cucuteni-Bezdead, și Virfurile între Prahova și Teleajen, în regiunea de frontieră*, Rap. asupra activității Inst. Geol. pe anul 1910, București, 1914, **17**.
 10. POPOVICI HATZEG V., *Regiunea dintre Sinaia și Curmătura Cioarei*, Rap. asupra activ. Inst. Geol. pe anii 1906—1907, București, 1908, **12**.
-

ÜBER EINEN NATÜRLICHEN HIRNHÖLENABDRUCK VON *HIPPARION* *

VON

VIRGINIA BARBU und GR. ALEXANDRESCU

In Rumänien werden Überreste von *Hipparion* besonders im südlichen Teil der Moldau erwähnt und beschrieben [4].

A. Gaudry [14] erwähnt zum ersten Mal die Gegenwart dieser Equide. Er beschreibt einen in den eisenhaltigen Sandgründen nahe von Galați gefundenen Backenzahn, den er aber nicht ganz sicher dieser Gattung zuweist.

Im Jahre 1902 beschreibt I. Simionescu [22] zwei obere Vorderbackenzähne von *Hipparion gracile* Kaup, die bei Zorleni (Rayon Bîrlad, Region Iași) in einem graugrünlchen sandigen Ton bei einer Bohrung aufgefunden wurden. Er ist der Meinung, daß diese von Sand und Anschwemmungen bedeckten Tone zum Pontian gehören. In derselben Aufzeichnung erwähnt er noch, einen oberen Backenzahn von *Hipparion* aus dem Gebiet von Putna, jedoch ohne Ortsangabe erhalten zu haben.

S. Atanasiu [2] versucht eine Einordnung des Pliozän-Horizontes Rumäniens auf Grund der fossilen Säugetiere und zeigt dabei, daß diese Formation durch *Hipparion gracile* gekennzeichnet ist; ferner macht er in seinem Werk über die Verbreitung der Säugetiere im Tertiär Rumäniens [3] darauf aufmerksam, daß sich in der Sammlung „Mrazec“ des Geologischen Komitees zwei Backenzähne von *Hipparion* befinden, die aus den mittleren oder unteren pontischen Schichten von Trenu (Rayon Cricov, Region Ploesti) herrühren.

R. Sevastos [21] gibt eine Beschreibung und Zeichnung von Backenzähnen des *Hipparion gracile*, die in einem harten Sandstein des Steinbruches von Fundul Văii, in der Nähe von Plopana (Rayon Bacău, Region Bacău) gefunden wurden. Er teilt diesen Sandstein der Mäotian-Forma-

* Das beschriebene und abgebildete Exemplar befindet sich in der Sammlung des Lehrstuhles für Paläontologie an der Universität „C. I. Parhon“ Bukarest.

tion zu und stützt sich dabei auf die Verbindung *H. gracile*, *Rhinoceros pachygnathus* und *R. schleiermacheri*.

Aus dem oberen Pliozän (Dazian) von Mălușteni (Rayon Murgeni, Region Iași) und dann von Berești (Rayon Berești, Region Galați) beschreibt Simionescu [23], [24], Backenzähne und Gerüstknochen, die er der Gattung *H. gracile* zuweist.

N. Macarovici [17], [18], untersucht in den graugrünlischen Tönen von Giurcani (Rayon Mușeni, Region Iași), sowie des Beckens von Comănești (Rayon Moinești, Region Bacău) verschiedene Backenzähne und Knochen von *H. gracile*. Die Vergesellschaftung dieser Equide mit *Gazella desperdita* var. *caprina* Pavl. von Giurcani und mit *Aceratherium incisivum* Kaup von Comănești veranlaßt den Verfasser, den Formationen des Fundortes das mäotische Alter zuzuschreiben. Gleichzeitig weist N. Macarovici darauf hin, daß die Backenzähne von Zorleni ebenfalls aus dem Mäotian, und nicht aus dem oberen Pliozän herstammen, so wie I. Simionescu angenommen hatte. Derselbe Verfasser [19] erwähnt noch andere Stellen östlich des Siret (Hurdugi (Rayon Huși), Stuhuleț (Rayon Murgeni, Region Iași), Valea Dobrinei), wo vereinzelt Überreste von *Hipparion* aufgefunden wurden.

N. Macarovici [20] berichtet über das erstmalige Auftreten einer *Hipparion*-Fauna in Rumänien, in den Sand- und Sandsteingründen des mittleren Sarmatian südöstlich von Iași, im Hügel Păun (bei „La Catarg”).

Es wurden auch im Lignit-Bergwerk von Berevoești (Rayon Muscel, Region Pitești) Überreste von *Hipparion* entdeckt, welche Al. Bera [5] der *H. gracile*-Gattung zuschreibt. Durch die Entdeckung von Berevoești erweitert sich das Verbreitungsgebiet dieser Equide im Pliozän auch westlich der Prahova.

Trotzdem im Süden der Moldau das Pliozän sehr stark verbreitet ist und beinahe die gleichen Gesteinsmerkmale wie in der Moldauischen SSR aufweist, sind derart fossilienreiche Nester, wahrhaftige Knochengräber, wie diejenigen von Tarakleia, Tschiobrutsch, Tschimisclia, Nowelisawetowka usw. (UdSSR), mit Ausnahme der Fundstellen von Mălușteni und Berești (Rumänien) noch nicht bekannt. Aber selbst in diesen beiden Ortschaften treten die Überreste von Wirbeltieren nicht in Nestern, sondern nur vereinzelt auf, so daß diese komplexe Fauna nur durch langandauernde Forschungsarbeit entdeckt werden konnte.

Im Sommer des Jahres 1957 hat Gr. Alexandrescu bei geologischen Forschungen in der sarmatisch-pliozänen Zone des Putna-Beckens (Rayon Vrancea, Region Galați) ein aus einer Zwischenschicht von kleinen Konglomeraten gelöstes Fragment eines *Hipparion*-Schädels (Bild 1) gefunden. Diese Konglomerate erscheinen an der Basis der mäotischen Lagerstätten am Bache Gălimea, linker Nebenfluß des Baches Sărat (Valea Sării, Rayon Vrancea, Region Galați). Am Schädelfragment ist außer den oberen Zahnreihen auch der Hirnhöhlenabdruck erhalten geblieben, der im folgenden besonders untersucht werden soll.

Bei Colacu, ebenfalls im Putna-Tal, wurden noch folgende fossile Überreste aufgefunden: Ein unterer vorderer Backenzahn ($P_{\overline{2}}$) von *Hipparion*, der letzte rechte untere Backenzahn ($M_{\overline{3}}$) von *Palaeoreas linder-*

mayeri Wagn., einer im Komplex der Pikermi-Fauna häufig auftretende Gattung, sowie ein Bruchstück eines linken Oberschenkelknochens, der, nach seinen Abmessungen und dem Vorhandensein des 3. Trochanters zu urteilen, einer Rhinozeride (? *Rhinoceros schleiermayeri*) angehört. Im unteren Teil der mäotischen Sandstein- und Konglomerateablagerungen sind noch anderen Säugetieren angehörende Knochen anzutreffen, die aber nicht aus dem Gestein losgelöst werden können, ohne Gefahr zu laufen, sie zu zerstören. Nicht ausgeschlossen ist, daß auch der von



Bild 1. — Schädelfragment von *Hipparion gracile* Kaup, mit dem natürlichen Hirnhöhlenabdruck (1/3).

I. Simionescu [22] erwähnte Backenzahn von Putna von demselben Fundort herrührt.

In stratigraphischer Hinsicht befinden sich in dieser Zone Ablagerungen, die zum Sarmatian und Pliozän gehören. Zusammen mit den westlichen Miozän-Ablagerungen liegen auch diese Ablagerungen in der vorkarpatischen Senkung. Die östliche sarmatisch-pliozäne Zone stößt an die westliche miozäne Zone über eine Verschiebungszone, die in der geologischen Fachliteratur als Verschiebung von Caşin — Valea Sării — Bisoca bekannt ist.

Hinsichtlich ihrer geologischen Struktur bilden die sarmatisch-pliozänen Ablagerungen dieses Gebietes eine große, nach Osten zu geneigte Bodenfalte, die sich in der Nähe der Verschiebungszone senkrecht aufrichtet und sogar umlegt.

Der im Putna-Tal (Valea Sării, Colacu und Poduri) stark ausgebildete sarmatisch-pliozäne geologische Komplex wurde von den Verfassern nach Norden hin bis in das Becken des Suşiţa-Tales verfolgt, wo er die gleichen Merkmale aufweist.

Das Sarmatian wird lithologisch durch zwei Horizonte vertreten :

a) Ein unterer tonig-mergeliger Horizont, mit linsenförmigen Einschlüssen von Konglomeraten. Die in diesem Horizont aufgefundenen Fossilien sind :

Cardium fittoni d'Orb.; *Cerithium andrejowskii* Fried.; *Cerithium rubiginosum* Eichw.; *Barbotella intermedia* Rac. et Pavl.; *Barbotella hoer-*

nesi Barb.; *Mastra fabreana* d'Orb. deuten auf das Alter des mittleren Sarmatian (Bessarabian) hin;

b) Ein oberer sandsteinig-kalkiger Horizont, der aus einer Wechselfolge von grauschwärzlichen oder grünlichen Mergeln, weißlichen Sandsteinen und muschelhaltigen Kalksteinen besteht. Nach den Arten:

Mastra bulgarica Toula, *Mastra caspia* Eichw., *Mastra crassicolis* Sinz., *Mastra pallasii* Bailly stellt dieser Horizont das obere Sarmatian (Kersonian) dar. Im obersten Teil dieses Horizontes befinden sich 2—3 Einschlüsse von Sandsteinen mit andesitischem Material, in denen die Sandsteine *Mastra caspia* Eichw. und *M. orbiculata* N. Mac. enthalten.

Als aufeinanderfolgende Ablagerung ist über dem Sarmatian das Pliozän entwickelt, welches durch alle seine Stufen vertreten ist. In dieser Gegend unterscheidet sich das Pliozän von der gleichen Formation in Muntenien, sowohl hinsichtlich der Gesteinsbildung, als auch durch den paläontologischen Inhalt. Wegen der ununterbrochenen Ablagerung und ähnlichen Gesteinsbildung der beiden Stufen läßt sich die Grenze zwischen Sarmatian und Mäotian schwer feststellen, eine auch von anderen Forschern [2], [6], [7], [8] hervorgehobene Tatsache.

Das Mäotian besteht aus einer Wechselfolge von Trümmergesteinen: Mergel, Sandstein und Konglomerate, diese letzteren in Stärken von 1 bis 15 m. Sie sind im allgemeinen nach der Basis dieser komplexen Formation stärker entwickelt, wo sie mit Sandstein und mit andesitischem Material abwechseln. In ihrer Zusammensetzung enthalten die Konglomerate abgerundete, graue und rötliche andesitische Lavastücke; Quarzsandsteine, Bruchstücke von kristallinen Schiefern und Quarz, die alle in einem Kalksandsteinzement eingebettet sind. Aus einem dieser Konglomerathorizonte wurde das Schädelfragment abgelöst.

Im unteren Teil des Mäotian sind 2—3 Höhenlagen mit:

Hydrobia vitrella Stef.; *Teodorus (Calvertia) stefanescui* Fontan.; *Congeria* sp.,

im mittleren Teil mit:

Unio wetzleri Hal.; *Psilunio (Psilunio) subhoernesi* Sinz.;

Unio rumanus Tourn.; *Hyriopsis* sp.; *Helix (Helix) mrazeci* Sevastos; *Planorbarius* sp. anzutreffen.



Am Schädelfragment ist der Hirnhöhlenabdruck, — (Telencephalon) der aus demselben Sandsteinkonglomerat besteht wie das Gestein, dem er entstammt, — gut erhalten geblieben. Während des Eindringens des rohen Ausfüllmaterials in das Innere der Schädelhöhle und nachher, setzte sich das pelitische Material an der Randfläche ab und bildete einen Abdruck aller auf der Innenwand dieser Höhlung abgebildeten fingerförmigen Windungen, wobei eine getreue Wiedergabe des Schädelinnern zustande kam.

Der Abdruck ist unvollständig und besteht nur aus der rechten und dem hinteren Teil der linken Hemisphäre. Die Riechlappen sind an der Schädelhöhle hängen geblieben und vom unteren Teil des Abdruckes abgebrochen. Das Kleinhirn fehlt ebenfalls. Die Einzelheiten der Windun-

gen, wie auch die Furchen und Einschnitte können sowohl am rückwärtigen Teil, als auch seitlich verfolgt werden, ebenso gewisse andere Merkmale (Lobus piriformis. Fissura sylvii, Fissura rhinalis anterior, usw.), die am unteren Teil identifiziert werden können.

Masse in mm: Länge = 112, Breite = 104, Höhe = etwa 65

$$\text{Indizes: } I = \frac{104 \times 100}{112} = 92,8, \quad I' = \frac{65 \times 100}{112} = 53,5,$$

$$I'' = \frac{65 \times 100}{104} = 62,5.$$

Der Abdruck weist einen geraden Vorderrand auf; dann setzt sich der Umriß unter allmählicher Verbreiterung bis an den hinteren Teil der Sylviuschen Windung fort, wo er am stärksten entwickelt ist. Nach dem Hinterhaupt zu wird der Abdruck schmaler und die beiden Hemisphären weisen separate Wölbungen auf. In diesem Teil tritt der Sinus venosus sagittalis (*s.v.s.s.*) mit den zwei Querabzweigungen (*s.v.t.*) sehr stark hervor und weist auf eine kräftige Gefäßbildung hin.

Die eingehende Untersuchung dieses Stückes gestattete die Identifizierung der Furchen und Einschnitte (Sulci), wie auch der Windungen (Gyri) am Neopallium, die für die fortgeschrittenen Equiden, deren Zentralnervensystem hinsichtlich der Ausbildung des Palliums eine höchste Stufe erreicht, — da das Telencephalon sowohl das Kleinhirn als auch das Rhinencephalon überdeckt, — typisch sind.

Die Rückseite (Bild 2, Tafel I, a). Auf dieser Seite kann der Sulcus suprasylvius vollständig verfolgt werden. Er ist gut ausgebildet und beginnt an der Stirnseite, wo er sich sehr tief an den Sulcus diagonalis (*s.d.*) anschließt. Der Sulcus suprasylvius setzt sich zuerst schräg und dann parallel zum Umriß des Abdruckes fort, und schließt dabei den umgebenden Sylviuschen Komplex nach außen ab. Nach außen geht Sulcus posticus (*s.po.*) ab, und nach innen setzt sich der Sulcus suprasylvius durch den Sulcus suprasylvius posterior (*s.su.p.*) fort.

In der mittleren Zone können zwischen der oberen Pfeilwindung und dem Postsylvius-Zweig vier tiefe Furchen verfolgt werden: Sulcus endolateralis (*s.enl.*), lateralis (*s.lat.*), interlateralis (*s.inl.*) und ectolateralis (*s.ecl.*). Auf der linken Hemisphäre, wo er deutlich erscheint, kann auch der parasagittale Einschnitt (*i.ps.*) verfolgt werden. In der vorderen Hälfte der rechten Hemisphäre liegt, nur teilweise sichtbar, auch der Sulcus cruciatus (*s.cr.*).

Die erwähnten Furchen und Einschnitte begrenzen die einzelnen Windungen. Der Lobus orbitalis (*l.o.*) ist sehr stark entwickelt und in zwei gewundene Falten getrennt. Die in zwei Zonen geteilte ektosagittale Windung nimmt den größten Teil des Palliums ein. Im hinteren Teil der linken Hemisphäre sind die Windungen des Kleinhirns noch besser sichtbar.

Auf der Seitenfläche (Bild 3, Tafel II, a) ist der Sylviusche Komplex zu bemerken, dessen zahlreiche Krümmungen von dem vorderen Teil ausgehen, wo der Sulcus praesylvius (*s.prs.*) die Grenze bildet, und sich bis zum rückwärtigen Teil fortsetzen, wo der Sulcus suprasylvius posterior (*s.su.p.*) es von dem äußeren Zweig der ektosagittalen Windung

trennt. In dieser Gegend verliert sich der Sylviusche Komplex in den Windungen des Kleinhirns. Um die Fossa Sylvii (*f. sy.*) sind die Sylviuschen Windungen fächerartig angeordnet.

Die Unterseite (Bild 4 und Tafel II, *b*). Die Fissura rhinalis anterior (*f. rh. a.*) bildet die Grenze zwischen dem Neopallium und dem Rhinen-

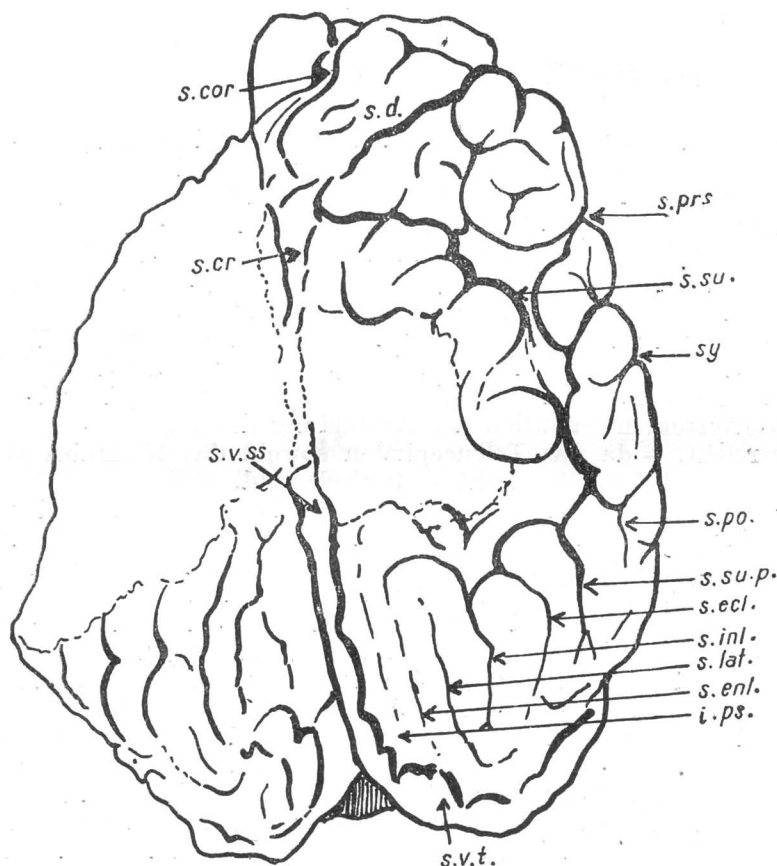


Bild 2. — Hirnhöhlenabdruck. Rückseite (1/1).

s.v.s.s. = Sinus venosus sagittalis superior; *s.v.t.* = Sinus venosus transversus; *s.cor.* = Sulcus coronalis; *s.d.* = Sulcus diagonalis; *s.cr.* = Sulcus cruciatus; *s.prs.* = Sulcus praesylvius; *s.su.* = Sulcus suprasylvius; *sy.* = Fossa sylvii; *s.po.* = Sulcus posticus; *s.su.p.* = Sulcus suprasylvius posterior; *s.ecl.* = Sulcus ectolateralis; *s.inl.* = Sulcus interlateralis; *s.lat.* = Sulcus lateralis; *s.enl.* = Sulcus endolateralis; *i.ps.* = incisura parasagittalis.

cephalon und kann von der Fossa Sylvii (*f. sy.*) nach dem vorderen Teil des Großhirns verfolgt werden. Auf der Vorder- und Innenseite des interhemisphärischen Randes entwickelt, ist der Sulcus parolfactorius (*s. pol.*) sichtbar, der eine verlängerte rhombische Fläche abgrenzt, ähnlich wie bei der *Equus*-Gattung. Ebenfalls sind auf dieser Seite Chiasma opticum (*ch.*) und teilweise der Lobus piriformis (*l. p.*) zu erkennen.

Wie bereits erwähnt, sind am Schädelbruchstück erhalten :

Zahnreihen (rechts : P3—M3, links : P2—M3), der Umriß der Augenhöhle, die Oculo-suborbital-Brücke, und die Stirnwölbungen, diese jedoch infolge Vernichtung der Knochen nur teilweise. Die Oculo-suborbital-Brücke ist sehr schmal (24 mm), die Vertiefung vor den Augenhöhlen scheint dagegen ziemlich groß und tief zu sein. Die fast kreisförmige Augenhöhle (Länge 56 mm) liegt mit ihrem unteren Rand auf einer Linie, die

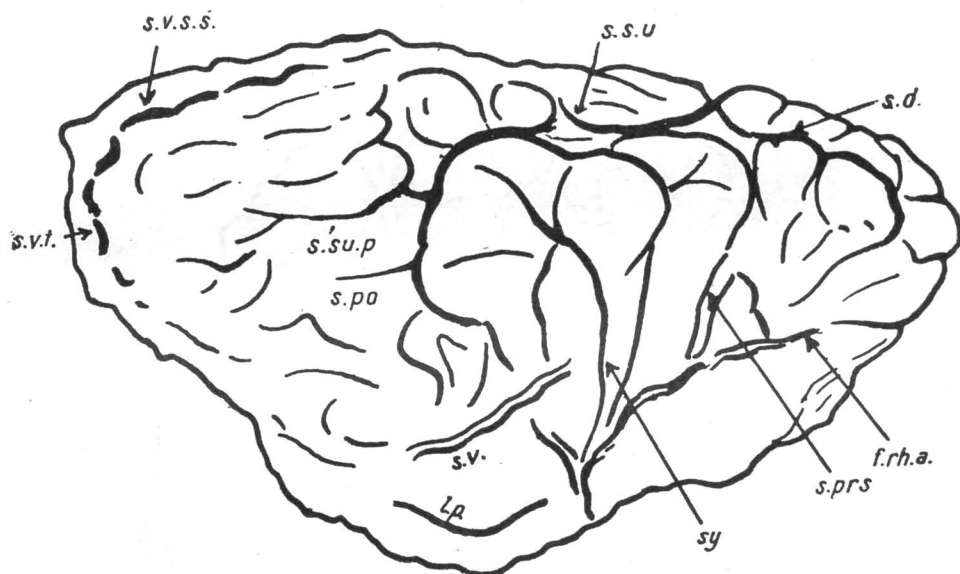


Bild 3. — Hirnhöhlenabdruck. Seitenfläche (1/1).

s.v.s.s. = Sinus venosus sagittalis superior; s.v.t. = Sinus venosus transversus; s.v. = Sinus venosus; s.d. = Sulcus diagonalis; s.su. = Sulcus suprasylvius; s.su.p. = sulcus suprasylvius posterior; s.po. = Sulcus posticus; s.prs. = Sulcus praesylvius; f.sy. = Fossa sylvii; f.r.h.a. = Fissura rhinalis anterior; l.p. = Lobus piriformis.

den rückwärtigen Teil des letzten Backenzahnes erreicht. Der Schädel ist verhältnismäßig kurz.

Maße der Zahnreihe (linke Seite) in mm

	P2	P3	P4	M1	M2	M3
Länge	32,5	25	25,5	21	22	24,5
Breite	24	27,5	—	—	—	—

Nach den Merkmalen der Zahnbildung (zahlreiche Kräuselungen des Zahnschmelzes, Form der Zahnkrone, Abmessungen) (Tafel I, b) kann dieses Exemplar innerhalb der Abarten von *Hipparion gracile* Kaup eingeordnet werden.

Die Elemente (Sulci und Gyri) des Palliums des Hirnhöhlenabdruckes wurden ausführlicher beschrieben, um in erster Linie nachzuweisen, daß die Hirnbildung der *Hipparion*-Gattung im Laufe ihrer Entwicklung hinsichtlich der Palliumgestaltung ein Höchstmaß erreicht hat. Die am

natürlichen Hirnhöhlenabdruck erkannten Elemente befolgen die gleiche Richtung und im Verhältnis zur Größe des Gehirns, die gleichen Merkmale wie diejenigen eines heutigen *Equus*-Schädels. Sicherlich war in Wirklichkeit die Hirnbildung des *Hipparions* komplizierter und wies noch Falten und Einschnitte von geringerer Tiefe auf, die ebenso wie bei *Equus*, nicht

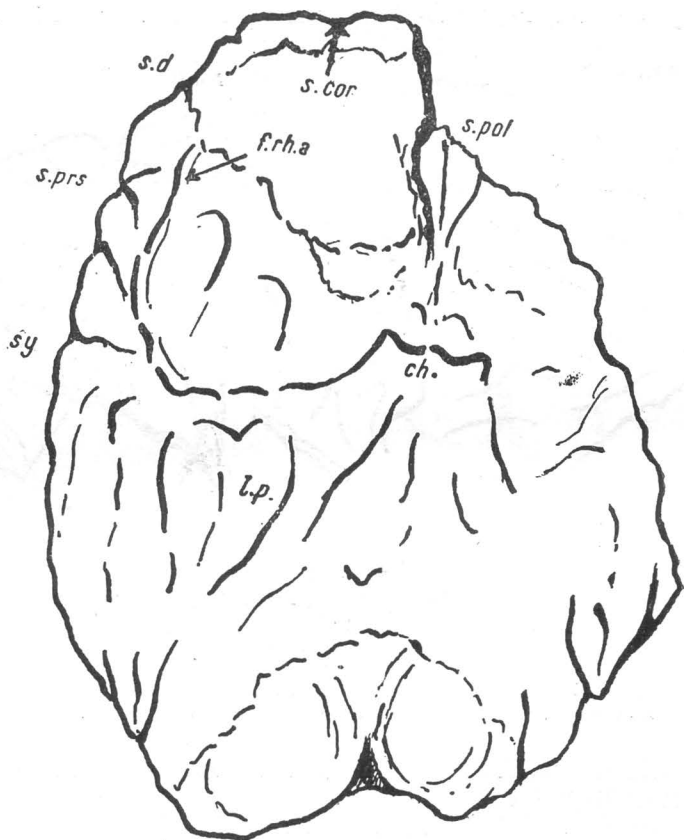
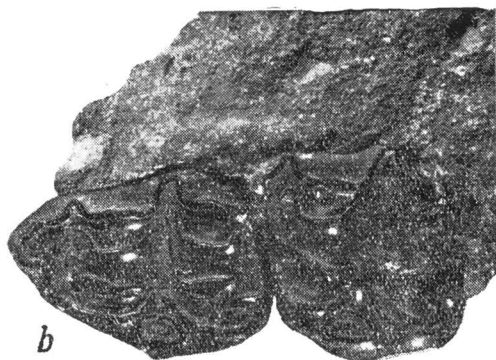
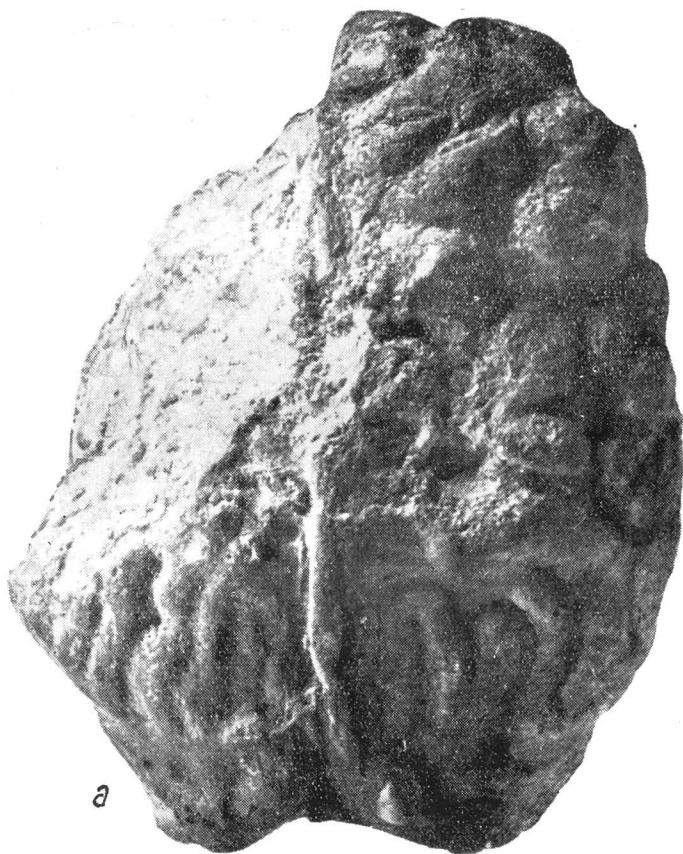


Bild 4. — Hirnhöhlenabdruck. Unterseite (1/1).

s.cor. = Sulcus coronalis; *s.d.* = Sulcus diagonalis; *s.prs.* = Sulcus praesylvius; *s.pol.* = Sulcus paraolfactorius anterior; *f.sy.* = Fossa sylvii; *f.r.h.a.* = Fissura rhinalis anterior; *ch.* = Chiasma opticum; *l.p.* = Lobus piriformis.

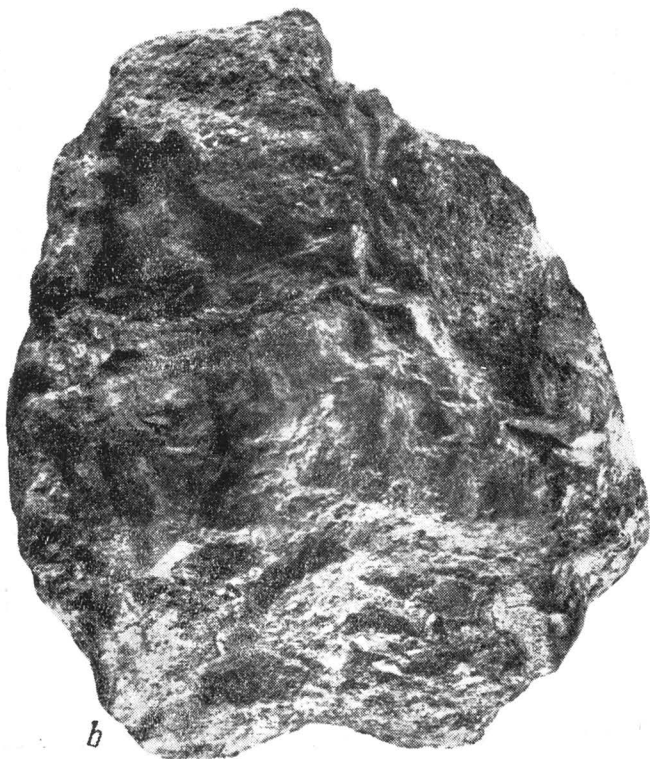
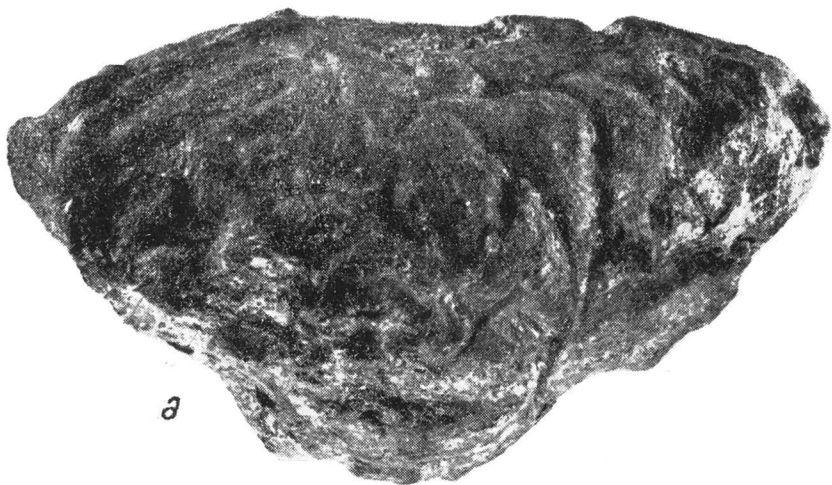
auf den Schädelknochen abgebildet sind; infolgedessen ist der Hirnhöhlenabdruck von *Hipparion* nur scheinbar weniger kompliziert als er in Wirklichkeit gewesen war.

I. Simionescu [25] hat vor vielen Jahren in der Fauna von Tschimischlia einen Hirnhöhlenabdruck von *Hipparion gracile* Kaup untersucht. Gelegentlich dieses Studiums ist er zu der Schlußfolgerung gelangt, daß im Verhältnis zur Schädelgröße und zu den Körpermaßen im allgemeinen, die zentrale Nervenmasse dieser Gattung verhältnismäßig größer war



Tafel I a — *Hipparion gracile* Kaup, Rückseite des natürlichen Hirnhöhlenabdruckes (1/1).

b — *Hipparion gracile* Kaup, P2—P3 (1/1).



Tafel II a — *Hipparion gracile* Kaup, Seitenfläche des natürlichen Hirnhöhlenabdruckes (1/1).

b — Desgleichen, Unterseite.

als diejenige eines heutigen *Equus* von mittlerer Größe (auf dessen Abmessungen bezogen).

Beim Vergleich der beiden Hirnhöhlenabdrücke, desjenigen von Putna aus dem unteren Mäotian und von Tschimisclia aus dem oberen Mäotian ergeben sich folgende Bemerkungen:

Aus den Abmessungen und der Berechnung der Indizes geht hervor, daß der Abdruck von Putna im allgemeinen niedriger ist und weniger stark entwickelte Stirnlappen besitzt als das Exemplar von Tschimisclia. Hinsichtlich der Stirnlappen entspricht diese Bemerkung den Angaben von L. Gabunia [13] bezüglich der stufenweisen Entwicklung dieser Teile bei den *Hipparion*-Arten von immer jüngerem geologischem Alter.

Was jedoch die komplexe Ausbildung des Palliums anbetrifft, so beweist der Hirnhöhlenabdruck von Putna zur Genüge, wie im übrigen auch derjenige von Tschimisclia, daß dieses ebenso kompliziert war wie beim heutigen Pferd.

Hinsichtlich der Entwicklung des Zentralnervensystems beim *Hipparion* ist die bekannte Forscherin auf dem Gebiet der Paläoneurologie T. Edinger*, auf Grund ihrer Studien über die Entwicklung der Schädelorgane der Equiden-Reihe, im Jahre 1949 zum gleichen Schluß gelangt, zu dem auch I. Simionescu [25] im Jahre 1933 gekommen war. Wie auch I. Simionescu, behauptet sie in dieser Hinsicht, daß sich mindestens die großen Exemplare von *Hipparion* auf der gleichen Entwicklungsstufe wie *Equus* befanden.

Trotzdem diese Behauptungen die fortschreitende Entwicklung der Schädelorgane der Equiden scheinbar verneinen, so sind sie doch durch das Studium eines schlüssigen Materials begründet, wie es im übrigen auch bei dem hier Vorgelegten der Fall ist.

Hinsichtlich der geschichtlichen Entwicklung der Equiden wird allgemein anerkannt, daß von *Merychippus* zwei unterschiedliche Entwicklungsreihen ausgegangen sind, einerseits die Plihippiden, von denen sich weiterhin die heutigen Equiden abgesondert haben, und andererseits die *Hipparion*-Linie, deren von den Plihippiden unabhängige Entwicklung in Europa im oberen Pliozän zu Ende geht. Die unabhängig sich entwickelnde und gleichzeitig im Schwinden begriffene *Hipparion*-Linie hat in der Entwicklung des Zentralnervensystems schneller ein Höchststadium erreicht, welches mit demjenigen der entwickelten Equiden verglichen werden kann.

LITERATUR

1. ANTHONY R., *Anatomie comparée du cerveau*, Paris, 1928.
2. ATANASIU SAVA, *Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen. Festschrift P. Poni*, Iași, 1906.
3. — *Mamiferele terțiare din România*, An. Inst. Geol. Rom., 1907, 2.
4. BARBU I., *Catalogul vertebratelor fosile din România*, Acad. Rom., Mem. sect. št., III. Serie 1930, 7, 2.
5. BERA AL., *Prezența lui Hipparion gracile Kaup, în depresiunea Cîmpulungului (Reg. Pitești)*, D.d.s.ale șed. Com. Geol. 1959, 42, 1954—1955.

* s. [13].

6. CIOCIŢEL R., *Le Néogène de la partie méridionale du département de Pulna*, An. Com. Geol., 1950, **23**,.
7. DUMITRESCU I., *Le Néogène de la région Caşin-Haloş (dép. de Bacău)*, C. R. Inst. Geol. Rom., 1948, **30**, 1941—1942.
8. — *Studiul geologic al regiunii dintre Oituz şi Coza*, An. Com. Geol., 1952, **24**.
9. EDINGER T., *Über einige fossile Gehirne*, Pal. Zeitschr., 1928, **9**.
10. — *Die fossilen Gehirne*, Ergebnisse der Anatomie und Entwicklungsgeschichte, 1929, **28**.
11. — *Frontal sinus evolution (particularly in the Equidae)*, Bull. of the Mus. of Compar. Zool. at Harvard College, 1950, **103**, **8**.
12. — *Objet et résultats de la paléoneurologie*, Colloque internat. de Paléontologie, Paris, 1956.
13. ГАБУНИЯ Л. К., *К вопросу о прогрессивном развитии и филогенезе млекопитающих*, Труды палеобиологического отдела, Акад. Наук Грузинской ССР, 1954, **2**.
14. GAUDRY A., *Sur quelques Mammifères fossiles de la Roumanie*, Bull. Soc. Géol. France, 1872.
15. ГРОМОВА В., *Гиппарион*, Акад. Наук СССР. Труды Палеонт. Инст., 1952, **36**.
16. KUBACZA A., *Schädelfragment, Nasen- und Hirnhöhle-Steinkerne eines pliozänen Equiden aus Gyúgy, Paläobiologische Untersuchungen aus Ungarn*, Geol. Hungarica, Ser. Pal. 1932, **10**.
17. MACAROVICI N., *Asupra faunei de mamifere de la Giurceni*, Acad. Rom., Mem. sect. şt., III. Serie, 1938, **14**.
18. — *Le bassin de Comăneşti (dép. de Bacău — Roumanie)*, Ann. scient. Univ. Jassy, 1941.
19. — *Cercetări geologice în Sarmatianul Podişului Moldovenesc*, An. Com. Geol., 1955, **28**.
20. — *Mammifères fossiles du Sarmatien de Păun (Jassy)*, Anal. St. Univ. « Al. I. Cuza », Iaşi, N. S., 1958, **4**, **1**.
21. SEVASTOS R., *Limita Sarmatianului, Meotianului şi Pontianului între Siret şi Prut*, An. Inst. Geol. Rom., 1922, **9**, 1915—1920.
22. SIMIONESCU I., *Hipparion gracile en Roumanie*, Ann. scient. Univ. Jassy, 1902.
23. — *Vertébrates pliocènes de la Măluşteni (Covurlui)*, Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi, 1930, **9**, **49**.
24. — *Les Vertébrés pliocènes de Bereşti*, Bull. Soc. Roum. Géol., 1933, **1**.
25. — *Sur quelques cerveaux fossiles...*, Bull. Soc. Roum. Géol., 1934, **2**.
26. — *La faune à Hipparion en Roumanie*, Festschrift Gr. Antipa, Bukarest, 1938.
27. STOICA C., *Bazinul Comăneşti (Bacău)*, Anal. Univ. « C. I. Parhon », Serie Naturwissenschaften, 1956, **9**.



CHIMISME DES ROCHES DOLOMITIQUES DE HUNEDOARA*)

PAR

MIRCEA SAVUL

MEMBRE CORRESPONDANT DE L'ACADÉMIE DE LA R.P.R.

ET

VIRGIL IANOVICI

HISTORIQUE

L'étude géologique de la région de Poiana Ruscă a commencé par l'ouvrage de caractère général *Geologie Siebenbürgens*, publié en 1863 par F. v. Hauer et G. Stache [5], qui donne une description sommaire du complexe cristallin, y compris les roches calcaires.

Depuis cette date, toute une série d'observateurs se sont succédé : Fr. Posepny (1871) [10] qui, décrivant les gisements de minerai de fer de Ghelar, présente aussi les caractères généraux des roches du complexe cristallin ; Fr. Schafarzic (1900) [16] [17], qui étudie et décrit les roches cristallines, les roches éruptives, les minéralisations et le complexe des roches sédimentaires, en précisant à cette occasion que les calcaires sont intercalés dans les schistes phylliteux ; I. Halaváts (1902) [3] [4], qui présente des données sur le complexe cristallin et décrit les massifs de calcaires cristallins dolomitiques. Des travaux plus récents, sur les massifs de roches carbonatées de la région de Hunedoara, ont été effectués, dans le cadre du Comité géologique de la République Populaire Roumaine, par Al. Codarcea¹, Lazăr Pavelescu [8] [9], Radu Dimi-

* Cette étude a été publiée dans « Studii și cercetări de geologie Acad. R.P.R. », 1959, 4, 1, 59.

¹ Al. Codarcea, *Raport asupra rezervelor de minereu de fier ale reg. Teliuc-Ghelar din partea de est a munților Poiana Ruscă* (Rapport sur les réserves de minerai de fer de la région Teliuc-Ghelar, de la partie Est du massif Poiana Ruscă) (manuscrit), Archives du Comité géologique, 1948.

trescu¹, Corneliu Drăghici² et Paul Ciornei³, qui ont dressé des cartes et effectué des prospections et des explorations, surtout pour les gisements de minéral de fer de Teliuc et de Ghelar ou pour les calcaires dolomitiques situés à l'Ouest de Hunedoara.

A propos du faciès d'engrenage des calcaires et de la partie supérieure des schistes séricito-quartzitiques, Al. Codarcea relève le fait que la masse des calcaires dolomitiques de Hunedoara est divisée, aux points superposés, par des interstratifications plus ou moins épaisses de schistes.

L. Pavelescu montre que les calcaires cristallins ainsi que les calcaires dolomitiques forment un complexe fortement tectonisé, constitué par une masse blanche de calcaire pur, bien cristallisé, qui, dans les zones supérieures, vers la surface, se transforme en une masse plus finement cristallisée, de couleur blanc grisâtre, jaunâtre ou gris verdâtre, de calcaire dolomitique; les masses de roches carbonatées, tant celles à faciès épizonal que, plus rarement, celles à faciès mésozonal, se présentent sous des aspects lenticulaires ou de couches intercalées entre les schistes cristallins.

R. Dimitrescu signale des niveaux de brèches calcaires dans la masse des calcaires dolomitiques située à l'Ouest de Hunedoara et de nombreuses lentilles de schistes cristallins, intercalés dans les calcaires massifs.

C. Drăghici et P. Ciornei présentent les résultats des travaux d'exploration du massif des calcaires dolomitiques de la région qui fait l'objet de cette étude géochimique.

Les roches carbonatées du massif Poiana Ruscă ainsi que le complexe de schistes cristallins sont considérés d'âge paléozoïque ancien (Al. Codarcea) ou, d'après certaines fructifications de Characées, déterminées dans les calcaires de Hunedoara, d'âge dévonien et même plus récent (R. Dimitrescu), ce qui confirme l'affirmation faite par I. Halaváts dans ce sens.

A l'occasion de recherches effectuées sur les roches dolomitiques de Hunedoara, afin d'obtenir de l'oxyde de magnésium, C. Gh. Macarovici et Em. Lauby [7] publient une étude, où ils donnent l'analyse chimique d'un échantillon moyen de dolomie, ayant les teneurs suivantes : SiO_2 0,25 % ; Fe_2O_3 0,46 % ; Al_2O_3 0,33 % ; CaO 31,15 % ; MgO 21,62 % ; pertes par calcination 46,62 % (traces de TiO_2 et MnO).

¹ Radu Dimitrescu, *Raport geologic definitiv asupra cercetărilor din Poiana Ruscă* (Rapport géologique définitif sur les recherches de Poiana Ruscă) (manuscrit), Archives du Comité géologique, 1952.

² Corneliu Drăghici, *Raport asupra lucrărilor de explorare pentru calcare dolomitice din șantierul Hunedoara* (Rapport sur les travaux d'exploration pour des calcaires dolomitiques du chantier de Hunedoara) (manuscrit), Archives du Comité géologique, 1954.

³ Paul Ciornei, *Raport geologic asupra calcarelor dolomitice de la Hunedoara* (Rapport géologique sur les calcaires dolomitiques de Hunedoara) (manuscrit), Archives du Comité géologique, 1955.

INTRODUCTION

Le chimisme des roches carbonatées de Roumanie a fait jusqu'à présent l'objet de toute une série d'études géochimiques, à l'aide de la méthode statistique basée sur la loi des grands nombres, où l'on interprète les données de nombreuses analyses chimiques.

Le but de ces travaux a été de déterminer la distribution des divers éléments composants, majeurs ou mineurs, le rapport de distribution des calcaires et dolomies dans une même formation géologique, leur dissémination régionale, les relations entre les divers éléments composants, la classification des roches carbonatées, les conditions de genèse, ainsi que certaines données qui pourraient jouer un rôle économique.

Pour la classification chimique des roches, on a utilisé la représentation graphique, proposée par S. G. Vichnéakov (cité en [12]), et la projection des moyennes arithmétiques des analyses chimiques, selon le diagramme chronologique de A. P. Vinogradov [20].

M. Savul et A. Movileanu [15] se sont occupés du chimisme des calcaires et dolomies du cristallin de la Bistrița, M. Savul et V. Botez [13], M. Savul, V. Ababii et P. Jeanrenaud [14] ont étudié le chimisme des calcaires et dolomies triasiques des Carpates orientales, M. Savul et V. Ianovici¹ se sont occupés du chimisme des calcaires et dolomies (cristallins, triasiques, jurassiques, crétacés et éocènes) des Carpates orientales; les chercheurs mentionnés ci-dessus ont constaté une augmentation générale de la teneur en calcium et une baisse générale de la teneur en magnésium des roches carbonatées, dans les schistes cristallins, jusqu'aux calcaires éocènes et, entre le Trias et le Jurassique, un passage brusque des dépôts riches en dolomies aux calcaires à faible teneur en magnésium.

Les auteurs se proposent d'examiner, dans cette étude, le chimisme des roches dolomitiques de la région située à l'Ouest de la ville de Hunedoara, comprise entre la vallée de Zlaști, au Nord, la vallée Govârdja, au Sud, la vallée de la Cerna, à l'Est, et une ligne qui traverse la montagne Pieptul (cote 678 m), à l'Ouest.

A l'occasion des travaux de prospection et d'exploration² on a recueilli dans cette zone des échantillons de roches carbonatées. Les analyses chimiques de 45 échantillons, dont les données sont utilisées dans cet ouvrage, ont été exécutées dans les laboratoires du Comite géologique.

POSITION GÉOLOGIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE LA RÉGION
DE HUNEDOARA

La région du massif Poiana Ruscă est constituée d'un complexe, prédominant, de schistes cristallins épizonaux et mésozonaux, où se trouvent intercalées, surtout sous forme de couches, d'importantes masses

¹ M. Savul et V. Ianovici, *Chimismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali* (Chimisme des calcaires et dolomies des Carpates orientales), communication présentée à la Conférence Carpato-Balkanique, Kiev, 1958.

² Corneliu Drăghici, *op. cit.*

de roches carbonatées, de calcaires, de dolomies et de sidérites. A l'intérieur des masses de roches carbonatées, on rencontre souvent des corps lenticulaires de schistes cristallins, formés de schistes quartzito-sériciteux, de schistes phylliteux talqueux ou sériciteux, de quartzites et, plus rarement, de phyllites à biotite.

La masse des roches carbonatées de Hunedoara, appartenant au complexe cristallin du massif Poiana Ruscă, est en grande partie recouverte de dépôts tortoniens, limitant vers le Nord et vers l'Est la formation des calcaires et dolomies. Au milieu de cette zone, les roches carbonatées sont recouvertes d'un lambeau isolé de dépôts tortoniens. Vers le Sud-Est et le Nord-Ouest, la masse des roches carbonatées est limitée par les schistes cristallins épizonaux, le contact entre ces deux formations apparaissant de façon visible aux environs du confluent des ruisseaux Ursu et Cărbunele avec celui de Cerna, ou bien dans la vallée du ruisseau Govădja, vers le Sud-Est, et dans la vallée du ruisseau Zlaștile, vers le Nord-Ouest.

Au contact de la zone du confluent des ruisseaux Ursu et Cărbunele avec le ruisseau Cerna, les schistes cristallins quartzito-séricitiques ont une direction N 65 V—N 70 V et une inclinaison N 45—55° et apparaissent à la base du complexe des roches dolomitiques.

Le schiste cristallin à aspect phylliteux contient des granules de limonite, produits par l'altération des cristaux de pyrite ou de sidérite. L'étude microscopique des coupes minces révèle une texture schisteuse parallèle, avec une structure lépidoblastique.

Dans la halde d'une galerie d'exploration de la vallée du ruisseau Ursu, on a trouvé, par surcroît, des schistes noirs, dont la couleur provient de la présence d'un pigment charbonneux d'origine primaire sapropélique, parallèlement auquel s'est produit le sulfure de fer qui imprègne les roches schisteuses.

ROCHES CARBONATÉES

Les roches carbonatées du massif à l'Ouest de la ville de Hunedoara sont en général représentées par des dolomies massives à texture finement granulaire, de couleurs variées, blanc grisâtre, grisâtre, gris violacé, jusqu'au noir.

Au contact des schistes cristallins des vallées de l'Ursu et du Cărbunele, la dolomie de couleur blanc grisâtre présente une texture faiblement rubanée, plus évidente sur la surface d'altération au contact immédiat des schistes quartzito-sériciteux.

Les roches dolomitiques du massif à l'Ouest de la ville de Hunedoara sont en général largement mises au jour par une série de carrières, tant dans la vallée de la Cerna que dans celle de Zlaști — la carrière faisant face au ruisseau Cerchez, la carrière au confluent du ruisseau Ejul et celle de Brazi, toutes dans la vallée de la Cerna, et les carrières Zlaști, Grohotea et Banya, toutes dans la vallée de Zlaști — ainsi que par une série de ruisseaux ou de torrents qui ont lavé la couverture de sol.

La roche présente parfois une texture massive, finement granulaire, d'autres fois, une texture rubanée imprimée par une stratification initiale, à alternances strictement parallèles des dépôts, rendue évidente par des nuances de couleurs, tant pour les types de couleur claire (blanc grisâtre, blanc jaunâtre) que pour les types de couleur foncée (gris-noir et noir).

Les dolomies de couleur claire, blanc grisâtre et blanc jaunâtre, étudiées sur des coupes minces, présentent une structure granoblastique, hétéroblastique, à tendance de schistisation par cristallisation. La texture en est évidemment parallèle.

La masse de la roche est presque entièrement formée de carbonate. Le quartz n'apparaît que d'une manière accessoire et très rarement, en fines intercalations stratiformes. On rencontre des cristaux parfaitement idiomorphes, cubiques, de pyrite, pseudomorphisés en limonite. Dans les bandes où la pyrite se rencontre plus fréquemment, on observe la limonitisation des fissures ou des granules de carbonate par des pellicules d'hydroxydes de fer. On ne remarque pas de cristaux d'ankérite.

Les dolomies de couleur foncée, gris-noir et noir, étudiées sur des coupes minces, présentent une structure cristalloblastique et une schistosité à aspect de cristallisation, la roche acquérant une texture parallèle.

Dans la masse des roches, on observe aussi des granules de pyrite, cubiques et opaques, certains d'entre eux transformés en hydroxydes de fer.

Le pigment noir, qui apparaît dans les roches carbonatées aussi bien que dans les schistes du complexe cristallin, représente des particules charbonneuses, provenant de substances caustobiolithiques, qui accompagnent le sédiment primaire, dans un milieu sédimentaire où se sont également formés les cristaux de pyrite.

Certaines bandes de dolomies noires contiennent des intercalations locales de silice cryptocristalline, formées par dépôt ultérieur des solutions qui ont circulé, le long des fissures, dans la roche carbonatée.

Dans certaines roches carbonatées-dolomitiques de la région, on observe des phénomènes secondaires de silicification, le quartz apparaissant même parfois sous forme de petits filons blancs, qui contrastent avec la couleur, grise ou noire, de la roche dolomitique.

DISSÉMINATION DES DIFFÉRENTES VARIATIONS DES DOLOMIES

Groupées selon leurs caractères visibles, les dolomies ne forment pas de masses importantes isolément, mais peuvent apparaître sous divers aspects au même endroit, sur une surface restreinte.

Ainsi, dans la halde située à l'embouchure du ruisseau Ursu, dans le voisinage de la zone de contact entre les dolomies et les schistes cristallins, on trouve des dolomies, extraites d'une galerie d'exploitation, blanches, grises, jaunes, noires, noires siliceuses, des schistes noirs et des schistes fortement altérés, imprégnés de limonite secondaire.

Nous donnons, dans le tableau 1, une statistique sur les différentes espèces de roches rencontrées dans une série d'affleurements de la région étudiée.

Tableau 1

Distribution des variétés de roches

Aspect de la roche	Embouchure du ruisseau Ursu	Ruisseau Cerna	Carrière Corps IV	Ruisseau Cerchez	Embouchure du ruisseau Mare	Confluent du ruisseau Eju	Carrière Corps III	Carrière Corps I	Brazi	Village Zlaști Ouest	Est village Boj	Zlaști T 11	Boj T 13	Boj T 14	Ouest Zlaști T 15	Carrière Corps IV	Nombre de cas
Dolomie blanche	+				+	+		+									4
Dolomie jaune	+		+	+				+									4
Dolomie grise	+	+		+	+	+	+	+		+	+	+		+	+	+	13
Dolomie noire	+	+										+	+				4
Dolomie couches siliceuses	+	+		+	+								+				4
Couches totalement silicifiées			+	+	+										+		4
Schistes	+						+										2
Schistes noirs	+																1

Il ressort du tableau 1 que les dolomies grises sont les plus répandues, tandis que d'autres variétés le sont beaucoup moins.

Il faut aussi remarquer que les intercalations siliceuses sont assez fréquentes et que parfois apparaissent même des couches entièrement siliceuses.

Des intercalations de schistes apparaissent plus rarement.

CHIMISME DES ROCHES DOLOMITIQUES

1. TENEUR EN CaCO_3 DES ROCHES CARBONATÉES

D'après les données analytiques des roches carbonatées de Hunedoara, on a calculé la proportion de CaCO_3 nécessaire, pour chaque roche en particulier, à la formation du minerai dolomie $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, et le reste a été considéré calcite libre CaCO_3 .

Sur un nombre de 34 roches carbonatées de Hunedoara, 2 seulement ont une teneur de 90–95% en calcite libre et sont, par conséquent, calcaires, tandis que, du reste de 32 échantillons, 24 ont une teneur de 0–10%, 6, de 10–20% et 2, de 20–30% calcite libre.

L'histogramme de la figure 1 construit par classes de 2–5% de CaCO_3 libre donne une courbe asymétrique, avec un maximum de fréquence pour la teneur de 0 à 2,5 $\text{CaCO}_3\%$, les cas à teneur plus élevée étant de plus en plus rares, surtout pour des teneurs supérieures à 12,5 $\text{CaCO}_3\%$. La moyenne arithmétique $M_{32} = 7,11 \text{ CaCO}_3\%$ est plus élevée que la valeur correspondant au maximum de fréquence, étant donné qu'un petit nombre d'échantillons à forte teneur compensent un grand nombre de cas à faible teneur.

Pour calculer cette moyenne arithmétique, on n'a tenu compte que des roches carbonatées appartenant au côté gauche de l'histogramme, c'est-à-dire des roches dolomitiques, et on n'a pas introduit les deux cas aux valeurs supérieures à 90% de calcite libre, qui représentent des calcaires proprement dits, donc d'autres roches, ayant un chimisme différent.

La forme asymétrique de la courbe montre que la distribution du CaCO_3 libre dans les roches dolomitiques est du type lognormal c'est-à-dire

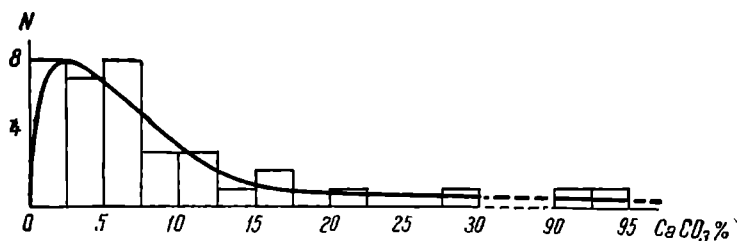


Fig. 1. — Fréquence de la teneur en CaCO_3 libre des roches carbonatées de Hunedoara.

que, si l'on prend à l'abscisse les valeurs logarithmiques des teneurs en CaCO_3 libre, la courbe devient symétrique.

2. TENEUR EN MgCO_3 DES ROCHES CARBONATÉES

Dans l'histogramme de la figure 2, on a noté les teneurs totales en MgCO_3 des roches carbonatées, y compris celles qui rentrent dans la composition de la dolomie $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. A l'abscisse, on a indiqué la teneur théorique de 45,73 $\text{MgCO}_3\%$, de la dolomie pure.

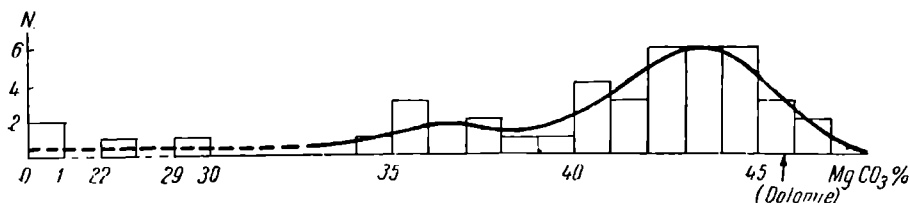


Fig. 2. — Fréquence de la teneur totale en MgCO_3 par classes, établies à raison de 1% de MgCO_3 .

Sur cet histogramme, construit par classes de 1 $\text{MgCO}_3\%$ on observe l'apparition d'un maximum principal, pour une teneur comprise entre 42 et 45 $\text{MgCO}_3\%$ donc, moins qu'il n'est nécessaire pour former la dolomie pure.

D'un autre côté, on constate qu'il existe des roches ayant une teneur en MgCO_3 plus élevée que 45,73%, donc, plus qu'il n'en faut pour consommer tout le CaCO_3 nécessaire à la formation du minéral dolomie.

A cette catégorie, on peut ajouter aussi d'autres cas, dans lesquels apparaissent des proportions plus petites, le plus souvent rapprochées de la valeur 45,73 $\text{MgCO}_3\%$, mais qui sont tout de même des dolomies à excès de magnésium, du fait qu'elles ne renferment pas également la quantité de CaCO_3 suffisante pour satisfaire à l'entière teneur en MgCO_3 sous forme de dolomie.

Parmi les roches de Hunedoara on a trouvé les cas suivants de dolomies à excès de MgCO_3 (tableau 2).

Tableau 2

Dolomies à excès de MgCO_3

Localité	MgCO_3 total %	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ %	Excès de MgCO_3 %
Ruisseau Mare	44,47	92,29	2,74
Ruisseau Ursu	29,29	46,40	7,88
Vallée Zlaști	43,07	88,73	2,51
Vallée Zlaști	46,26	96,94	1,90
Côte Morii	45,94	98,94	0,70
Carrière Zlaști	45,08	97,50	0,47
Corps IV	46,78	98,72	2,27

Dernièrement, E. K. Frolova [2] a montré que, parmi les dolomies à anhydrite des dépôts permien inférieurs, des régions Kouibychiev et Saratov, on trouve différents teneurs en magnésite libre, dans des proportions qui peuvent varier entre 0,2 et 75% de la masse rocheuse. Au cas où les dolomies n'ont qu'une teneur peu importante de magnésite libre, cette dernière n'est pas visible au microscope, soit du fait qu'elle s'y trouve sous forme pulvérulente, très fine, soit qu'elle s'y trouve sous forme de mélange isomorphe dans la dolomie.

Les faibles excès de MgCO_3 des roches dolomitiques de Hunedoara seraient donc de cette nature.

3. CLASSIFICATION CHIMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE HUNEDOARA

Nous appliquerons le triangle de S. G. Vichnéakov (cité d'après [12]) pour la classification chimique des calcaires et dolomies, comme nous l'avons déjà fait pour d'autres études sur le chimisme de ces roches. Sur ce triangle de projection des analyses des roches carbonatées, les principaux composants, dont la somme est réduite à 100% : à savoir, $\text{CaCO}_3 + \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + (\text{Ins.} + \text{R}_2\text{O}_3) = 100$, sont inscrits dans les angles.

Le triangle de S. G. Vichnéakov a l'avantage de donner une classification chimique quantitative des roches carbonatées. Pour chaque type de roche, on trouve, à l'intérieur du triangle, une cellule qu'on a également désignée d'un nom spécifique.

La figure 3 représente le triangle de S. G. Vichnéakov, avec les projections des analyses des roches carbonatées de Hunedoara. L'examen de ce diagramme révèle que certaines cellules du triangle de S. G. Vichnéakov contiennent des roches de Hunedoara, mais que la plupart en sont dépourvues.

A remarquer que, si l'on emploie le triangle de S. G. Vichnéakov, les dolomies mentionnées ci-dessus, contenant un excès de MgCO_3 , ne

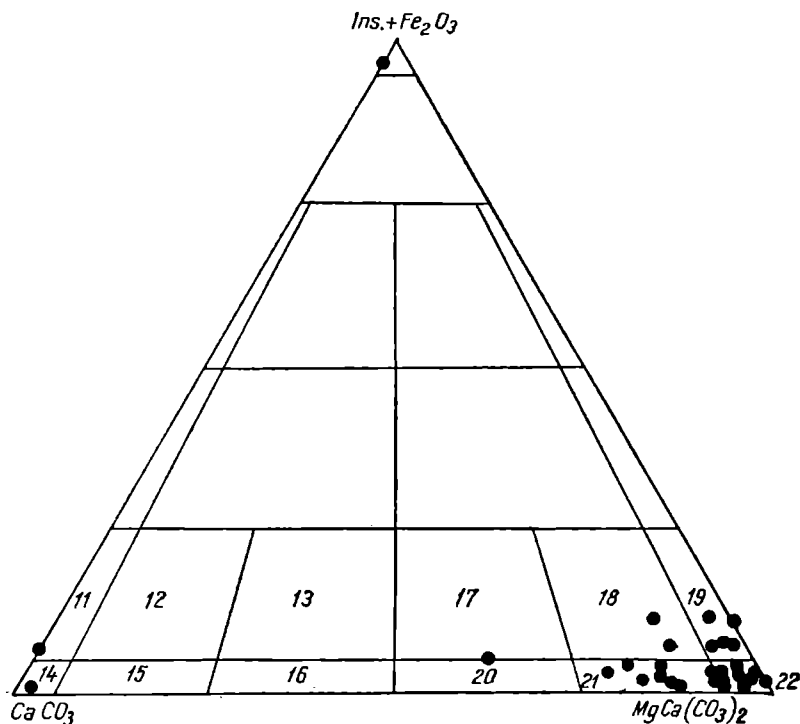


Fig. 3. — Triangle de S. G. Vichnéakov, avec les projections des analyses de roches carbonatées de Hunedoara. Les cellules : 11, calcaires argileux ; 14, calcaires purs ; 18, dolomies faiblement calcaires - argileuses ; 19, dolomies argileuses ; 20, dolomies calcaires ; 21, dolomies faiblement calcaires ; 22, dolomies pures.

sont pas projetées. C'est pourquoi, pour de telles roches, on doit avoir recours à un triangle supplémentaire de projection, dans les angles duquel on place, cette fois-ci, les composants $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; MgCO_3 ; ($\text{Ins.} + \text{R}_2\text{O}_3$).

Sur le triangle supplémentaire de la figure 4, on constate que les projections des analyses s'accumulent vers l'angle $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, quelques-unes étant même très rapprochées, de sorte que les roches peuvent être considérées comme des dolomies pures, de même que celles à très faible teneur en CaCO_3 libre.

De l'examen de ces deux triangles de projection, résultent diverses distributions des différents types de roches carbonatées, qui sont consignés sur le tableau 3.

On voit donc que, dans la région de Hunedoara, les dolomies pures et faiblement calcaires prédominent et qu'un grand nombre de ces roches ne contiennent que certaines proportions de matériaux étrangers, insolubles.

On n'a établi qu'un seul cas de « dolomie calcaire » et il se peut que cette composition ne soit que le résultat apparent, dû à l'existence de couches séparées de dolomie et de calcaire, prises dans un même échantillon recueilli en série, sur une distance de plusieurs mètres.

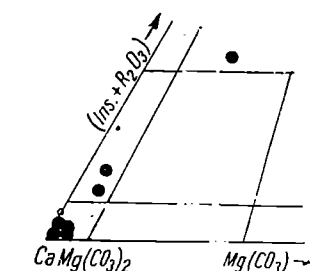


Fig. 4. — Distribution des dolomies à excès de magnésium.

Sur la figure 5, les projections des analyses du triangle de S. G. Vichnéakov ont été représentées à une grande échelle. D'après la distribution des points de projection, des isolignes d'égale densité ont été tracées à l'aide d'une méthode analogue à celle appliquée à l'analyse pétrologique structurale.

Tableau 3

Distribution des roches carbonatées

Dénomination de la roche	Triangle S.G. Vichnéakov		Triangle supplém.	Total des cas
	Cellule	Nombre de cas	Nombre de cas	
Calcaires argileux	11	1		1
Calcaires purs	14	1		1
Dolomies calcaires	20	1		1
Dolomies faiblement calcaires	21	14		14
Dolomies pures	22	15	4	19
Dolomies faiblement calcaires-argileuses	18	2		2
Dolomies argileuses	19	4	2	6
Dolomies argileuses faiblement magnésitiques	—	—	1	1
Total des cas		38	7	45

Le diagramme de la figure 5 fait ressortir deux maxima de fréquence, correspondant aux rapports suivants :

Fréquence %	8	5
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ %	95,0	92,2
CaCO_3 %	0,0	6,5
$(\text{Ins.} + \text{R}_2\text{O}_3)$ %	5,0	1,3
Dénomination	Dolomie pure	Dolomie faiblement calcaire

Ces deux maxima indiquent deux positions, d'une fréquence plus élevée, dans la variation des conditions de formation des dolomies. Les conditions qui ont permis la formation des roches à excès de MgCO_3 sont mises en évidence par un maximum de 8%.

A. V. Kazakov et ses collaborateurs [6] ont essayé de déterminer expérimentalement les conditions physico-chimiques où peuvent se former des dépôts de dolomies et de carbonate de magnésium, dans le cas du

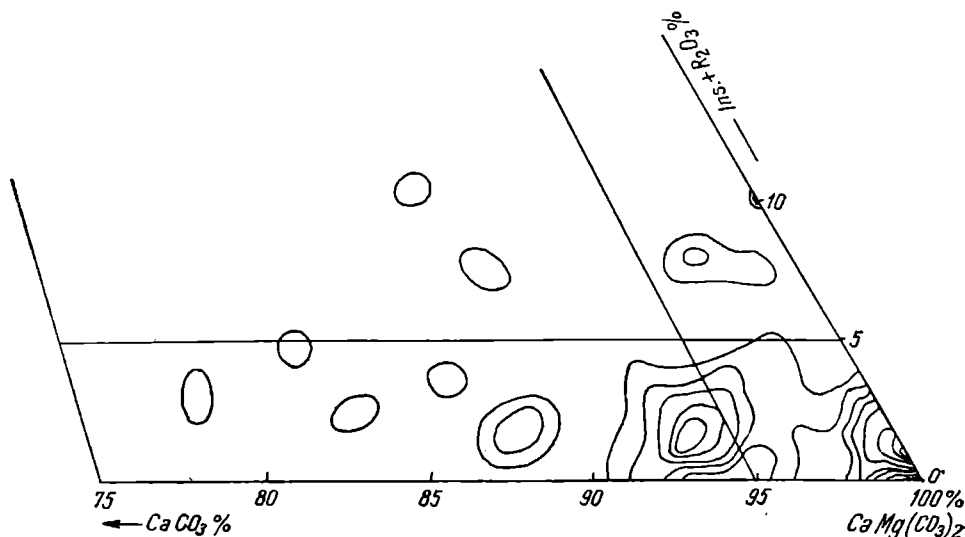


Fig. 5. — Projection des analyses sur le triangle de S. G. Vichnéakov.

système $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, dans l'eau de mer. On a constaté que, à la température de 15–24°C, la dolomie ne se forme pas.

Suivant les expériences de A. V. Kazakov, le magnésium peut se déposer à une température de 60°C par exemple, si la réserve alcaline est $A \approx 6,8$ milligrammes équivalents/litre, la concentration de $\text{CaO} < 50$ mg/litre, et si la concentration de bicarbonate de magnésium et la pression de CO_2 sont relativement élevées. Pour la formation des dolomies, une concentration de $\text{CaO} > 50$ mg/litre est nécessaire. A des températures plus basses, l'alcalinité doit être plus élevée.

Donc, pour la formation des dolomies à excès de magnésium, ce qui, d'après les expériences de A. V. Kazakov semble possible, l'eau de mer doit également avoir, outre certaines conditions de pH, une réserve alcaline élevée, les autres conditions physico-chimiques nécessaires étant aussi satisfaites.

4. TENEUR EN FER DES ROCHES DOLOMITIQUES DE HUNEDOARA

Dans les roches carbonatées de Hunedoara, le fer se présente sous l'aspect d'un élément mineur. L'histogramme de la teneur en fer (exprimé dans les données analytiques par Fe_2O_3), construit par classes de 0,20 $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$, présente une courbe asymétrique ayant un maximum de fréquence pour des valeurs comprises entre 0,2 et 0,4 $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$. La valeur minimum pour la teneur en Fe_2O_3 est de 0,12 $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$ et la valeur maximum est de 1,82 $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$, les valeurs supérieures à 1% étant rares (fig. 6).

La comparaison avec la teneur en fer des dolomies du Cristallin des Carpates orientales révèle une analogie évidente. D'après les analyses

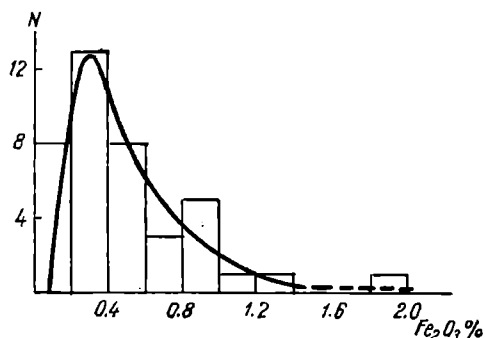


Fig. 6. — Distribution du fer dans les roches carbonatées de Hunedoara.

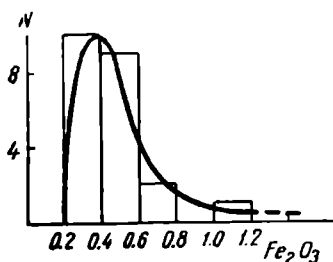


Fig. 7. — Fréquence de la teneur en fer des dolomies du cristallin des Carpates orientales.

chimiques publiées par M. Savul et A. Ciortan-Movileanu [15], la distribution du fer, exprimé en Fe_2O_3 , est représentée sur la figure 7. On remarque que, dans le cas des dolomies cristallines des Carpates orientales, le maximum de fréquence apparaît également entre 0,2 et 0,4 $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$; nous spécifierons cependant qu'à Hunedoara on trouve aussi des dolomies à teneur inférieure à 0,2 $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$, ce qui n'a pas été le cas pour les dolomies obtenues dans le Cristallin de Bistrița.

L'examen des coupes minces de roches de Hunedoara montre que le fer est compris dans la roche sous forme de sulfure et que, à la suite des processus d'altération, des imprégnations d'hydroxydes de fer se sont produites.

5. TENEUR EN SILICE DES ROCHES DOLOMITIQUES

L'histogramme pour la teneur en $\text{SiO}_2\%$ des roches carbonatées de Hunedoara montre qu'on ne trouve qu'exceptionnellement des valeurs plus grandes que 10 $\text{SiO}_2\%$ et que le maximum de fréquence survient

pour des valeurs comprises entre 0 et 1 $\text{SiO}_2\%$, ce qui donne à la silice un caractère de composant mineur.

Cette faible valeur du maximum de fréquence de la teneur en SiO_2 indique l'abondance avec laquelle s'est formé le dépôt dolomitique, par rapport à d'autres sédiments synchrones d'origine biogène, chimolytique ou détritique. Cependant, certaines variations des conditions générales de genèse ont provoqué un affaiblissement de la formation de carbonates et, en échange, la persistance des sédiments d'autre nature.

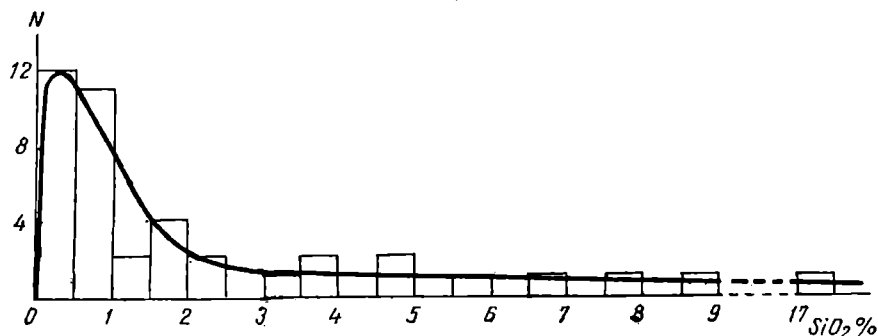


Fig. 8. — Histogramme de la teneur en SiO_2 par classes de 0,5% de SiO_2 .

C'est ainsi qu'on rencontre des intercalations concordantes siliceuses, représentant des lacunes dans le dépôt des sédiments carbonatés. Elles pourraient représenter, en partie, d'anciens sédiments silicolithiques biogènes et, en partie, des sédiments d'une autre nature.

On reconnaît, sur les coupes microscopiques, l'existence de schlieren concordants, contenant des granules de quartz.

6. TENEUR EN ALUMINE DES ROCHES CARBONATÉES

Dans les roches dolomitiques de Hunedoara, l'alumine représente, elle aussi, plutôt un élément mineur. L'histogramme du contenu de Al_2O_3 , par classes de 0,2 $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ chacune, donne une courbe complètement asymétrique, pour laquelle le maximum de fréquence correspond au contenu de 0,2 à 0,4 $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ (fig. 9).

Pour des teneurs supérieures à 2 $\text{Al}_2\text{O}_3\%$, le bras droit de la courbe se rapproche de l'abscisse. Cette augmentation du clark démontre l'existence de conditions favorables au dépôt de minéraux

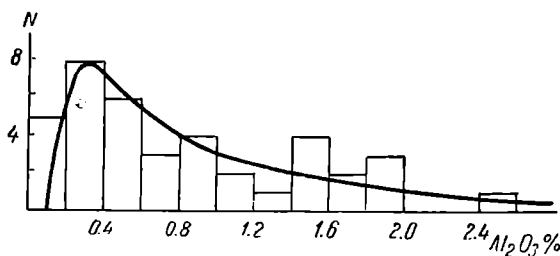


Fig. 9. — Histogramme de la teneur en alumine par classes de 0,2% Al_2O_3 .

d'aluminium en même temps que le dépôt carbonaté, ou encore, qu'il y a même eu des conditions de plus en plus défavorables au dépôt normal des carbonates.

7. RAPPORT $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$

Dans le diagramme de la figure 10 on a pris, à l'abscisse, les teneurs en $\text{SiO}_2\%$ des roches carbonatées de Hunedoara et, à l'ordonnée, à une autre échelle, celles en $\text{Al}_2\text{O}_3\%$.

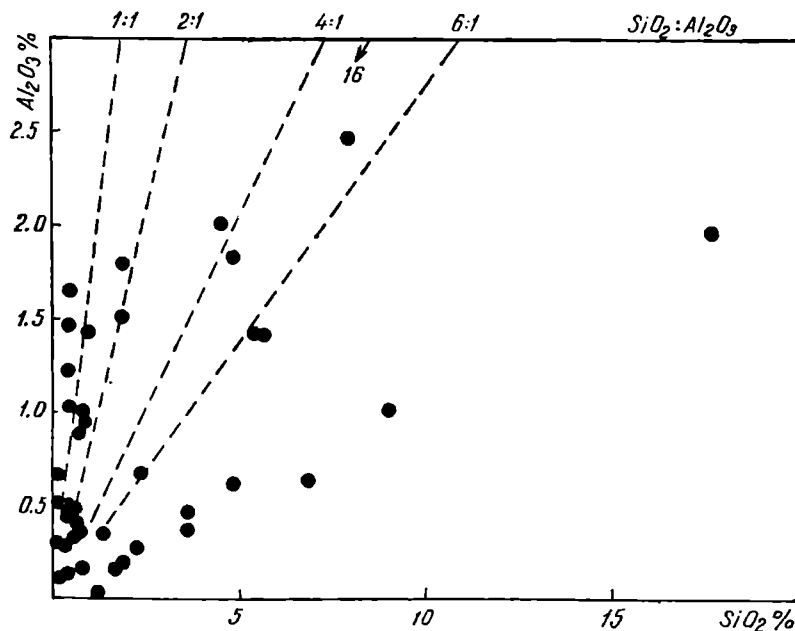


Fig. 10. — Les rapports $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ dans les roches carbonatées de Hunedoara.

On a superposé, sur le même diagramme, des droites dont l'inclinaison correspond aux différents rapports moléculaires $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ de certains minéraux d'aluminium qui pourraient apparaître dans des roches carbonatées. Parmi ceux-ci se trouvent les minéraux suivants :

1. $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ = Allophane
2. $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ = Kaolinite, halloysite, muscovite, pyrophyllite
3. $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ = Beidellite
4. $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ = Hydromica
5. $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ = Montmorillonite
6. $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ = Feldspath alcalin, biotite

Les projections des analyses tombant dans l'angle compris entre les droites Al_2O_3 et $2\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ possèdent un rapport correspondant aux mélanges entre Al_2O_3 , allophane, kaolinite ou muscovite, c'est-à-dire

que, dans le dépôt primaire, la possibilité a existé pour que de la matière argileuse — kaolinique à excès d'alumine, par exemple — se dépose en même temps que les carbonates. Dans le cas où une partie du SiO_2 est individualisée sous forme de quartz ou d'un autre minéral, d'une plus grande valeur pour le rapport $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, la proportion d'allophane ou de bauxite (Al_2O_3) croît encore, par compensation.

Les positions des projections de certaines analyses, à proximité de l'axe de l'ordonnée Al_2O_3 , viennent étayer l'hypothèse de l'origine sous-aquatique de certaines bauxites.

Les projections comprises entre les droites $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ et $6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ correspondent à des mélanges possibles de minéraux argileux, en différentes proportions : kaolinite, halloysite, beidellite, etc., de même qu'à des mélanges de matériaux qui pouvaient être des minéraux cristallins terrigènes, tels le mica ou le feldspath alcalin. La teneur en Al_2O_3 libre ne peut apparaître que par compensation d'une plus grande quantité de minéraux, dont le rapport $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ soit élevé ou même de SiO_2 .

Les projections comprises entre la droite $6 \text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ et l'abscisse SiO_2 correspondent à des mélanges de minéraux terrigènes : feldspath alcalin, biotite et quartz ou silice, qui peut également être de nature biotitique ou chémolytique.

L'échantillon 16, de la vallée du ruisseau Ursu, fait partie des intercalations de schistes apparaissant dans les roches dolomitiques. Cette roche, dépourvue de magnésium, contient 61,22 $\text{SiO}_2\%$ et 22,00 $\text{Al}_2\text{O}_3\%$. Suivant le rapport de ces deux composants, la projection de la roche tombe à l'intérieur de l'angle formé par les droites $4 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - 6 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$, il correspond par conséquent au rapport trouvé dans la partie insoluble de certaines dolomies.

Les minéraux argileux mentionnés ci-dessus peuvent prendre part à la formation de dépôts sous-aquatiques, dans certaines conditions physico-chimiques du milieu environnant.

Du tableau dressé par G. I. Teodorovici pour les *Faciès sédimentaires géochimiques des dépôts sous-aquatiques (surtout dans les eaux salées)*, cité par N.M. Strakhov [18], il ressort que les minéraux argileux cités, ainsi que d'autres, se déposent dans les intervalles de pH du milieu environnant indiqués sur le tableau 4.

Dorothy Carrol [1] a attribué certaines valeurs de pH du milieu environnant, pour différents minéraux argileux. Si l'argile arrive dans un milieu ayant d'autres caractéristiques, des modifications réciproques des valeurs du pH se produisent avec le temps, et la tendance d'arriver à un équilibre se manifeste. Les plus stables des minéraux argileux sont les kaolinite et halloysite.

Le tableau ci-après montre que les limites inférieures pour la dolomie et les limites supérieures pour la bauxite, ou pour certains minéraux argileux, sont rapprochées ou se confondent, avec un $\text{pH} \approx 7,2$. Par conséquent, pour des variations relativement faibles du pH, la cessation ou la continuation du dépôt de dolomie pouvait avoir lieu et il pouvait en résulter des résidus argileux contenant peu de dolomie ou de la dolomie avec peu de résidu argileux. Pris pour indicateur, le tableau de

G. I. Teodorovici donnerait des conditions générales de pH voisines de la valeur $\text{pH} \approx 7$.

Mais si l'on prend également en considération les conditions d'alcalinité, de pH, de pression partielle du CO_2 et de température, alors, évidemment, ces constatations peuvent être sujettes à certaines modifications.

Toutefois, N.M. Strakhov [18] a démontré que ces données, obtenues expérimentalement, surtout par des déterminations du pH par la

Tableau 4

Valeurs du pH de dépôt de certains minéraux composants des roches sédimentaires *)

SiO ₂ -Al ₂ O ₃	Dénomination	pH								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
0:1	Bauxite						—	—		
1:1	Allophane				□		—			
2:1	Kaolinite			—	□	—				
	Halloysite			□			—			
3:1	Beidellite							—		
5:1	Montmorillonite							—	—	
—	Dolomie								—	
—	Calcite								—	
—	Magnésite									→

*) Les valeurs du pH d'après le tableau de G. I. Teodorovici sont représentées par des lignes épaisses, celles indiquées par Dorothy Carrol pour les milieux les plus usuels, par 2 lignes minces parallèles.

méthode des suspensions, ne correspondent pas aux valeurs réelles du pH des mers du passé. Si, expérimentalement et dans des conditions correspondant aux conditions actuelles, le dépôt de CaCO_3 se produit à un $\text{pH} \approx 8,4$, dans les eaux des mers anciennes la situation était tout autre.

C'est encore par voie expérimentale qu'on a découvert que la solubilité du CaCO_3 varie avec la pression partielle de CO_2 , avec laquelle varie en même temps le pH. Pour des pressions partielles plus élevées de CO_2 , la précipitation de CaCO_3 peut avoir lieu même à de plus petites valeurs du pH. On a construit, d'après des données expérimentales, une courbe de précipitation du CaCO_3 par rapport aux valeurs du pH, valeurs qui sont d'autant plus petites que la pression du CO_2 est plus élevée.

Il est admis que, dans les mers très anciennes, la pression partielle du CO_2 a été beaucoup plus élevée, de l'ordre de 0,1 atm, comparative-

ment à $3 \cdot 10^{-4}$ atm, la valeur actuelle, c'est-à-dire 300 fois plus élevée. Ces pressions partielles ont varié au fur et à mesure du temps géologique ; par conséquent, les conditions de dépôt du CaCO_3 ont aussi varié à partir des valeurs inférieures même à $\text{pH} \approx 6-7$, jusqu'à des valeurs de $7,5-7,6$, comme de nos jours, ou même jusqu'à un $\text{pH} \sim 9$. Des situations analogues sont également survenues pour d'autres minéraux.

C'est pour ces raisons que N.M. Strakhov affirme que les différents minéraux des roches sédimentaires ne représentent guère des indicateurs de valeurs fixes de pH, mais plutôt des valeurs variables. C'est pourquoi N.M. Strakhov n'est pas d'accord avec la classification établie par G.I. Teodorovici. Néanmoins, ces minéraux peuvent fournir des indications qualitatives et des données relatives, sur des milieux d'un caractère plus acide ou plus alcalin.

Dans ce même sens, qualitatif, on peut reconnaître le fait que certains minéraux argileux indiquent un milieu plus acide que celui dans lequel les calcaires et les dolomies se sont déposés. Par conséquent, dans les milieux à valeur pH temporaire plus petite, des dépôts argileux sans calcaires ni dolomies ont pu se former, temporairement, dans les eaux marines, tandis qu'aux valeurs normales, plus élevées, du pH, des dépôts de carbonates se sont également formés, dans lesquels le contenu d'argile se présente, cette fois-ci, beaucoup plus dilué.

Les intercalations actuelles de schistes cristallins riches en aluminium, entre les couches de dolomies, représentent de tels dépôts d'argile ou d'autres minéraux étrangers, où l'absence des carbonates est la conséquence d'un abaissement temporaire du pH dans le milieu marin. De cette façon, il n'est plus absolument nécessaire d'avoir recours à une explication des faits par d'autres modifications du bassin marin, par exemple par des modifications d'ordre tectonique.

8. RAPPORT $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$

Il est intéressant d'examiner le rapport $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ des roches dolomitiques de Hunedoara. L'étude de ce rapport peut, tout comme pour le cas antérieur, fournir quelques données touchant l'origine de ces composants. Nous avons, dans ce but, projeté les données analytiques sur le triangle $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (fig. 11).

Sur le côté $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ du triangle, on a indiqué, comme ci-dessus, les rapports $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ pour certains minéraux.

Les projections, localisées dans le triangle partiel $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$, montrent que les résidus non carbonatés des dépôts ont été constitués soit d'un mélange de substances argileuses, silices, oxydes ou hydroxydes de fer, soit de minéraux cristallins, composants des roches, tels que muscovite (séricite), feldspaths, biotite, quartz, avec certaines proportions d'oxydes, de carbonate ou de sulfure de fer.

Le dépôt du fer dans le sédiment primaire, sous forme d'oxydes, d'hydroxydes, de carbonate ou de sulfure, est surtout fonction du potentiel oxydo-réducteur et de la valeur du pH du milieu.

Même si, dans l'eau de mer, le fer se trouve sous une forme oxydée — hydroxyde ou même carbonate, par exemple — il se transformera néanmoins en sulfure lorsqu'il se dépose dans un milieu réducteur, riche en H_2S . Pour les calcaires et dolomies de Hunedoara, le milieu a souvent été réducteur, avec des matières de nature caustobiolithique, riche en soufre,

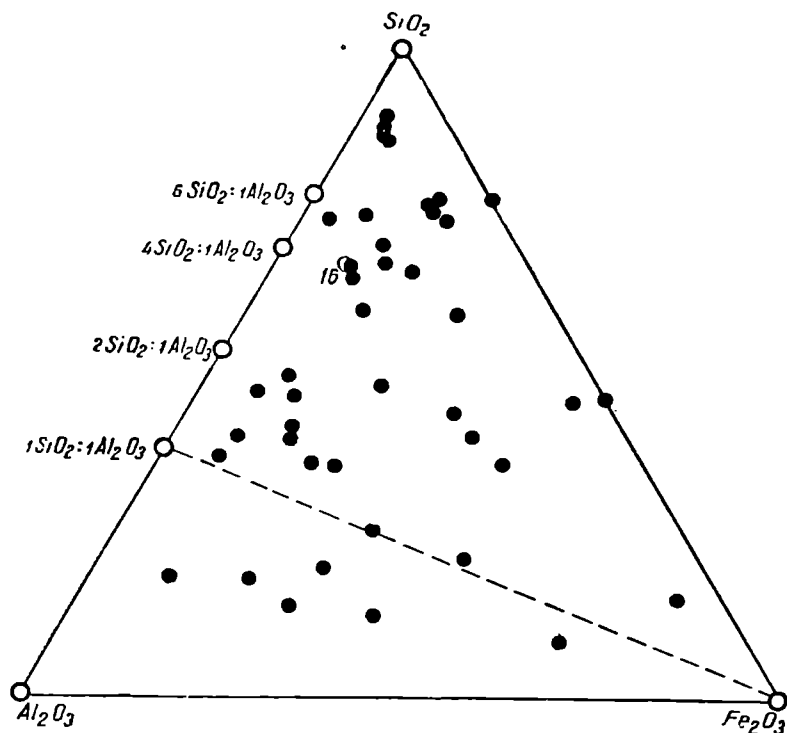


Fig. 11. — Les rapports $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ dans les roches carbonatées de Hunedoara (cercle vide : échantillon n° 16).

de sorte qu'aujourd'hui, même après le métamorphisme, les roches sont chargées de substance charbonneuse et de pyrites.

Par conséquent, pour les roches dont la projection tombe à l'intérieur de ce triangle partiel, l'alumine est saturée de silices, on la trouve liée sous forme de silicates, soit dans les minéraux terrigènes clastiques ou d'altération chimique, soit sous forme de produits provenant de la précipitation réciproque des sols d'alumine et de silice.

Certaines roches, qui possèdent une plus haute teneur en fer, peuvent l'avoir acquise soit des suspensions d'hydroxydes, venus du continent, soit comme un produit biogène appartenant aux organismes marins, soit comme un produit d'adsorption, ou même du réseau d'autres particules.

Dans le second triangle partiel $\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ l'alumine n'est plus saturée par le SiO_2 . Ceci permet de supposer qu'il a existé dans le milieu marin un excès de suspension de $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, en plus de celle correspondant aux argiles. L'origine de ces suspensions d'alumine peut se rattacher surtout à des roches altérées ou à des sols latéritiques du continent.

Pour environ un tiers des roches dolomitiques de Hunedoara, la proportion de $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ a été plus grande qu'il n'est nécessaire pour former l'argile du type 2 $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$.

L'analyse de l'échantillon n° 16 de schiste est localisée, dans le triangle de projection $\text{SiO}_2\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$, dans le voisinage des projections de certaines autres analyses de dolomies. Ce fait vient étayer la supposition que le dépôt dont s'est formé le schiste n° 16 représente le même matériel qui, dans d'autres conditions physico-chimiques, ne s'est plus déposé seul, mais en association avec le dépôt calcaire.

9. PROFILS GÉOCHIMIQUES DES GALERIES

Nous avons cherché à établir si les variations de chimisme que l'on reconnaît pour les roches dolomitiques de Hunedoara ne se produisent que sur de grandes distances ou si elles apparaissent même à de petites distances. A ces fins, nous présentons ci-après le profil géochimique le long de deux galeries, d'où l'on a recueilli des échantillons moyens sur des portions de 10 mètres. Dans ces profils, nous exprimons le degré de dolomitisation des roches par le rapport CaO/MgO , étant donné que le rapport théorique pour la dolomie pure est $\text{CaO:MgO} = 56,08 : 40,32 = 1,39$ (tableau 5).

Tableau 5

Profil de la galerie II				Profil de la galerie III			
Echantillon n°	CaO %	MgO %	CaO/MgO	Echantillon n°	CaO %	MgO %	CaO/MgO
10	30,64	19,51	1,57	20	—	—	—
11	33,28	17,12	1,94	21	29,19	20,48	1,42
12	14,01	14,01	1,00	22	31,76	18,36	1,73
13	50,51	traces	calcaire	23	30,90	20,15	1,53
14	30,72	18,17	1,69	24	—	—	—
15	32,10	18,02	1,78	25	—	—	—
16	1,50	traces	schiste	26	32,79	19,14	1,71
17	—	—	—	27	31,75	19,90	1,59
18	29,86	21,12	1,41	28	31,10	19,98	1,55
19	31,59	20,16	1,56				
Moyenne des dolomies			1,56	Moyenne des dolomies			1,59

Il ressort de ce tableau que, pour toutes les roches dolomitiques, le rapport est plus élevé que pour la dolomie pure (1,39); ces roches possèdent donc un excès de calcite. Hormis des intercalations brusques de calcaire pur ou de schistes, les autres roches sont dolomitiques, et le rapport considéré varie chez elles entre des limites relativement étroites, autour de la valeur moyenne $\text{CaO} : \text{MgO} = 1,62$.

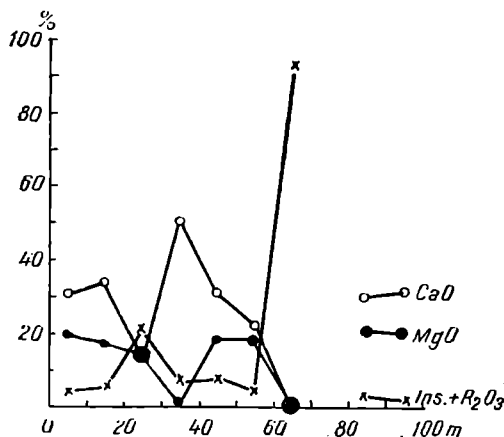


Fig. 12. — Profil géochimique de la galerie II.

regime des conditions normales de dépôt. Comme il a déjà été dit, ces déviations ne sont pas dues seulement à un apport considérable de matériaux terrigènes — dans ce cas les augmentations seraient graduelles pour ce matériel —, mais plutôt à une modification des conditions physico-chimiques et en premier lieu de la réserve alcaline et du pH.

Les dépôts terrigènes ont un caractère temporaire, car plus tard, comme on le voit sur les diagrammes, les conditions redevennent normales.

Le rapport normal de $\text{CaO} : \text{MgO} = 1,56$ est proche du rapport général trouvé statistiquement pour toutes les roches de Hunedoara, qui est $\text{CaO} : \text{MgO} = 31,39 : 18,84 = 1,66$. Ce fait

prouve que la substance calcaire ou magnésienne de l'eau de mer ne s'est pas perdue à l'occasion des fluctuations de sédimentation, mais qu'elle s'est déposée plus tard, de sorte que, lors de la sommation de tous les dépôts, le rapport se maintient à une valeur proche de la valeur ci-dessus.

Les diagrammes de la figure 12 et de la figure 13 représentent les variations de composition, rapportées aux distances, dans les galeries II et III.

Sur ces deux diagrammes on observe que, normalement, la teneur en CaO se maintient non loin de la valeur de l'asymptote de $\text{CaO} \approx 30\%$ et celle en MgO non loin de l'asymptote de $\text{MgO} \approx 20\%$. Dans les parties centrales du diagramme de la galerie II, on constate des déviations notables, ce qui indique une période d'oscillations importantes par rapport au ré-

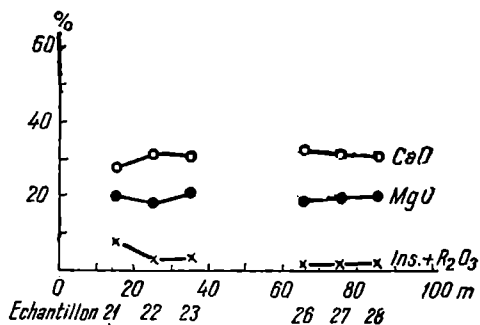


Fig. 13. — Profil géochimique de la galerie III.

10. VARIATION ZONAIRE ET CHRONOLOGIQUE DE LA TENEUR EN MAGNÉSIUM

Parmi les études effectuées sur les calcaires et dolomies de la plate-forme russe, on remarque tout particulièrement celles de A.B. Ronov [11], qui a dressé des cartes lithologiques-géochimiques. Ces cartes ont mis en évidence le fait que, dans les dépôts paléozoïques, apparaît une zonalité de la teneur en magnésium qui, normalement, augmente à partir du littoral vers les parties centrales des mers.

N.M. Strakhov [19], prenant en considération les conditions physico-chimiques déterminées par les expériences de A.V. Kazakov, a montré que le dépôt direct des dolomies n'a pu se produire que lorsque les eaux marines étaient saturées de substance dolomitique, ce qui a lieu pour certaines valeurs de réserve alcaline et de pH élevé.

Le dépôt des *dolomies stratiformes* dans ces conditions s'est accompli dans des régions à forte évaporation, sous un climat aride. Mais, dans les régions littorales, où des apports d'eau douce, venant du continent, ont pu avoir lieu, ces conditions de concentration n'ont pas été réalisées et, pour ce motif, ce ne sont plus des dolomies stratiformes qui se sont déposées, mais des calcaires simples.

Dans une étude récente, M. Savul et V. Ianovici¹ ont montré que, entre les limites des Carpates orientales, une telle zonalité de la teneur en magnésium apparaît également pour les roches carbonatées pré-jurassiques.

On trouve même, dans l'ensemble des schistes cristallins des Carpates orientales, des conglomérats métamorphisés, au ciment de calcaire non magnésien, ce qui concorde avec les opinions exposées ci-dessus, sur la formation des dépôts primaires à proximité du littoral. Cependant, il existe aussi d'autres horizons dans le cristallin des Carpates orientales, où apparaît une prédominance large et constante des dolomies. Elles correspondent à des dépôts primaires, formés loin du littoral.

Suivant cette conception, les dolomies cristallines de Hunedoara, qui possèdent les caractères primaires de dolomies stratiformes, représentent à l'origine des dépôts marins en pleine mer, éloignés du littoral. En comparaison avec les roches des Carpates orientales, les dolomies de Hunedoara correspondraient, au point de vue de la distribution, aux roches carbonatées appartenant à la couche du Barnar [15] dans la classification de S.G. Vichnéakov; dans ces roches, on trouve une prédominance considérable et constante des dolomies et peu de calcaires. La moyenne de la teneur en magnésium des roches de Hunedoara est $M = 11,36 \text{ Mg\%}$ et, pour celles de la couche du Barnar, $M = 9,69 \text{ Mg\%}$.

Si nous prenons cependant, dans leur ensemble, la masse des roches carbonatées des Carpates orientales et celles de Hunedoara, alors la teneur moyenne en magnésium, pour ces deux régions, devient :

Calcaires et dolomies cristallines des Carpates orientales — $M = 6,22 \text{ Mg\%}$.

¹ M. Savul et V. Ianovici, *op. cit.*

Calcaires et dolomies cristallines de Hunedoara — $M = 11,36 \text{ Mg}\%$.

Il résulterait de cette comparaison que les roches de Hunedoara représenteraient des dépôts, plus éloignés du littoral qu'il n'était statistiquement normal pour ceux des Carpates orientales.

Une remarque intéressante est le fait que les dolomies de Hunedoara présentent quelques cas de faible excès de MgCO_3 , qui indique que des réserves alcalines importantes ont existé au moment de leur formation ce qui concorde avec l'aspect relevé ci-dessus pour les dolomies des Carpates orientales.

Un autre problème géochimique intéressant est celui qui se rattache à la chronologie géologique. A.P. Vinogradov, A.B. Ronov et V.M. Ratinski [20] ont montré, en se basant sur des calculs statistiques, que dans la plate-forme russe, les valeurs moyennes de la teneur en Mg et Ca des roches carbonatées varient chronologiquement, à partir de valeurs plus élevées pour le magnésium, dans les roches très anciennes, vers des valeurs plus réduites, pour les roches jeunes.

M. Savul et V. Ianovici¹ ont mentionné que ces calculs doivent être effectués, pour un nombre d'analyses aussi grand que possible, non seulement pour les dépôts locaux mais aussi pour des régions et des districts aussi étendus que possible. Il peut arriver qu'il y ait localement une différence de teneur, due à une zonalité de dépôt dans un même bassin d'eau, mais, si l'on considère les différentes parties des dépôts synchrones, l'effet de la variation de la zonalité s'estompe de plus en plus et il ne reste que la variation chronologique.

A.P. Vinogradov et ses collaborateurs ont effectué de tels calculs, en se basant sur plusieurs milliers d'analyses chimiques de roches de la plate-forme russe, de sorte que la variation chronologique ressort clairement. En Amérique, R. Daly a constaté une variation analogue, en raison de plusieurs centaines d'analyses.

Tableau 6

Teneurs moyennes en Mg et en Ca

Localisations	Ca %	Mg %	Ca/Mg
1. Hunedoara	22,46	11,36	1,97
2. Cristallin des Carpates orientales	26,79	6,22	4,31
3. Trias des Carpates orientales	26,39	9,10	2,9
4. Jurassique des Carpates orientales	36,98	0,74	49,9
5. Crétacé des Carpates orientales	32,08	1,38	23,2
6. Eocène des Carpates orientales	38,27	0,11	348,0

¹ M. Savul et V. Ianovici, *op. cit.*

M. Savul et V. Ianovici¹, ainsi que les chercheurs antérieurs, ont montré, en utilisant quelques centaines d'analyses, que cette chronologie se fait également remarquer dans les Carpates orientales.

Si l'on ne considère les dolomies de Hunedoara que sous leur aspect informatif, on constate que, pour ces roches, la teneur en magnésium et en calcium aussi bien que le rapport entre ces éléments répondent à la loi établie par A.P. Vinogradov et ses collaborateurs.

Le tableau 6 donne les teneurs moyennes en magnésium et en calcium des roches de Hunedoara, comparativement à celles des Carpates orientales.

Conclusions

1. Les roches carbonatées de Hunedoara sont, pour la plupart, constituées de dolomies pures, certaines même avec un léger excès de MgCO_3 , et de dolomies faiblement calcaires. Les autres variétés de roches carbonatées sont beaucoup moins répandues.

2. Le CaCO_3 libre, le $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ et le SiO_2 se présentent plutôt sous l'aspect de composants mineurs. Les courbes de fréquence des teneurs en ces composants sont du type asymétrique, ce qui indique leur distribution lognormale.

Les valeurs du maximum de fréquence sont :

Calcite libre	0 — 2,5	CaCO_3 %
Fer total	0,2 — 0,4	Fe_2O_3 %
Silice	0 — 1,0	SiO_2 %
Alumine	0,2 — 0,4	Al_2O_3 %

3. Les rapports $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ montrent que, lors de la formation primaire des dépôts sédimentaires, les conditions physico-chimiques — le pH, par exemple — ont varié, de sorte que des conditions temporaires sont intervenues, sous l'influence desquelles le dépôt de carbonates a cessé, tandis que le dépôt de matériaux non carbonatés continuait.

La composition des parties insolubles des roches carbonatées montre que différents composants minéraux parmi lesquels les minéraux argileux et l'alumine libre, ont participé à leur formation.

4. Les profils géochimiques des galeries démontrent que, normalement, les dépôts se sont formés suivant un rapport $\text{CaO} : \text{MgO} = 1,5 - 1,6$, avec certains écarts, mais avec de telles compensations que, d'une manière statistique générale, le même rapport moyen se maintient pour toute la région.

5. Un fait notable est celui que, comparativement à la plupart des roches carbonatées du cristallin des Carpates orientales, les dolomies de Hunedoara se sont déposées dans une zone plus éloignée du littoral.

6. D'après leur teneur moyenne en magnésium et en calcium, les dolomies de Hunedoara répondent à la loi des variations chronologiques, établie par A.P. Vinogradov et ses collaborateurs.

¹ M. Savul et V. Ianovici, *op. cit.*

7. La fréquence élevée des dolomies pures, et même avec un léger excès de MgCO_3 , démontre la possibilité d'utiliser ces roches à des fins pratiques.

BIBLIOGRAPHIE

1. CARROL DOROTHY, *Role of clay minerals in the transportation of iron*, Geochim. et Cosmochim., 1958, Acta 14, 1.
2. ФРОЛОВА Е. К., *Магнезит в нижнепермских отложениях Куйбышевского и Саратовского Заволжья*, Изв. АН СССР, Сер. геол. 1955, 5, 89.
3. HALAVÁTS I., *Der geologische Bau der Umgebung von Vajda Hunyad*, Jahresb. d.K. Ung. geol. R. A. für 1902, Budapest, 1904, 93.
4. — *Der geologische Bau der Umgebung von Deva*, Jahresb. d.K. Ung. geol. R.A. für 1903, Budapest, 1905, 115.
5. HAUER F. v., STACHE G., *Geologie Siebenbürgens*, 1863.
6. КАЗАКОВ А. В., ТИХОМИРОВ М. М., ПЛОТНИКОВА В. И., *Система карбонатных равновесий* (доломит, магнезит), Труды Инст. Геол. наук АН СССР Серия геол., 1957, 64.
7. MACAROVICI C. GH., LAUBY EM., *Asupra obținerii oxidului de magneziu din dolomita indigenă*, Studii și cercet. științ., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1951, 2, 1—2.
8. PAVELESCU LAZĂR, *Cercetări geologice și petrografice în munții Poiana Ruscăi (Valea Fierului)*, D. d.S. ale șed. Com. Geol., 1951—1952, 39.
9. — *Studii geologice și petrografice al părții centrale și de sud-est a munților Poiana Ruscă*, An. Com. Geol., 1954, 27.
10. ПОШЕРНЫ FR., *Über das Eisensteinvorkommen von Gyalár in Siebenbürgen*, Verh. d.K. K. geol. R. A., 1871, 39.
11. РОНОВ А. Б., *Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ русской платформы* (по литогическим данным), АН СССР Труды Геол. Инст. 1956, 4, 256.
12. РУХИН Л. Б., *Основы литологии*, Гостехиздат, 1953, 116.
13. SAVUL M., BOTEZ C., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. I. Calcarele și dolomitele triasice din zona cristalină-mezozoică din reg. Suceava*, Studii și cercet. științ., Acad. R.P.R., Filiala Iași, seria I, 1955, 6, 1—2, 251.
14. SAVUL M., ABABII V., JEANRENAUD P., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. II. Calcarele și dolomitele triasice din zona cristalină-mezozoică a munților Hăghimaș*, Studii și cercet. științ., Acad. R.P.R., Filiala Iași, seria I, 1955, 6, 3—4.
15. SAVUL M., MOVILEANU A., *Cercetări geochimice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. III. Calcarele și dolomitele cristaline din cuprinsul cristalinului Bistriței*, Studii și cercet. științ., Acad. R.P.R., Filiala Iași, seria I, 1955, 6, 3—4, 190.
16. SCHAFARZIK FR., *Die geologischen Verhältnisse der westl. Ausläufer der Poiana Ruska*, Jahresb. d.K. Ung. geol. R. A. für 1907, Budapest, 1907.
17. — *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gyalár*, Jahresb. d.K. Ung. geol. R. A. für 1908, Budapest, 1908, 63.
18. СТРАХОВ Н. М., *Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях*, Методы изучения осадочных пород, Геол. Инст. АН СССР, 1957, 2, 157.
19. ВИНОГРАДОВ А. П., РОНОВ А. Б., РАТИНСКИЙ В. М., *Изменение химического состава карбонатных пород русской платформы*, Изв. АН СССР, Сер. геол., 1952, 1.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНЕ ИЗГИБА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ И ЦАРА БЫРСЕЙ

ШТЕФАН АИРИНЕЙ

{Сообщение, представленное членом-корреспондентом Академии Наук РНР Саббой Штефэнеску на заседании от 20-го мая 1958 года}.

1. ВВЕДЕНИЕ

Мысль о пересечении Восточных Карпат гравиметрическими и магнитными профилями возникла в результате вопросов, поднятых работами, проведенными автором в 1953—1957 гг. в Карпатском предгорьи Восточной Мунтении. Эти работы, выполненные по полигональной — детальной и полудетальной — сетке покрыли площадь, достигающую на севере до горной зоны и ограниченную линией, протянутой с запада на восток, от внутренней флишевой зоны к центральной флишевой зоне Восточных Карпат Мунтении и проходящей через пункты: Талеа — Комарник — Тешила — Петричеауа — Мэнечиу — Киожду Мик — Нехояшу [1], [2]¹. Указанная северная граница исследованной

¹ Штефан Аириней, Гравиметрические и магнитометрические исследования в холмистой и горной зонах Восточной Мунтении, проведенные в 1955 г. (Былкэнешть-Косминеле, Петричеауа-Бертеа-Скиулешть-Мэнечиу-Валень де Мунте-Мэгуреле). Технические и экономические труды, Геол. Ком. Румынии, т. 4, Серия Д, Геофиз. Поиски (подготовл. к печати).

— Гравиметрические и магнитометрические исследования в холмистой и горной зонах Восточной Мунтении, проведенные в 1956 г. (Мэгуреле-Валени де Мунте-Мэнечиу-Слопу-Киожду Мик-Кэтина-Кэрбунешть-Шоймари-Матица-Подений Ной). Технические и экономические труды Геол. Ком. Румынии, т. 4, Серия Д, Геофиз. поиски (подготовл. к печати).

— Гравиметрические и магнитометрические исследования в холмистой и горной зонах Восточной Мунтении, проведенные в 1957 г. (Мэгуреле-Матица-Шоймари-Кэрбунешть-Киожду Мик-Нехояшу-Пэтырладжеле-Числеу-Салчия-Сынджеру-Чептура-Урлаци-Болдешть). Технические и экономические труды, Геол. Ком. Румынии, т. 4, Серия Д, Геофиз. поиски (подготовл. к печати).

площади в Карпатском предгорье представляет единственную исходную точку для целого комплекса полевых работ (топометрических, относительные географические измерения и т.д.), которые должны были дать общее представление о территории с исключительно сложными геоморфологическими условиями, еще более осложненными тем фактом, что этот профиль, длиной свыше 70 км, только на незначительных отрезках проходит вдоль проездных дорог.

По этой причине, гравиметрические и геомагнитные измерения по профилю, пересекающему Восточные Карпаты, в западной части



Рис. 1. — Площадь гравиметрической и магнитной съемки в районе изгиба Восточных Карпат.

Карпатского изгиба и на территории впадины Цара Бырсей, производились прогрессивно, по мере возможности, начиная с 1953 по 1957 г.

Территория, покрытая геофизической сеткой или профилями, расположена между меридианами 25° и 26° в. д. Гринвича и географическими параллелями 45° и 46° с.ш., представляя собой квадратную площадь с длиной стороны около 60 км (рис. 1). С географической точки зрения указанная площадь ограничена следующими пунктами: Комарник — Предял — Рышнов — Кодлеа — на западе; Кодлеа — Фельдиоара — Св. Георге — Ковасна — на севере; Ковасна — Командэу — Варлаам — Нехояшу — на востоке; Нехояшу — Киожду Мик — Мэнечу — Петричеауа — Тешила — Комарник — на юге.

Горный массив был перенесен с юга на север шесть профилями, проведенными вдоль главных долин южного склона и спускающимися к впадине Цара Бырсей, а затем вдоль долин, разрезающих противоположный северный склон гор. Эти профили, в порядке с запада на восток, следующие:

I. Профиль по долинам Праховы и Тимиша (через перевал Предяла);

II. Профиль по долинам Дофтаны и Трансильванской Дофтаны (через перевал Пределуш);

III. Профиль по долинам Теляжена и Тырлунга (через перевал Браточае);

IV. Профиль по долинам Теляжена и Зизина (через перевал Бонкуца);

V. Профиль по долинам Бузэу и Телиу (через перевал Кейа Бузэулуй) и

VI. Профиль по долинам Быска Маре и Ковасны (вдоль ж.д. узкоколейной линии).

Профили I, III и V проходят вдоль шоссеиных дорог; профиль II — вдоль горной тропинки (бывш. стратегическое шоссе), а профили IV и VI — вдоль ж.д. узкоколейной линии.

В северной части исследуемого района профили связаны региональной сеткой, охватившей, с одной стороны, северные склоны гор, а с другой — почти всю площадь впадины Цара Бырсей.

Среди профилей, разбитых на северном склоне гор, перечисляем нижеследующие:

1. Профиль Предял — Рышинов;

2. Профиль по долинам Гырчинул и Азуги (между населенными пунктами Сэчел и Азуга);

3. Профиль Борошнеул Мик — Ынторсура Бузэулуй;

4. Профиль Загон — Ынторсура Бузэулуй;

5. Профиль Загон — д. Дырнэул Маре и

6. Профиль Попэуци — Команэу.

Расположение профилей и сетки дано на рис. 2. Наклонная линия (ЮЗ—СВ) разделяет участок съемки на две зоны: северную (В), покрытую сеткой, площадью около 1500 км² и южную (А) — пересеченную профилями с юга на север, площадью около 2100 км².

Пункты гравиметрических и геомагнитных измерений расположены на линии профиля на расстоянии 400—500 м друг от друга. Общее количество пунктов — 2367, причем распределение их следующее: в южной зоне — 1197 пунктов (включая исходную точку), и 1170 пунктов в северной зоне. Относя количество точек наблюдения к соответствующей площади, получаем следующую среднюю плотность точек: 1 точка на 1,25 кв. км — в северной зоне и 1 точка на 2 кв. км — в южной зоне (что, конечно, не отражает фактического положения, т.к. точки наблюдения не расположены по строго выдержанной сетке).



В нижеследующем дается описание полевых работ, способов работы, поправок и т.д.

Измерение гравитационного и геомагнитного поля производилось гравиметром Нэргарда 1005 и 1432 и вертикальными вариометрами Фанзелау 09 и 231.

75 % общего количества измерений производились в одном направлении (отсчеты одного цикла, в одном направлении, через несколько дней), а остальные 25 % — в обоих направлениях (непрерывные отсчеты в обоих направлениях). Геомагнитные измерения проводились исключительно в обоих направлениях. Анализ ошибок в измерениях дан в

упомянутых выше работах с описанием исследований, произведенных в Карпатском предгорье [1], [2]¹. Для осведомления даем точность полевых измерений: $\pm 0,25$ мгл — для гравиметрической и ± 2 — для геомагнитной съемки (эта точность соответствует примерно 90% общего

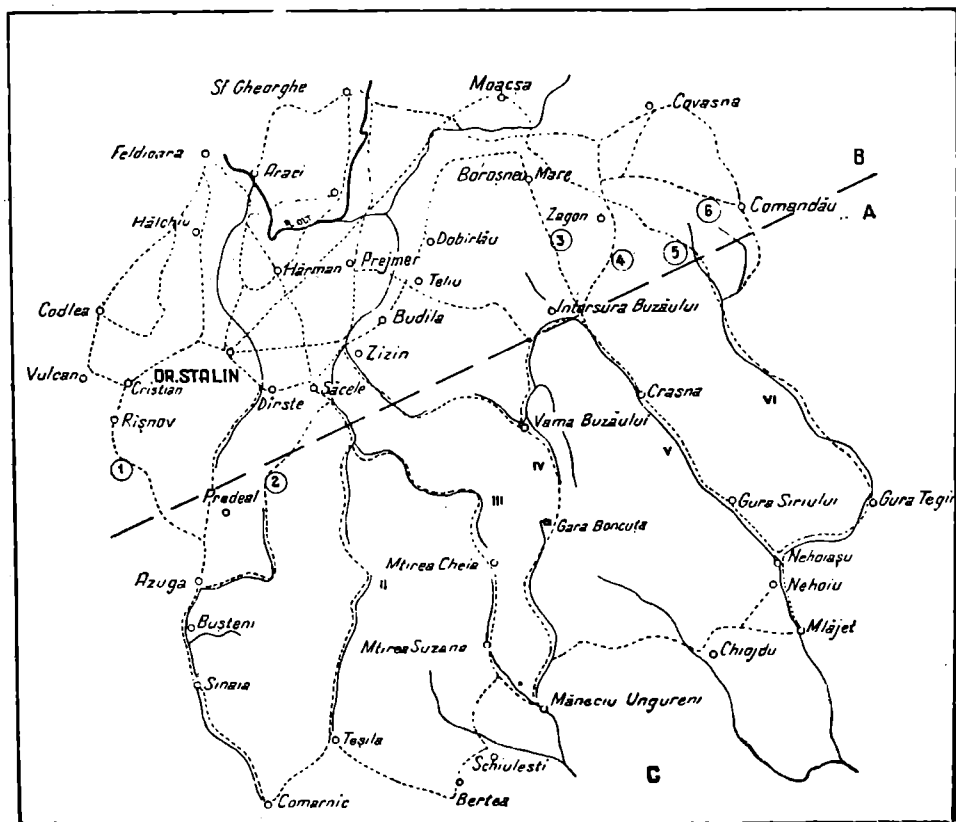


Рис. 2. — Схематическая карта гравиметрических и магнитных профилей (A) и сетки (B) на площади Восточных Карпат и впадина Цара Бырсей к северу от площади детальной съемки в Прикарпатской зоне (C).

количества точек геомагнитных измерений). Замыкание профилей и полигонов на площади впадины Цара Бырсей производилось в обоих случаях путем повторных (по два — три раза) замеров на опорных точках каждого профиля, доступных для автомашин.

Аномальные значения силы тяжести в редукции Буге вычислены стандартным методом [4] при общей плотности пород $2,20$ г/см³ и при средней действительной плотности пород, определенной в исследуемом

¹ Шт. Аириней, см. вышеупомянутые работы.

районе. При определении величины изменения силы тяжести вносились следующие поправки:

— поправка за влияние высоты (Фай и Буге) относительно к следующим уровням: уровню Черного моря — для карты Буге с общей плотностью $2,20 \text{ г/см}^3$ и к уровню $+400 \text{ м}$ — для карты Буге с действительными средними плотностями пород;

— поправка за широту, вычисленная на основании международного эллипсоида и отнесенная к параллели 45° с. ш. и

— поправка за влияние геоморфологического рельефа, вычисленная по методу Шлойзенера и определенная для периферийных участков станции, радиусом до 20 км . Определение поправок за влияния рельефа для расстояний от 0 — 100 м производилось в поле; для участков от 100 м до 5 км — на топографической основе м-ба $1 : 20\,000$ (старого и нового формата); м-ба $1 : 25\,000$ (для трансильванской территории) и $1 : 50\,000$ (для небольшого количества точек, которые не могли быть включены в остальные карты); а для участков от 5 до 20 км — на картах м-ба $1 : 100\,000$. Отсутствие единой карты для всей исследованной территории причинило большие затруднения при определении картографических поправок. Подчеркиваем, что значения поправок для участков от 5 до 20 км определялись на каждой 5-ой точке, расположенной по линии профиля или сетки (см. таблица 1 — эти точки отмечены кружками). Для промежуточных станций, учитывая, что среднее расстояние между точками наблюдения составляет около 2 км , значения поправок на участках от 5 — 20 км определялись путем интерполяции.

С самого начала следовало ожидать, что значения поправок за влияние рельефа достигнут завышенных величин, что сопряжено с сильно расчлененным характером рельефа и большой разницей в уровне между горными высотами и речными долинами, по которым пройдены гравиметрические профили. Топографические разрезы гравиметрических профилей даны на рис. 3; максимальные высотные отметки достигают 800 — 1400 м . Самые крупные горные массивы, сильно повлиявшие на конечное значение топографических поправок на соответствующих участках, следуют с запада на восток в следующем порядке: массив Бучедж высотой свыше 2000 м , Кристианул Маре — 1802 м , Пятра Маре — 1824 м (для профилей I, II и III); Замура — 1821 м , Байку — 1898 м , Грохотишул — 1771 м (для профилей II, III и IV); Чукаш — Зегану — 1957 м , Пентелеу — 1775 м и др. (для профилей III, IV, V и VI).

Рис. 3 иллюстрирует изменения значений поправок за влияние рельефа в виде двух кривых, соответствующих участкам от 0 — 5 км , соответственно 0 — 25 км , протянутых наряду с линиями топографических разрезов. Профили центрированы по направлению Азуга — Красна, которое следует приблизительно по простиранию водораздела. Отмечаем, что для облегчения составления профилей в предложенном масштабе, точки наблюдения не были спроектированы по общему простиранию профилей, а располагались на разных расстояниях, считая от центральной линии Азуга — Красна. Полученные при этом способе отклонения невелики и не создали крупных затруднений при выводе

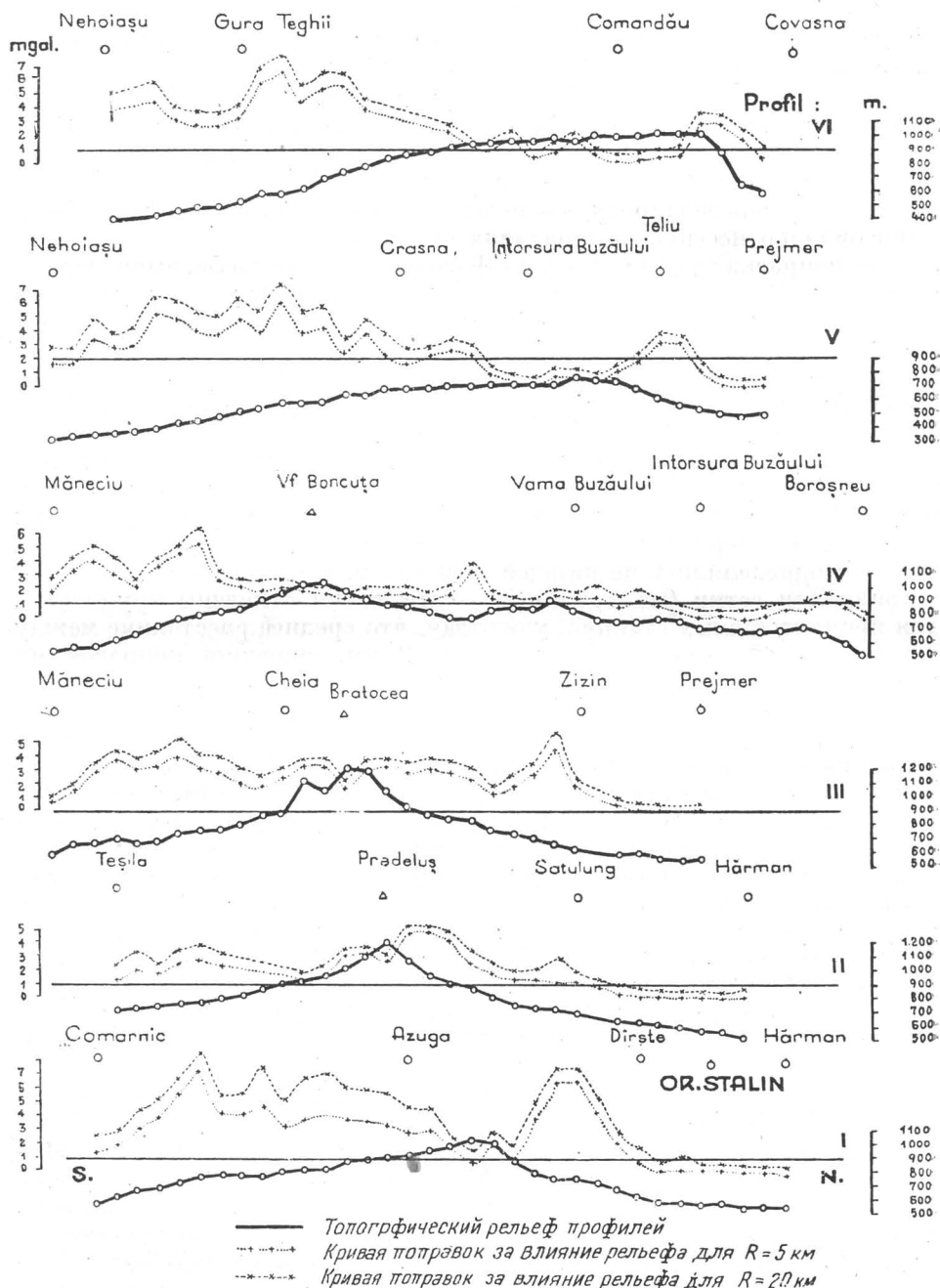


Рис. 3. — Топографические разрезы гравиметрических профилей, пересекающих Восточные Карпаты в Восточной Мунтении и кривые рельефных поправок для $R=5$ км и $R=20$ км.

заключений. Эти заключения, применимые ко всем профилям, следующие :

а) Кривые изменения поправок за влияние рельефа для $R=5$ км почти параллельны кривым для $R=20$ км. Разницы значением свыше 1 мгл были зарегистрированы исключительно по линии профиля I;

б) На кривых изменения поправок за влияние рельефа минимальные значения появляются против максимальных значений топографических разрезов;

На профиле IV наблюдается два таких минимума, соответствующих двум вершинам, пересеченным профилем (горы Бонкуца и Телну);

в) Максимальные значения поправок за влияние рельефа соответствуют южному склону Восточных Карпат; составляет исключение профиль II, на котором наблюдаются максимальные значения на северном склоне горы Пределуш;

г) Все изгибы кривых изменения поправок за влияние рельефа соответствуют в точности топографическим массам, расположенным по соседству соответствующего гравиметрического профиля (напр., на профиле I наблюдается общее повышение значений между Комарником и Предялом, с тремя положительными пиками против населенных пунктов Посада, Синая и Буштень, под совместным влиянием горных массивов Бучедж и Кулмя Байулуй;

д) Средние значения поправок за влияние рельефа соответствуют холмистой Прикарпатской зоне, горной зоне и впадине Цара Бырсей. Зарегистрированные крайние значения составляют около 0,15 мгл (впадина Цара Бырсей) и 12 мгл (на профиле по долинам Азуга и Гырчинул).

II. КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ПРЕДЫДУЩИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

А. ГЕОМОРФОЛОГИЯ РАЙОНА

Исследованная нами территория находится на юго-западной оконечности Восточных Карпат, т.е. в зоне изгиба Карпатской дуги, между долинами Быска Маре — на востоке, и Праховы — на западе. Восточные Карпаты представляют собой одну из крупнейших структурных единиц Румынии, как с географической, так и с геологической точки зрения. Горная цепь Восточных Карпат тянется от истоков Тиссы и Прута — на северной границе страны, до долины Дымбовицы на юге. Высокогорная зона соответствует с геологической точки зрения кристаллическо-мезозойской и флишевой зонам; она охватывает на юге горы Бузэу, Телеажень, Прахова и, частично, горы Бучедж, а на севере — горы Кристиану — Пятра Маре, частично Першаньские горы, горы Бараолта и Бодок. Северная и южная высокогорные зоны разделены впадиной Цара Бырсей, образующей три залива, отходящие к северу: первый — по направлению к Тыргул Секуеск — Брецу, второй — к св.

Георге, а третий — к Фельдиоаре — Бараолт; заливы расположены соответственно между горами Ойтуза и Бодок, Бодок и Бараолт, Бараолт и Першань.

Направление долин следует по склонам гор, с которых они собирают свои воды, Общее простираание долин — с севера на юг или с юга на север. Только в северной части исследованного участка река Олт течет в обоих направлениях, круто изгибаясь перед горами Бараолта. Главные водные артерии перечислены в предыдущей главе.

Б. ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

1. Стратиграфия

Восточные Карпаты включают три геологические зоны, расположенные поперечно, с запада на восток, по отношению к „Карпатской дуге“:

- а) кристаллическо-мезозойская зона,
- б) флишевая зона и
- в) неогеновая зона.

Наши работы покрывают небольшой участок кристаллическо-мезозойской зоны, большую часть флишевой зоны, а часть неогеновой зоны, соответствующая прикарпатской холмистой зоне, составила объект упомянутых выше [1], [2]¹ детальных исследований.

Для лучшего понимания полученных геофизических результатов — ниже дается описание геологической обстановки на площади, превышающей пределы исследованного района.

а) *Кристаллическо-мезозойская зона* расположена в западной части исследованного района и сложена кристаллическими образованиями (по линии Ляота, Замура, Кодля, Першань) и их мезозойским чехлом (отложения триаса, юры и мела), слагающим горные массивы Бучедж, Пятра Крайулуй, Кристиану, Пятра Маре и Кодлеа. Мезозойские отложения залегают непосредственно на кристаллических сланцах и представлены в основном известняками и конгломератами [6], [7].

б) *Флишевая зона* покрывает почти всю горную часть исследованной территории, отделенную на севере неогеновой впадиной Цара Бырсей. Осадочные отложения этой зоны относятся к нижнему мелу — олигоцену и представлены конгломератами, курбикортикальными песчаниками, глинами и мергелями.

С точки зрения возраста и фациального состава флишевых отложений эта зона разделяется на две подзоны:

— Внутренняя флишевая подзона включает все ярусы мела:

Валанжин — готерив — представлены фацией Синайских слоев. С западной стороны эта подзона прилегает к кристаллическим сланцам.

¹ Шт. Аириней, см. вышеупомянутые труды.

Синайские слои сложены серией известняковых, твердых, плотных мергелей, серого цвета, с прослоями серых известняков и известковых песчаников, литографных известняков и глинистых сланцев, мощностью в несколько сот метров. Вся пачка отложений рассечена частыми трещинами, выполненными кальцитом [8].

В основании комплекса местами обнажается пачка глинистых сланцев красноватого или зеленовато-серого цвета, слабо метаморфизированных, мощностью порядка нескольких десятков м. В этой пачке часто встречаются диабазовые линзы, образовавшиеся в результате подводных излияний [9].

К востоку от долины Прахова, на вершине Кульмя Замура, обнажаются кристаллические сланцы типа Ляота, в виде полосы длиной в несколько км [10].

Площадь распространения Синайских слоев расположена к западу от долины Прахова, на участке между долинами Дофтаны и Тырлунга, ширина ее — около 15 км. По направлению к юго-западу Синайские слои погружаются под барремско-аптские отложения; на северо-западе на них надвинуты отложения юры и верхнего мела горного массива Бучедж; на севере — на них сильно надвинуты отложения горного массива Пятра Маре; а на востоке — они постепенно сливаются с Барремскими отложениями. Полоса Синайских слоев тянется к северу под плиоценовыми и четвертичными отложениями впадины Бырса и снова выходит на поверхность в горах Бараолта.

Баррем — апт, гольт — сеноман. Эти отложения распространены к востоку от площади развития Синайских слоев и залегают в нормальном контакте с этими последними. Осадочная толща состоит из чередования сланцеватых мергелей, глин, известняковых песчаников и конгломератов. В горах Бодок и Бараолта эти яруса представлены также мергелистыми, песчаными и конгломератовыми горизонтами. Конгломератовая фация слагает вершины горного массива Чукаш — Зэгану [6], [11].

Турон — сенон представлены серо-зеленоватыми мергелями с прослоями красных мергелей и, реже, зеленоватых известковых песчаников. Эти образования распространены в северной части впадины Слэника и несогласно перекрывают песчаники вракона [8], а также на юго-восточном склоне г. Загану, где они обнажаются в виде узкой и длинной полосы [12]. Согласно последним данным, описанные образования залегают в оси крупной синклинали, сложенной образованиями среднего и верхнего мела в зоне Карпатского изгиба [13], на линии аномального контакта между более древними образованиями (баррем-апт), надвинутыми с запада на восток на более молодые образования (верхний мел) по линии Небунул Стерп — Телиу [14].

Черные сланцы (валанжсин — сеноман) выступают на поверхность с внешней стороны внутренней подзоны в виде узкой полосы, сложенной своеобразными (рассланцованными, черноватого цвета) породами, мощностью до нескольких сот метров. На исследованной территории полоса черных сланцев проходит между горами Мунтеле Секуйулуй — Сириу —

на юге и Ковасной — на севере. Эти осадочные образования синхронны флишевым отложениям, распространенным западнее; они соответствуют более глубокой зоне геосинклинали (пелитовый характер). Западнее их накопились синхронные осадки явно детритового характера (Синайские слои, слои Комарник, песчано-мергелистые и конгломератовые толщи). Следовательно, в данном случае речь идет о двух зонах осадконакопления отличающихся различным характером как фундамента, так и берегов [15].

— Внешняя флишевая подзона развита к востоку и юго-востоку от внутренней подзоны. Нашими исследованиями охвачена лишь полоса, заключенная между площадью распространения черных сланцев — на западе и долиной Биска Маре — на востоке. Южная часть внешней подзоны покрыта детальной и полудетальной геофизической сеткой, о которой упоминалось выше [1], [2]¹; к западу от долины Бузэу эта подзона раздваивается, образуя два отрога — Пинтенул Хоморичиу — на севере и Пинтенул де Вэлень — на юге, сужающиеся по направлению к долине Праховы и исчезающие под миоплиоценовыми отложениями.

Осадочные отложения этой подзоны представлены эоценовыми и олигоценовыми породами.

В южной части подзоны, между палеогеновыми отложениями отрогов Пинтенул Хоморичиу и Пинтенул де Вэлень, обрисовываются две впадины, выполненные миоценовыми отложениями: впадина Слэника и впадина Дражны.

Эоцен представлен песчаным горизонтом большой мощности, известным под названием песчаников Таркэу. Цвет песчаников голубовато-серый, состав их слюдистый с частыми зернами кварца, полевого шпата и слюдяных сланцев, включенными в известковистый цемент [16]. В зоне Карпатского изгиба мощность этого горизонта превышает 1000 м; от долины Бузэу, по направлению к западу мощность его постепенно спадает; а песчаники также постепенно замещаются мергелистой фацией [17].

Олигоцен лучше всего развит в юго-восточной части исследованного района и представлен различными разновидностями пород, обнажающимися на упомянутых выше отрогах [17]:

— на отроге Пинтенул Хоморичиу олигоцен представлен нижним менилитовым горизонтом, горизонтом диссидиловых сланцев, слоями Пучиоаса с песчаниками Фузару;

— на отроге Пинтенул де Вэлень выделяются следующие горизонты: нижний менилитовый, диссидиловые сланцы, нижний горизонт песчаников Клива, слои Подул Морий, верхний горизонт песчаников Клива, верхний менилитовый горизонт и диатомитовый горизонт.

в) *Неогеновая зона* представляет собой внешнюю зону Восточных Карпат и сложена мио-плиоценовыми отложениями. Несмотря на то,

¹ Шт. Аириней, см. вышеупомянутые труды

что эта зона выходит за пределы исследуемого района, считаем необходимым упомянуть ее отложения, т.к. их плотность учтена в известной мере при вычислении поправок за влияние рельефа, необходимым для составления гравиметрических карт.

Миоценовые отложения относятся к аквитанскому (мергели, листоватые и горючие сланцы, гипсы, известные под названием слоев Корну), бурдигальскому (слабо сцементированные конгломераты — известные под названием конгломератов Бребу), гельвету-тортону (толща песчаных и глинистых мергелей с прослоями гипса, дацитовых туфов, диссидиловых сланцев, скоплениями соли, общей мощностью свыше 1 500 м (и сармату) сарматские отложения обнажаются в основном в зоне диапировых складок и представлены мергелями, песками, песчаниками с журавчиками и конгломератами местного развития [8], [41], [42], [48].

Плиоценовые отложения представлены маотом (песчаные мергели, пески, оолитовые известняковые песчаники), понтом (мергели, песчаные мергели, тонкие прослойки песка), дакийским (пески, мягкие песчаники, с прослоями мергеля и песчаных глин), левантином (глинистые мергели, пески, мягкие песчаники и галечники — известные под названием галечников Кындешть) [49].

2. Тектоника

Обзор различных представлений о тектонике Восточных Карпат дан в недавно опубликованной работе [20]; в общей сложности существует две противоположные гипотезы: гипотеза покровов перекрытия (В. Улиг, Л. Мразек, И. П. Войтешть, Д. М. Преда, И. Бэнчилэ и др.) и гипотеза нормальной структуры (Сава Атанасиу, Г. Маковой, Ион Атанасиу и др.). Более новая гипотеза, занимающая срединное положение о пальцеобразном ветвлении погружающихся складок была высказана Г. Мурджану, М. Г. Филипеску. В настоящее время все исследователи флиша примкнули к гипотезе покровов перекрытия, но дискуссии продолжают еще вокруг вопроса о количестве и о масштабах развития покровов и о механизме их образования.

Геологическая и тектоническая эволюция Восточных Карпат охватывает промежуток времени от палеозоя до четвертичного. За этот период времени Карпатская геосинклиналь претерпела повторные тектонические движения. До формирования настоящей тектонической структуры она последовательно прошла через следующие орогенические фазы: герцинский цикл тектогенеза (с преобразованием вероятно докарбоновых осадков в кристаллические породы, с сопутствующим внедрением гранодиоритов), древнекиммерийская фаза складчатости (с менее выраженными последствиями) и альпийский цикл тектогенеза (с отложением флишевых осадков, которые были последовательно вовлечены в движения орогенических австрийской, ларамийской, савийской, штирийской и валахской фаз).

а) Для *тектоники кристаллическо-мезозойской зоны* характерно антиклинальное поднятие кристаллического массива Ляота — Першань [7], [24] и синклинальная позиция мезозойских отложений, образующих две синклинали: синклиналь Пьятра Крайулуй — к западу от упомянутого антиклинального поднятия и синклиналь Бучедж — на восточном крыле антиклинали. Было высказано предположение о сдвиге синклинали Пьятра Маре по направлению к востоку от первоначальной площади накопления осадков, располагавшейся между Бучедж и Пьятра Крайулуй, вдоль дислокационной линии широтного простираия, образовавшейся под давлением кристаллического массива Фагараешских гор [7]. В результате этого сдвига восточное крыло синклинали Пьятра Маре было надвинуто на Синайские слои на протяжении 14 км. Меловой трансгрессии предшествовала, по-видимому, интенсивная эрозия, размывшая залив Рышнов [22] на юго-западном крыле более древней впадины Цара Бырсей.

б) *Тектоника флишевой зоны* изменяется от одной подзоны к другой: во внутренней подзоне (мел) сильно развита складчатость, а во внешней подзоне (мел-палеоген) развиты чешуйчатые складки, надвинутые одна на другую с востока на запад. Амплитуда надвига достигает местами 10—12 км.

— Внутренняя флишевая подзона представляет собой крупный синклинорий. Синайские слои, распространенные в западной части синклинория, сильно смяты в складки под давлением кристаллическо-мезозойского комплекса в процессе смещения к востоку. Тектонические явления постепенно затухают в отложениях мелового, более молодого возраста.

Меловые осадки, развитые на площади синклинория, отложились в двух различных бассейнах осадконакопления, с различными фундаментом и берегами, синхронно изменяясь от валажина до сеномана. Отложения западной части синклинория носят детритовый характер мелководного моря; в юго-восточной же части отложения носят пелитовый, более глубоководный характер (черные сланцы). На основании полевых наблюдений установлено более слабое развитие восточного крыла синклинория. В связи с этим некоторые исследователи рассматривают черные сланцы, как независимую тектоническую единицу [46], или как срединный покров флишевой зоны [44], несколько осложненный в южной его части [23].

— Внешняя флишевая подзона состоит из целого ряда чешуй, надвинутых одна на другую по направлению с запада на восток. В одних случаях чешуи занимают нормальное положение, в других — они сдвинуты к востоку на расстоянии 10—12 км. Весьма характерно, что корни их находятся недалеко от поверхности, а образование их обусловлено глубинными разломами (20).

в) *Тектоника неогеновой зоны* носит более спокойный характер. В северной ее части миоценовые отложения образуют широкие синклинали (впадины Слэника и Дразны). На юге, мио-плиоценовые отложения смяты в складки — простые и диапировые.

В. ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

На большей части исследованной территории геофизические определения, выполненные автором, являются первыми геофизическими работами, обеспечивающими возможность составить общую гравиметрическую и геомагнитную карту.

Первые геофизические измерения, главным образом в северной части района, носят общий региональный характер и проводились с целью определения абсолютного значения ускорения силы тяжести и некоторых элементов геомагнитного поля (D , H).

Ускорение силы тяжести определялось в 1941 году маятниковым прибором Штернека — Аскания в двух точках: в Синае и в г. Сталин [24]. В результате обработки маятниковых определений для всей территории страны в целом, была составлена карта в редукции Буге, на которой распределение поля силы тяжести на исследованной нами территории и главным образом в южной ее части, сравнимо в общих чертах с результатами проведенной нами съемки. Существенное расхождение существует в отношении северной части исследованной нами территории а именно в связи с осью максимальных значений силы тяжести, ориентированной с запада на восток, которая, согласно авторам вышеупомянутой карты, разделяет территорию страны на половину и имеет огромное тектоническое значение.

В связи с этим следует упомянуть гравиметрическое и геологическое толкование территориального профиля Брашов — Джурджу, составленного на основании определений, произведенных на пяти маятниковых станциях: Брашов, Синая, Плоешть, Бухарест и Джурджу [25]. Профиль в редукции Буге указывает на дефект силы тяжести на станции Синая, объяснение этого явления опирается на маловероятную теорию геологической структуры района.

Относительные гравиметрические определения, произведенные гравиметром Нэргарда по профилю Синая — г. Сталин — Тыргу Секуеск [26], а также по линии профиля Плоешть — Браточеа — г. Сталин [27] отражают положение, сходное с результатами, полученными нами на этих профилях.

Геомагнитное поле определялось либо в абсолютных значениях (для D и H), либо в относительных значениях (составляющая ΔZ) на территории впадины Цара Бырсей¹. Карта ΔZ , составленная на основании произведенных определений, показывает отрицательную магнитную аномалию -50γ , широтного простирания, с осью, проходящей севернее села Хэрман, и покрывающую почти целиком всю площадь впадины Цара Бырсей. Нашими определениями наличие этой отрицательной аномалии не подтверждается.

В районе гор Першань [28], а также и в некоторых зонах с выходами изверженных пород на площади распространения флишевых отло-

¹ Г. Атанасиу, Региональные магнитные исследования; полевые работы 1949 года, произведенные в уездах Брашов, Трей Скауне, Чук. Сообщ. на научном заседании Геол. Ком. Рум. от 21 марта 1950 г.

жений, входящих в исследованную нами площадь [29], были произведены региональные и детальные исследования при помощи вертикального вариометра. К этим исследованиям мы вернемся в дальнейшем.

Несмотря на то, что сейсмический центр в горах Вранча [30, 31] расположен к востоку от исследованной нами площади (в районе Нерезжул), на расстоянии около 20 км от ее границы, мы считаем необходимым упомянуть о нем, т.к. считаем что он, вероятно, располагается вблизи от продолжения максимального гравиметрического эффекта [32], отраженного на карте в редукции Буге [1], [2]¹ юго-восточного участка исследованной нами площади, между Киожду — Нехойу — Варлаам (см. таблицу 2), явление, истолкованное как тектонический порог или лобовая часть глубинных формаций большой плотности, представленных, вероятно, кристаллическими породами фундамента.

III. ТИПИЧНЫЕ ПОРОДЫ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Не считаем необходимым подчеркивать какое большое значение имеет знание физических характеристик пород, развитых в районе гравиметрических и магнитных исследований, т.е. плотности и интенсивности намагниченности пород.

Следует подчеркнуть, что исследованный нами район расположен в зоне весьма невыдержанного литологического состава, в котором развиты геологические флации от палеозоя до четвертичного. Кроме этого, в районе констатировано несколько направлений изменения плотности пород. Система изменений — концентрическая по отношению к кристаллическо-мезозойской зоне, и несколько осложнена в северной части района в связи с впадиной Цара Бырсей (радиальная система) (см. таблицу 1).

В виде вступления к обсуждению плотностей, определенных в исследованном нами районе, считаем необходимым дать краткий обзор главных петрографических фаций и распределение их в различных ярусах.

Формации, развитые на поверхности, представлены в основном кластическими породами от сильно метаморфизированных пород (кристаллическо-мезозойская зона) до рыхлых разновидностей (четвертичные образования впадины Цара Бырсей). Дать процентное соотношение пелитовых (мергели, глины, диссодилловые сланцы и т.д.) псаммитовых (пески, песчаники и т.д.) и псефитовых (галечники, конгломераты и т.д.) пород невозможно. Но с качественной точки зрения можно указать площади распространения и геологические формации, в которых эти разновидности преобладают.

— Пелитовые породы (мергели, известняковые мергели, мергелистые глины, диссодилловые сланцы и т.д.) преобладают в зоне развития мелового флиша (Синайские слои, слои Комарник, верхний мел и т.д.) и, главным образом, в зоне развития черных сланцев. Во „внутренней флишевой подзоне” эти породы компактные и очень плотные, а во „внеш-

¹ Шт. Аириней, см. вышеупомянутые труды.

ней флишевой подзоне" они менее распространены и представлены мергелями (эоцен, олигоцен) и диссидиловыми сланцами (олигоцен).

— Псаммитовые породы (пески, песчаники и т.д.) встречаются в виде прослоев в некоторых меловых формациях (они лучше развиты среди враконских отложений) и главным образом в пределах „внешней флишевой подзоны", среди эоценовых и олигоценовых отложений (песчаники Таркэу, песчаники Клива, и т.д.).

— Псефитовые породы (галечники и конгломераты) слагают в основном горные массивы Бучедж, Кристиану, Пятра Маре, Бараолт и Чукаш — Зэгану. Составные элементы конгломератов представлены глыбами известняков (достигающими огромных размеров) и кристаллических сланцев.

Следует отметить, что в западной части „внутренней флишевой подзоны" преобладают детритовые породы, восточная же ее часть сложена пелитовыми породами, а в пределах „внешней флишевой подзоны" снова преобладают детритовые породы.

1. Плотность

Определение плотностей, предпринятое нами в виду составления общей схематической карты с площадями распространения одинаковых средних значений плотностей, в концепции, приближающейся к концепции В. Шеффера [33], производилось гравиметрическими измерениями. С этой целью на площади развития различных формаций в пределах исследованного района выполнены профили Неттлетона [34]. Полученные результаты проверялись аналитическими методами Юнга [35] и Зигерта [36]. Полученные значения плотности приведены в таблице 1

В общей сложности значения плотностей, определенные вышеуказанными методами, совпадают; зарегистрированы и некоторые несоответствия. Совершенно несоответствующие значения в таблице не приведены.

Ясно наблюдается групповое распределение различных значений плотности в зависимости от характера геологических формаций: мелового флиша (значения плотности, возрастающие по направлению к востоку), палеогеновый флиш и четвертичные образования.

На основании приведенных в таблице 1 значений, с учетом местных геологических условий, среди которых учитывался в первую очередь порядок обнажения геологических формаций от более молодых к более древним, обладающим более высокой плотностью, были выделены участки со следующими средними значениями плотности слагающих их пород:

$\sigma = 2,70 \text{ г/см}^3$ — в западной части зоны распространения Синайских слоев и формаций горного массива Бучедж-Ляота;

$\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$ — в зоне распространения Карпатского флиша, включая зоны, учтенные при вычислении поправок за влияние рельефа в горах Першань, Бараолт и Бодок;

Таблица 1

Средние действительные плотности

№ п/п	Географическое положение профиля	Геологическая формация, по которой пройдет профиль для определения плотности	№ пункта наблюдения	Средние действительные плотности		
				По Неттлетону	По Юнгу	По Зигерту
1	Комарник-Секэрия	Синайские слои — Слои Комарник	22	2,70	2,72	2,66
2	Секэрия-Тешила		19	2,60	2,54	2,66
3	Перевал Пасул Предеал	Синайские слои	14	2,70	—	—
4	Зизин — Вама Бузэулуй	Синайские слои	14	2,55	—	2,61
5	Перевал Пасул Пределуш	Синайские слои	12	2,65	2,73	2,66
6	Предеал-Рышнов	Синайские слои и кон- гломераты	17	2,55	2,41	2,71
7	Бараолт (Аршиуд-Св. Георге)		18	—	2,66	2,38
8	Бараолт (Бод-Доболий)	Синайские слои-Комар- ник	13	2,60	—	2,65
9	Браточеа I (г. Мунтеле-Рошу)	Конгломераты Эггану	7	2,60	2,82	2,58
10	Браточеа II (г. Мунтеле Браточеа)	То же	15	2,60	2,48	2,59
11	г. Мунтеле Бонкуца	Верхний мел	15	2,60	2,46	2,56
12	Брэдет — Тэлиу	Средний и верхний мел	14	2,65	2,77	2,77
13	Попэуци — Командэу	Альб — Черные сланцы	13	2,50	—	2,41
14	Загон — Валя Дыриэулуй	То же	9	2,55	2,53	2,63
15	Загон — Ынторсура Бузэулуй	Средний и верхний мел	12	2,60	2,56	2,61
16	Верш. Комориле, севернее Шю- триле	Враконские песчаники	15	2,50	2,40	2,63
17	Красна — севернее Мэнечиу	То же	17	2,60	2,45	2,58
18	Валя Бузэу (перевал Кея)	Песчаные отложения эоцена	7	2,60	2,58	2,64
19	Штефешть — Красна	Чешуйчатая зона и миоцен	9	2,60	2,36	2,72
20	Киожду — Млэжек	Песчаные отложения эоцена и миоцен	15	2,60	2,67	—
21	Слону — Киоджу I	Олигоцен (отрог Пин- тепул Хоморичиу)	12	2,55	2,59	2,36
22	Слону — Киоджу II					
23	Слону-Бэтрыний					
24	Черашу-Бэтрыни (верш. Циганул)					

№ п/п	Географическое положение профиля	Геологическая формация, по которой пройдет профиль для определения плотности	№ пункта наблюдения	Средние действительные плотности		
				По Неттлетону	По Юнгу	По Зигерту
25	Дражна де сус (верш. Замура)	Олигоцен-эоцен (то же)	11	2,40	2,34	2,37
26	Киожду-Мик — Кэтиашу-Нехойу	То же	10	2,45	2,46	2,57
27	Черашу-Дражна де Сус	То же	13	2,50	2,48	—
		То же	10	2,50	2,48	—
28	Бреаза (д. Праховы — д. Кымпини- цей)	То же	10	2,50	2,42	2,53
		То же	9	2,55	2,60	2,30
29	Бреаза (д. Кымпиницей — д. Дофта- ны)	Миоцен (впадина Слэ- лика)	14	2,50	2,49	—
		Миоцен (то же)	17	2,50	2,48	2,45
30	Бребу (д. Праховы — д. Кымпини- цей)	Миоцен (то же)	12	2,50	2,49	2,37
31	Рыччези-Бэтрыни					
32	Старкиодж-Киожду Мик	Мио-плиоцен (впадина Дражны)	9	2,50	2,45	—
33	Вэлень де Мунте-Сурань	То же	15	2,50	2,42	—
34	Цара Бырсей (Сынпетру Хэрман)	То же	12	2,40	2,35	—
35	Цара Бырсей (Тырлунджень)	Четвертичный	17	—	2,22	—
36	Цара Бырсей (Речь Борошнеу)	Четвертичный	16	—	2,17	—
37	Цара Бырсей (Пакия-Ковасна)	Четвертичный	16	—	2,08	—
38	Цара Бырсей (Кодлеа-Хэлкиу)	Четвертичный	16	—	2,05	—
39	Цара Бырсей (Кристан-Вулкан)	Четвертичный	14	—	2,17	—
40	Цара Бырсей (Борошней — д. Валя Маре) "	Четвертичный	13	—	2,09	—
		(Граница с меловыми отложениями)	16	—	2,41	—
41	Цара Бырсей (Хэрман-Сынпетру)	(на границе с г. Бараолт)	16	—	2,41	—
42	Цара Бырсей (Сатулунг-Хэрманг)	(на границе с меловым и мезозойской зоной)	14	—	2,36	—

$\sigma = 2,50 \text{ г/см}^3$ — в зоне распространения палеогенового флиша в восточной и южной частях исследованной территории.

Для точек, расположенных в южной территории, т.е. для крайних участков холмистой зоны (неогеновые отложения), учтенных при вычислениях поправок за влияние рельефа на основании предыдущих определений [1], [2]¹ была принята плотность $\sigma = 2,40 \text{ г/см}^3$.

$\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$ — для четвертичных отложений впадины Цара Бырсей. В силу условий рельефа средняя действительная плотность на этом участке определялась исключительно методом Юнга [35]. На профилях, пройденных в непосредственной близости меловых отложений, зарегистрированы более высокие средние значения плотностей (напр.: $\sigma = 2,40 \text{ г/см}^3$).

2. Применение определенных значений плотности при составлении карты аномалий в редукции Буге, для средних действительных плотностей

На карте — чертеж I — выделены участки с различными средними значениями действительной плотности. Для применения значений средней действительной плотности пород нами было введено приближение согласно принятой геологической гипотезе, а именно, что эти значения примерно соответствуют также и по вертикали, выше поверхности наименьшей отметки пересечения, в условиях, описанных Р. Войком [37]. За исходный был принят уровень +400 м над уровнем Черного моря.

Исходя из соображения, что профили Неттлетона проведены на различной высоте над уровнем +400 м, вполне допустимо возражение о наличии изменения плотности по вертикали. Мы вполне согласны с этим в особенности в отношении зон с максимальными высотными отметками топографического рельефа. Тем не менее, считаем, что приближение, допущенное при вычислении аномалий в редукции Буге для средней действительной плотности, дает более близкое отображение существующих условий, чем какие-либо другие изображения аномалий в редукции Буге для единой плотности (напр.: $2,20 \text{ г/см}^3$ или $2,67 \text{ г/см}^3$).

В связи с этим напоминаем, что фактор плотности учитывается при вычислении поправок за влияние масс до уровня моря (соответственно редукции Буге) и поправок за влияние геоморфологического рельефа. Вычисление этих поправок производилось следующим образом:

а) *Редукция Буге.* Точкам, сгруппированным на площади различных участков, придавалось значение средней плотности пород, соответствующей данному участку. Для ограниченного количества точек, расположенных на границе между участками с $\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$ и $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$ (Цара Бырсей) переход от одной плотности к другой осуществлялся постепенно от точки к точке, придавая им промежуточное значение средней действительной плотности. Этот способ мы приняли на основании профилей Юнга, пройденных в непосредственной близости, на которых наблюдаются промежуточные значения средней плотности на границе указанных участков (см. таблицу 1).

¹ Шт. Аириней, см. вышеупомянутые труды.

Естественно, что для значений редукции Буге, при единой плотности $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$ и при средних действительных плотностях, получены значительные расхождения¹.

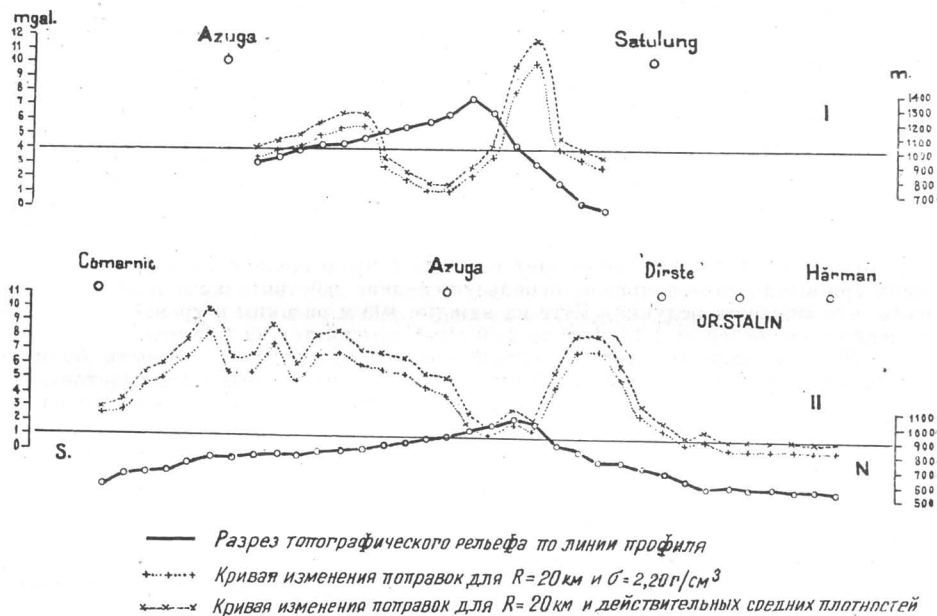


Рис. 4. — Топографические разрезы профилей по долинам Азуги и Гырчинулуй и долинам Праховей и Тимиша и кривые изменения рельефных поправок для средних действительных плотностей пород и для единой плотности $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$. $\text{mgal} = \frac{1}{1000} \text{ г/см}^3$.

Таблица 2

Статистика высотных отметок точек наблюдения по отношению к исходному уровню + 400 м.

Относительные отметки (м)	№ точек соответствующей группы	%
0 — 100	292	12,34
100 — 200	888	37,52
200 — 300	367	15,70
300 — 400	198	8,37
400 — 500	237	10,10
500 — 600	198	8,37
600 — 700	123	5,20
700 — 800	34	1,44
800 — 900	22	0,93
900 — 1 000	6	0,03
1 000	—	—
	2 367	100,00

¹ Составлена статистическая ситуация для всей гравиметрической сети, в отношении высотных отметок точек наблюдения и нового исходного уровня для карты Буге (+ 400 м), сгруппированных на интервалах в 100 м (таблица 2).

б) *Поправки за влияние рельефа.* Поправки за влияние рельефа первоначально определялись для единой плотности $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$, вокруг точки наблюдения, в секторах радиусом $R = 20 \text{ км}$. Для большинства точек секторы, принятые при вычислении поправок на рельеф, относились, по меньшей мере, к двум участкам с различными средними значениями действительной плотности. В этих случаях вычисление поправок за влияние рельефа дает по Куньети [38] средневзвешенную между произведением площадей учтенных секторов и соответствующими им средними высотами. Перерасчет поправок за влияние рельефа, основанный на этом принципе, является весьма трудоемкой работой. Для упрощения мы составили карту с изолиниями средней кажущейся плотности¹ (чертеж I).

Вышеприведенная таблица дает наглядное представление о возможных изменениях при вычислении поправок, используя средние действительные плотности, если учесть, что значения редукции Буге на каждые 100 м разницы в уровне в интервале изменения плотностей от $2,20 \text{ г/см}^3$ до $2,60 \text{ г/см}^3$, изменяется на 1,68 мгл.

¹ Для составления карты изолиний средней кажущейся плотности были учтены данные 448 точек наблюдения, а именно точек, для которых были действительно вычислены поправки за влияние рельефа по радиусу до 20 км (на чертеже I эти точки отмечены кружками).

Для каждой точки в отдельности величина средней плотности определялась по простому отношению:

$$\sigma_p = \frac{\Sigma (\sigma_1 + \sigma_2 + \dots + \sigma_{24})}{24},$$

принимая в расчет 24 сектора вокруг каждой точки радиусом до 20 км; при вычислении учитывалась для каждого сектора в отдельности средняя плотность соответствующего участка.

Вышеописанный метод основывается на порядке распределения по палетке упомянутых 24-х секторов, по которому производились отсчеты. Уравновешивание палетки производилось на основании статистического подсчета значений влияния рельефа, установленного на радиусе $R=5 \text{ км}$ и $R=20 \text{ км}$, в упомянутых выше 448 точках для единого значения плотности $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$.

В таблице 3 даны, в процентном выражении, влияния секторов радиусом от 0—5 до 5—20 км, для точек, расположенных на профилях, пересекающих горные массивы, на площади впадины Цара Бырсей, для сетки, разбитой на площади впадины Цара Бырсей, а также и в целом для всей площади исследованной территории.

Таблица 3

Влияние в процентах секторов с радиусом от 5 до 20 км, для точек, расположенных на линиях профилей, пересекающих горные массивы, на площади впадины Цара Бырсей и в целом для всей площади исследованной территории

	Профиль, сетка	Учтенные точки	0—5 км	5—20 км
1	Профиль I	26	0,71	0,29
	Профиль II	16	0,76	0,24
	Профиль III	26	0,76	0,24
	Профиль IV	38	0,72	0,28
	Профиль V	36	0,69	0,31
	Профиль VI	30	0,75	0,25
	Профили 1—6	86	0,68	0,32
	Средняя	314	0,72	0,28
2	Цара Бырсей	134	0,22	0,78
3	Всего на исследованной площади	448	0,57	0,43

Эти изолинии отражают для соответствующих точек средневзвешенную плотность. На карте плотностей однозначные линии проведены на равных расстояниях $0,02 \text{ г/см}^3$ одна от другой.

Они дают картину изменения влияния топографического рельефа секторов радиусом до 20 км для точки, соответствующей всей площади исследованной территории. Эта карта обеспечивает быстрый и легкий расчет поправок за влияние рельефа¹. Порядок величин изменений значений поправок за влияние рельефа, начиная от единой плотности $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$ до средних действительных плотностей пород на исследованной территории, представлен на рис. 4 для профилей, проходящих по долинам Азуги и Гырчина и для профиля по долине Прахова и Тимиша.

3. Интенсивность намагниченности пород

В нашем распоряжении не имелось необходимых технических средств для определения интенсивности намагниченности пород в естественном залегании на площади территории, покрытой магнитной съемкой. Вместо этого количественного индекса, который дает физическое неопровержимое обоснование для толкования результатов магнитной съемки, мы используем качественные характеристики этих пород,

Из вышеприведенной таблицы можно вывести следующие заключения:

1. На всей исследованной площади поправки за влияние рельефа, отнесенные к общему количеству учтенных точек, составляют 57 % для секторов с радиусом от 0—5 км и 43 % — для секторов радиусом от 5 до 20 км.

2. В высокогорных районах поправки за влияние рельефа для секторов радиусом $R = 5 \text{ км}$ составляют 73 % от общего количества поправок.

3. На площади впадины Цара Бырсей указанные поправки составляют только 28 %.

Палетка сконструирована на основании вышеприведенных соображений. Она подразделена на восемь направлений. Для секторов установлены следующие радиусы: 0—4 км; 4—11 км; 11—20 км.

Выбор радиусов от 0—11 км и от 11—20 км сделан на основании средних значений поправок за влияние рельефа на всей площади исследованной территории, т.е. для секторов от 0—5 км и от 5—20 км ($11 \text{ км}/20 \text{ км} = 55 \%$).

Радиусы от 0 до 4 км и от 4 до 11 км уравниваются количеством секторов ($16/24 = 67 \%$), согласно линиям разграничения установленных влияний для каждого горного района в отдельности и для слегка волнистой площади впадины Цара Бырсей.

Естественно, что при этом приняты некоторые приближения для границ различного значения поправок за влияние рельефа на различных участках исследованной площади.

Расхождения в конечных результатах (поправки за влияние рельефа высчитаны для нескольких точек, с учетом поверхности, средней высоты, горизонтального расстояния и плотности пород в соответствующих секторах), полученные по этой причине, незначительны и во всяком случае компенсируются большим количеством точек, учтенных при составлении карты, с изоляциями кажущейся средней плотности.

¹ Нами определены соотношения между кажущимися плотностями и плотностью $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$, для диапазона изменения плотностей от $2,26 \text{ г/см}^3$ до $2,64 \text{ г/см}^3$. Полученные коэффициенты умножили установленные поправки за влияние рельефа для $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$ и таким образом получили соответствующие значения действительных средних плотностей пород на исследованной площади.

определенных на основании поведения их в геомагнитном поле на площади детальной съемки в Прикарпатской зоне [1], [2]¹ и на площади региональной съемки в южной части Трансильванского бассейна [28]. В данном случае мы подразумеваем, в частности, разницы в степени намагниченности кристаллических сланцев и осадочных пород; кристаллические сланцы, по-видимому, очень слабо намагничены сравнительно с осадочными отложениями.

IV. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В нижеследующем даем схематическое описание результатов гравиметрической и магнитной съемок.

А. ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты гравиметрических определений приведены на карте аномалий в редукции Буге для единой плотности $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$ (чертеж II) и на карте аномалий в редукции Буге для средних действительных плотностей пород, развитых в исследованном районе (чертеж III).

1. Карта аномалий в редукции Буге для $\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$

На гравиметрической карте резко выделяется интенсивная региональная аномалия, расположенная в южной части исследованного района и группа обширных аномалий повышенной интенсивности в северной его части.

Региональная аномалия силы тяжести широтного простирания покрывает всю площадь исследованной территории почти до северной ее границы, проходящей по линии Предьял-Ынторсура Бузэулуй-Командэу; причем в западной ее части аномальные значения возрастают по направлению с юга на север, а в восточной ее части — с юго-юго-востока на северо-северо-запад, соответственно господствующим структурным направлениям в районе Карпатского изгиба. Изогаммы располагаются почти параллельно, даже и на участках с волнистым характером линий, со стремлением к минимальным или максимальным значениям, ориентированным по активным направлениям на протяжении десятков км.

Значение региональной аномалии — около 50 мгл. Средний горизонтальный градиент, вычисленный на отрезке Нехояш-Ынторсура Бузэулуй, составляет около 1,5 мгл/км. В западной части, между Комарником и Синаей, значение горизонтального градиента спадает на 1 мгл/км, а между Синаей и Предьялом снова возрастает, превышая 1,5 мгл/км. Интенсивность региональной аномалии спадает в юго-во-

¹ Шт. Аириней, см. вышеупомянутые труды.

сточной части исследованной территории, на участке между долинами Прахова и Теляжена, к югу от линии, соединяющей Синаю с монастырем Сузана.

Считаем необходимым отметить, что максимальные высотные отметки, т.е. водораздел, приурочены к оси региональной аномалии (между Предялом и Красна), причем присутствие их при зарегистрированной плотности $2,20 \text{ г/см}^3$ не указывает на влияние рельефа с протяжением и интенсивностью, соответствующими этому горному массиву.

Местные отклонения порядка 2—3 мгл были зарегистрированы только в связи с конгломератовым массивом Чукаш-Зегану.

В отношении региональной аномалии следует упомянуть некоторые гравиметрические эффекты, зарегистрированные по простиранию и вкрест простирания изолинии, которые, судя по занимаемой ими площади и форме, изображенной на карте, несомненно, соответствуют структурным условиям субстрата. По простиранию изолиний наблюдаются: в юго-восточной части исследованного района, между Хоморычу — Нехою — Гура Тегий, — полоса повышенного градиента, выявленная в результате работ, проведенных нами в Прикарпатской зоне [32]. Аналогичные участки активного горизонтального градиента отмечаются в следующих направлениях: монастырь Сузана — Гура Сириулуй, Азуга — монастырь Кейя и т.д. Вкрест простирания изолиний аномальные значения колеблются от 2 до 3 мгл. Наиболее характерные изменения аномальных значений зарегистрированы по следующим линиям: максимальные значения — по линии Посада-Пасул Пределуш — Зизин, минимальные значения — по линии Вама Бузэулуй, монастырь Кейя — Мэнэчиу и, наконец, максимальные значения — по линии Киожду — Красна — Ынторсура Бузэулуй.

Группа аномалий силы тяжести, расположенная к северу от линии Предял — Ынторсура Бузэулуй — Команэу, соответствует высокогорной зоне, охватывающей горные массивы: Кристиану Маре, Пятра Маре, горы Бараолт, Кульмя Предялулуй (к югу от линии Зизин — Телу — Борошнэу — Ковасна) и т.д., распространяется также и на площади впадины Цара Бырсей.

Эта аномальная группа представлена серией максимальных значений, расположенных в южной части зоны и двух аномалий минимальных значений в северо-западной ее части. Простирание осей аномалий с максимальными значениями — меридиональное и, по-видимому, нормально по отношению к направлению простирания региональной аномалии.

Положительные аномалии в южной части аномальной группы по-видимому, связаны между собой и образуют единую, неравномерно развитую аномалию, от которой отходит 3 ответвления, из которых два ответвления — к северу, а третье — к востоку. Ниже даем описание аномалий в порядке их значения.

— Самая крупная аномалия оконтуривается в районе Телу — Ынторсура Бузэулуй и охватывает площадь, ограниченную долиной Зизина на юге, долиной Бузэул Маре — на юго-востоке и р. Пырул Негру — на севере, с горным и равнинным рельефом. Форма аномалий

эллипсоидально-удлиненная, несимметричная в западной ее части. Длина оси эллипсоида — 30 и 15 км. Измеренная интенсивность составляет около 12 мгл. С восточной стороны описанной аномалии, по направлению к населенным пунктам Загон Суд и Ковасна, расположен участок с положительными аномальными значениями. В пределах этого участка, к востоку от села Пошзуць, выделяется положительная аномалия около 5 мгл, которая, как это будет указано в дальнейшем, вызвана частично влиянием рельефа, а именно возвышенностью, расположенной между долинами Загона и Ковасны. Аномалия в районе Телиу-Ынторсура Бузэулуй не замыкается к северу и, по-видимому, продолжается на площади гор Водок.

— Аномалия в районе Кристиану — Сату Лунг — Предял, в форме тройчатого листа, состоит из трех зон положительных значений силы тяжести, различных размеров и форм. Западная зона приурочена к горному массиву Кристиану Маре, простираение ее широтное и тянется по линии длиной около 10 км. На площади этой зоны следует пройти по меньшей мере еще один поперечный профиль. В восточной части эта аномальная зона соединяется узкой перемычкой, проходящей против населенного пункта Дырсте, со второй зоной, расположенной между долинами Тимиша и Гырчина. Эта зона соответствует горному массиву Пятра Маре. Максимальные значения рельефа располагаются в основном на левом берегу долины Гырчина. К северу от линии, проходящей через населенные пункты Дырсте-Сату Лунг, оконтуривается третья зона положительного рельефа, возмущающей причиной которой являются аллювиальные отложения впадины Цара Бырсей. Форма этого рельефа почти округлая, он окружен двумя ответвлениями минимальных значений отрицательной аномалии, расположенной севернее. Интенсивность этих аномалий — 5 мгл.

— Порог положительных значений, проходящий по линии г. Сталин — Синпетру—Св. Георге, пересекает впадину Цара Бырсей, а в северной его части переходит на площадь гор Бараолт. Ширина порога—около 5 км. В южной части этот порог сливается с положительным рельефом Кристиан — г. Сталин. Возмущающее тело залегает на максимальной глубине под аллювиальными отложениями, развитыми к северу от г. Сталин, а далее к северу постепенно подымается к поверхности, причем против города Св. Георге, в пределах гор Бараолт, снова достигает максимальных значений, зарегистрированных в районе Телиу — Ынторсура Бузэулуй.

Как с одной, так и с другой стороны положительного порога наблюдаются две значительные отрицательные аномалии.

— Отрицательная аномалия Прежмер расположена между аномалией Телиу — Ынторсура Бузэулуй — на востоке и положительным аномальным порогом на западе. Форма этой аномалии эллипсоидально удлиненная с длинной осью протяженностью свыше 30 км (простираение ССВ—ЮЮЗ) и короткой осью—около 10 км. С северной стороны аномалия остается открытой, а в южной части от нее отходят два ответвления в виде клешни, охватывающей положительный рельеф, расположенный севернее Сатул Лунг. Измеренная интенсивность аномалии

— около 20 мгл. В ее аномальном поле отмечается резкое падение аномальных значений в западной и восточной частях и слабое колебание — в центральной части. Горизонтальный градиент силы тяжести на крыльях аномалии составляет около 7 мгл/км — на восточном и около 6 мгл/км — на западном крыле.

— Отрицательная аномалия Хэлкиу расположена в северо-западной части исследованной территории, между положительным порогом — на востоке и положительным аномальным полем Вулкан-Кодля — на западе. Она широко открыта к северо-западу и, следовательно, окончательные ее формы можно будет определить только по проведению последующих работ. В южной части ось симметрии аномалии проходит почти параллельно оси аномалии Прежмер и параллельно простираению положительного порога, проходящего по линии г. Сталин — Сынпетру — Св. Георге. Интенсивность аномалии — 25 мгл. Характер распределения аномальных значений на площади аномалии аналогичен аномалии Прежмер. Горизонтальный градиент на периферии составляет около 6 мгл/км.

2. Карта аномалий в редукции Буге для средних действительных плотностей

Карта аномалий в редукции Буге для средней действительной плотности пород, развитых на исследованной территории (чертеж III), дает картину распределения поля силы тяжести, сходную с картиной, наблюдаемой на предыдущей карте. Редукции были внесены для устранения влияния рельефа при использовании единой плотности, заниженной сравнительно с действительными средними плотностями геологических формаций района. Учитывая присутствие огромных горных массивов на исследованной территории, можно было ожидать настолько большое искажение значений силы тяжести высчитанных для единой плотности (главным образом в северной части района), что полученные результаты оказались бы фиктивными и не отражали бы реального положения в субстрате.

После перевычисления видно, что карта в редукции Буге ($\sigma = 2,20 \text{ г/см}^3$) представляет истинную картину распределения гравитационного поля и в первом приближении она может быть принята во внимание при интерпретации распределения масс в субстрате.

В нижеследующем мы остановимся исключительно на новых данных, выявленных при помощи карты аномалий в редукции Буге для средних действительных плотностей пород исследованного района.

На площади региональной аномалии — с постоянными значениями около 50 мгл — изогаммы носят спокойный характер, на котором не сказывается слабое влияние рельефа, зарегистрированное в районе горного массива Чукаш-Зэгану.

В районе с. Ынторсура Буззулуй, на фоне регионального аномального поля выступает слабая отрицательная аномалия (около 2 мгл), ориентированная с юго-запада на северо-восток, с длинной осью протяжением около 8 км.

Крупная положительная аномалия Телиу — Ынторсура Бузэулуй носит менее симметричный характер в западной ее половине, причем значения ее более выдержанные по апексу. С северной стороны она широко открыта, а на востоке от нее отходит ответвление, глубоко проникающее по направлению к Ковасне. Этот положительный залив устраняет влияние рельефа, зарегистрированное на первой карте, так

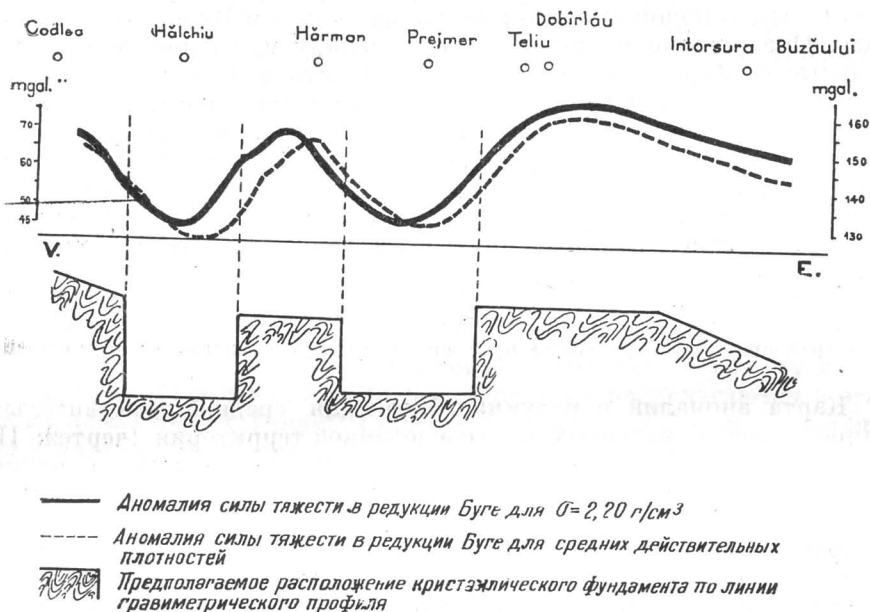


Рис. 5. — Гравиметрический профиль широтного простирания в центральной части впадины Цара Бырсей и схема предполагаемого расположения кристаллического фундамента.
 mgal = мгал.

как ось его отклоняется к северу, проходя на границе меловых и четвертичных образований.

На площади аномалии Кристиан — Сату Лунг — Преद्याл наблюдается, с одной стороны, изменение соотношений между вышеупомянутыми тремя положительными рельефами, а с другой — изменяется также и связь этой аномалии с обширной аномалией Телиу — Ынторсура Бузэулуй.

Рельеф Кристиан — г. Сталин отделен от рельефов, расположенных восточнее, и непосредственно связан с положительным порогом г. Сталин — Сынпетру — Св. Георге узкой перемычкой, обрисовывающейся севернее г. Сталин. Остальные два рельефа связаны V-образным участком с открытой аномалией, в сторону Дырсте. Рельеф, расположенный севернее Дырсте с Сату Лунг, отделен от крупной аномалии Телиу — Ынторсура Бузэулуй глубоким заливом отрицательного от-

ветвления, отходящего к юго-востоку от аномалии Прежмер. Следовательно, положительные аномалии носят менее выдержанный характер на этой карте сравнительно с предыдущей.

Расположение и изменение интенсивности поля силы тяжести в северной части исследованного района изображены в общих чертах на рис. 5 по линии профиля Ынторсура Бузэулуй — Телиу — Прежмер — Хэлкиу — Кодля.

Изучая гравиметрические профили на обеих картах, констатируем некоторые расхождения, как в отношении интенсивности аномалий, так и в отношении их расположения.

Б. РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

Результаты магнитной съемки изображены на карте вертикальной составляющей ΔZ (чертеж IV) и на карте аномалии ΔZ (чертеж V).

1. Карта вертикальной составляющей ΔZ

Карта вертикальной составляющей ΔZ составлена в продолжение магнитных карт Прикарпатской зоны [1], [2]¹. Характер геомагнитного поля — спокойный. Аномальные значения растут по направлению с юга на север в размере около 350 γ (по линии Комарник — Ковасна).

Общий ход изолинии более или менее нормальный. Отклонение от нормальных значений наблюдается в западной части заснятой площади; а в южной части изодинамы широко расходятся по направлению с северо-запада на юго-восток; в северной части магнитное поле осложнено положительной аномалией на участке Вулкан-Кодля.

Значение широтного регионального градиента на отрезке меридиана, заключенном между Мынечью и Моакшей, составляет около 3,6 $\gamma/\text{км}$. Оно аномально возрастает по направлению к западу, достигая около 6,6 $\gamma/\text{км}$ между Посадой и Тимишул де Сус. Сгущение изодинам наблюдается в северо-восточной части заснятой площади. Здесь значения широтного градиента на отрезке между Нехояшу и Ковасной составляют около 4,8 $\gamma/\text{км}$.

По ходу изодинам хорошо выделяются несколько направлений колебания положительных и отрицательных относительных значений от 15 до 30 γ . Эти направления протяжением в несколько десятков км указывают на слабые возмущения магнитного поля, регионального характера, которые почти полностью совпадают с аномалиями силы тяжести. Среди этих направлений следует отметить изменение отрицательных аномальных значений по линии Посада — Пасул Пределуш — Телиу — Добырлэу, от которого отходят два ответвления аналогичного характера: одно к востоку — на участке между монастырем Сузана

¹ Шт. Аириней, см. вышеупомянутые труды.

и Красной, а второе — к западу на участке между Зизином — Сынпетру и Хэлкиу. Среди направлений изменения значений положительных аномалий следует упомянуть линию: Кристиан — Предеал и монастырь Кейя — Вама Бузэулуй.

2. Карта аномалий

Эта карта дает картину распределения магнитных аномалий, вызванных геологическими формациями, распространенных на площади исследованного района. Эта карта составлена на основе предыдущей, путем устранения нормального геомагнитного эффекта [5, 6]. Устранение влияния нормального поля осуществлено при помощи формул, выведенных проф. Ливиу Константинуеску и его сотр. [39]¹, с вычислением элементов I , H и Z в девяти точках, расположенных в пределах исследованного района. Географические координаты и вычисленные значения приведены в таблице 4.

Таблица 4

Значения, вычисленные для 8 точек для определения элементов I , H и Z нормального геомагнитного поля

№ точки	λ	φ	I°	H (γ)	Z (γ)
1	25°30'	46°	62°16',5	21 704	41 292
2	25°30'	45°30'	61°49',7	21 977	41 035
3	25°30'	45°	61°22',9	22 263	40 802
4	26°	46°	62°16',9	21 717	41 333
5	26°	45°30'	61°49',6	21 994	41 064
6	26°	45°	61°22',3	22 282	40 810
7	26°30'	46°	62°17',6	21 729	41 376
8	26°30'	45°30'	61°49',8	22 008	41 096
9	26°30'	45°	61°22',1	22 297	40 842

Учитывая, что для крайних точек отрезков меридианов и параллелей были получены при расчете следующие величины: 4, 4; 4,7; 4,9 $\gamma/\text{км}$, — для широтного градиента, и 1,1; 0,8 и 0,5 $\gamma/\text{км}$ — для меридионального градиента, т.е. отклонения со знаком —, величиной 0,5 $\gamma/\text{км}$, соответственно 0,6 $\gamma/\text{км}$ — что могло повести к искажениям до 30 γ , мы составили карту Z нормального поля с сечением 5 γ для внесения поправок в карту вертикальной составляющей ΔZ . Предварительно, для определения абсолютного значения аномалии, точки, в которых опре-

¹ Ливиу Константинуеску и Николае Миля. К изучению нормального геомагнитного поля. IV. Нормальное распределение горизонтальной магнитной составляющей в РНР (рукопись).

делялись магнитометрами значения ΔZ были перерасчитаны на абсолютные значения, учитывая данные, зарегистрированные на станции Харман¹.

Карта аномалии ΔZ составлена с сечением изоаномалы 10 γ и частично 5 γ . Эта карта дает новые весьма интересные данные о распределении в субстрате зон различной намагниченности.

В центре карты выделяется зона слабо намагниченных пород субстрата со следующими характеристиками:

Коридор, открытый к юго-западу, сужающийся до 10 км в районе Пасул Пределуш, снова открывающийся к северо-западу с незначительными аномальными значениями и проходящий между Синаией, Перевалом Пасом Пределуш, Добырляу и Моакшей, обусловленный интенсивными колебаниями аномальных значений, со стремлением к отрицательным значениям, ориентированным по той же линии на карте вертикальной составляющей ΔZ ;

— Отрицательная аномалия около 25 γ , расположенная между Телиу и Ынторсура Бузулулуй, эллипсоидальной формы, с длинной осью, протяженностью около 20 км, деформированная в ее западной части;

— Второй коридор, берущий начало в долине Дофтаны, расширяется, начиная от монастыря Кейя по направлению к Красне — Ынторсура Бузулулуй — Ковасна, закрывает против населенного пункта Красна отрицательную аномалию около — 15 γ , а затем снова сужается к югу от Сита Бузулулуй, где снова закрывает другую отрицательную аномалию к северу от Ынторсура Бузулулуй.

Условно считаем, что центральная зона с низкими аномальными значениями ограничена изоаномалой 400 γ ; сравнительно с этой аномалией значение магнитной аномалии колеблется между — 15 и — 45 γ .

К центральной зоне минимальных аномальных значений прилегают с запада и востока участки более интенсивной намагниченности, причем в северо-западной части исследованной территории располагается зона с постепенно растущими до 450 γ аномальными значениями. Эта зона тянется по линии Вырфул Пьятра Маре — Кристиану — Вулкан; с некоторым стремлением к развитию по направлению к западу. В восточной части исследованной территории также оконтуривается зона интенсивной намагниченности. Аномальные значения возрастают до 450 γ в районе, заключенном между монастырем Сузана и с. Мэнэчну, выдерживаются на уровне 410 γ — на участке между долинами Быска Киождулуй и Быска Маре, а затем севернее снова отмечается легкое повышение намагниченности пород.

Заслуживает упоминания еще одна аномалия около 410 γ в пределах центральной зоны минимальных аномальных значений, на площади между монастырем Кейя и Вама Бузулулуй, в центре которой располагается конгломератовый массив Чукаш-Зэгану.

¹ Н. Миля, В. Штефан и Л. Штефля, Измерения магнитных абсолютных значений в Мунтении и Добрудже (1957, 5). Отчет Архив. Геол. Ком. Рум. Отдел геофизики.

V. КОРРЕЛЯЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ И МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ

1. *Сопоставление результатов.* До того как попытаться дать геологическое истолкование геофизическим результатам, считаем необходимым сопоставить результаты гравиметрических и магнитных определений. С этой целью мы используем карту аномалий в редукции Буге средних действительных плотностей (чертеж III) и карту аномалии ΔZ (чертеж V).

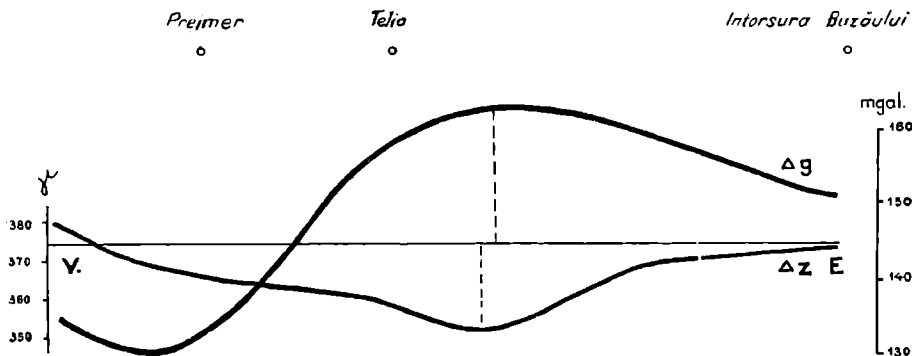


Рис. 6. — Профиль гравитационной аномалии (Δg) и профиль магнитной аномалии (ΔZ) широтного простирания, пересекающего гравитационную магнитную аномалию Телиу-Ынторсура Бузăулуй.

С самого начала следует подчеркнуть, что гравиметрическим результатам соответствуют в общих чертах коррелируемые магнитные результаты. Для ясности изложения мы рассмотрим наиболее характерные черты обеих карт.

Положительная гравиметрическая аномалия Телиу-Ынторсура Бузăулуй оконтуривается на карте аномалий ΔZ в виде отрицательного рельефа (рис. 6). Формы обеих аномалий сопоставимы. Ось магнитной аномалии по сравнению с осью гравиметрической аномалии слегка отклоняется к западу. Восточному ответвлению гравиметрической аномалии соответствует северо-восточная часть магнитного коридора слабомагнитных пород, проходящего по линии монастырь Кейя — Красна — Ынторсура Бузăулуй — Ковасна.

Коридору слабомагнитных пород по линии Синайя — Пасул Предулуш — Телиу соответствует волнистость изогамм со стремлением к положительным значениям региональной гравиметрической аномалии. Ось гравиметрического эффекта проходит в западной части магнитного коридора. В аналогичном порядке участок слабой намагнитченности в Красне соответствует максимальным значениям изогамм, проходящих по долине Бузăу. Более интенсивно намагнитченный участок между монастырем Кейя и Вамой Бузăулуй соответствует положительным изгибам изогамм, а резкое повышение значений магнитной аномалии

на участке монастырь Сузана — Мэнэчу коррелируется с системой мелкой волнистости изогамм. На этом же участке региональная аномалия обладает более высоким горизонтальным градиентом по сравнению с западной, северной и восточной зонами.

Северо-западный участок карты аномалий ΔZ , т.е. аномалия, зарегистрированная между вершиной Пятра Маре — Кристиан — Вулкан, труднее коррелируется с гравиметрическими результатами, если учитывать сложные геологические условия этой зоны. В общей сложности, в пределах как магнитного, так и гравиметрического поля, наблюдается стремление к повышению положительных значений.

Кроме этого, следует подчеркнуть, что несмотря на влияние южной положительной аномалии, некоторые снижения аномальных значений наблюдаются на изогаммах, проходящих параллельно положительному гравиметрическому порогу, ориентированному по линии г. Сталин — Сыньпетру — Св. Георге.

Суммируя вышеизложенное и учитывая знаки гравиметрических и магнитных аномалий, можно произвести следующую их группировку:

а) Положительная гравиметрическая аномалия — отрицательная магнитная аномалия:

— гравиметрическая и магнитная аномалии на участке между Телиу — Ынторсура Бузэулуй, включая восточное ответвление между Загоном и Ковасной;

— колебания гравиметрических значений со стремлением к максимальным по линии Синайя — Зизин, соответствующие минимальным значениям магнитной аномалии;

— максимальные гравиметрические значения по долине Бузэу, соответствующие полосе минимальных значений и отрицательной магнитной аномалии в районе Красна;

— порог положительных значений, ориентированный по линии г. Сталин — Сыньпетру — Св. Георге, соответствующий магнитным изогаммам, со стремлением к минимальным значениям.

б) Отрицательная гравиметрическая аномалия — положительная магнитная аномалия:

— гравиметрическая и магнитная аномалия в районе Прежмер;

— частично, на участке монастырь Сузана — Мэнэчу.

в) Положительная гравиметрическая аномалия — положительная магнитная аномалия:

— покрывают частично участок верш. Вырфул Пятра Маре — Кристиан — Вулкан;

— колебания со стремлением к положительным значениям в районе перевала Пасул Браточа, соответствующие положительной магнитной аномалии на участке монастырь Кейя — Вама Бузэулуй.

г) Отрицательная гравиметрическая аномалия — отрицательная магнитная аномалия:

— гравиметрическая и магнитная аномалии в районе Ынторсура Бузэулуй.

2. *Предполагаемые площади контраста плотности и интенсивности намагниченности пород.*

Характеристика осадков, распределение их в различных геологических формациях и контраст между плотностями осадков в различных структурных зонах, за исключением аллювиальных отложений, распространенных на площади впадины Цара Бырсей, не соответствует общей картине гравиметрических определений, зарегистрированных нами. Несмотря на то, что детритовые породы, среди которых конгломераты слагают положительные участки рельефа, окружают с запада и востока центральную площадь, где преобладают пеллитовые породы, изолинии карты гравиметрических аномалий в редукции Буге носят на площади развития этих пород спокойный характер даже в зонах, где можно было бы ожидать сильные колебания значений (горы Бучедж, горный массив Чукаш-Зэгану и т.д.). Исходя из этого, следует допустить, что плоскость, вызывающая такой сильный контраст плотности, расположена в субстрате района, на различных глубинах и несомненно соответствует плоскости контакта осадочных отложений и кристаллического фундамента.

По вопросу интенсивности намагниченности пород, развитых в исследованном районе, рассмотренном в одном из предыдущих параграфов, приходим к аналогичным заключениям: контрасты интенсивности намагниченности, учитывая слабую намагниченность кристаллических сланцев, наблюдаются на той же контактной плоскости между осадочными отложениями и кристаллическим фундаментом.

VI. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ РЕЗУЛЬТАТАМИ

Согласование гравиметрических и магнитных результатов с одной из тектонических гипотез о структуре Восточных Карпат, в смысле геологического их истолкования, встречает большие затруднения, обусловленные с одной стороны, тем фактом, что группа аномалий, оконеченных в северной части исследованного района, осталась открытой к северу, западу и востоку, а с другой — полным отсутствием достоверных данных о субстрате исследованного района.

Поэтому, не пытаясь истолковать геофизические результаты в свете существующих тектонических гипотез, мы постараемся рассмотреть их просто как физические результаты, основываясь на опыте, приобретенном в соседних районах. Нижеприведенные соображения носят и будут носить предварительный характер до проведения работ на прилегающих с севера и запада районах, т.е. до тех пор, пока съемкой не будут охвачены кристаллические массы кристаллическо-мезозойской зоны.

Аномалия силы тяжести между Телиу и Ынторсура Бузэулуй, судя по ее характеристикам, вызвана плотной массой, залегающей на небольшой глубине, но сильно укорененной, которая сильно влияет на общее распределение гравитационного поля на площади исследованного района. Можно сказать, что эта масса служит опорой для всей Карпатской дуги.

Эта плотная масса рельефно выступает на обширной площади и развивается по всем направлениям, находясь в различных пространственных соотношениях с перекрывающими ее образованиями. Глубина залегания этого тела находится ниже уровня туннеля Телиу, в геологическом профиле которого кристаллические сланцы не обнаружены [40]. Минимальные магнитные значения этого положительного гравиметрического рельефа дают указания о петрографическом характере возмущающего тела. Несомненно, здесь речь идет о плотной и слабо намагниченной кристаллической массе, постепенно поднимающейся к поверхности по направлению с юга на север. На юге субстрат, по-видимому, является активным до линии, по которой проходит пояс повышенного горизонтального градиента, выявленного работами проведенными в Прикарпатской зоне [32] и частично приведенного на нашей карте (чертеж II), на участке между Хоморычиу — Киожду — Нехою — Гура Тегий.

Трудно сказать что-либо определенное о связи этой кристаллической массы с горным массивом Ляота, расположенным юго-западнее, и с кристаллическим массивом гор Чук-Хегимаш, расположенным севернее: также трудно решить, идет ли здесь речь о сплошном кристаллическом массиве или же о нескольких блоках кристаллических образований различного характера.

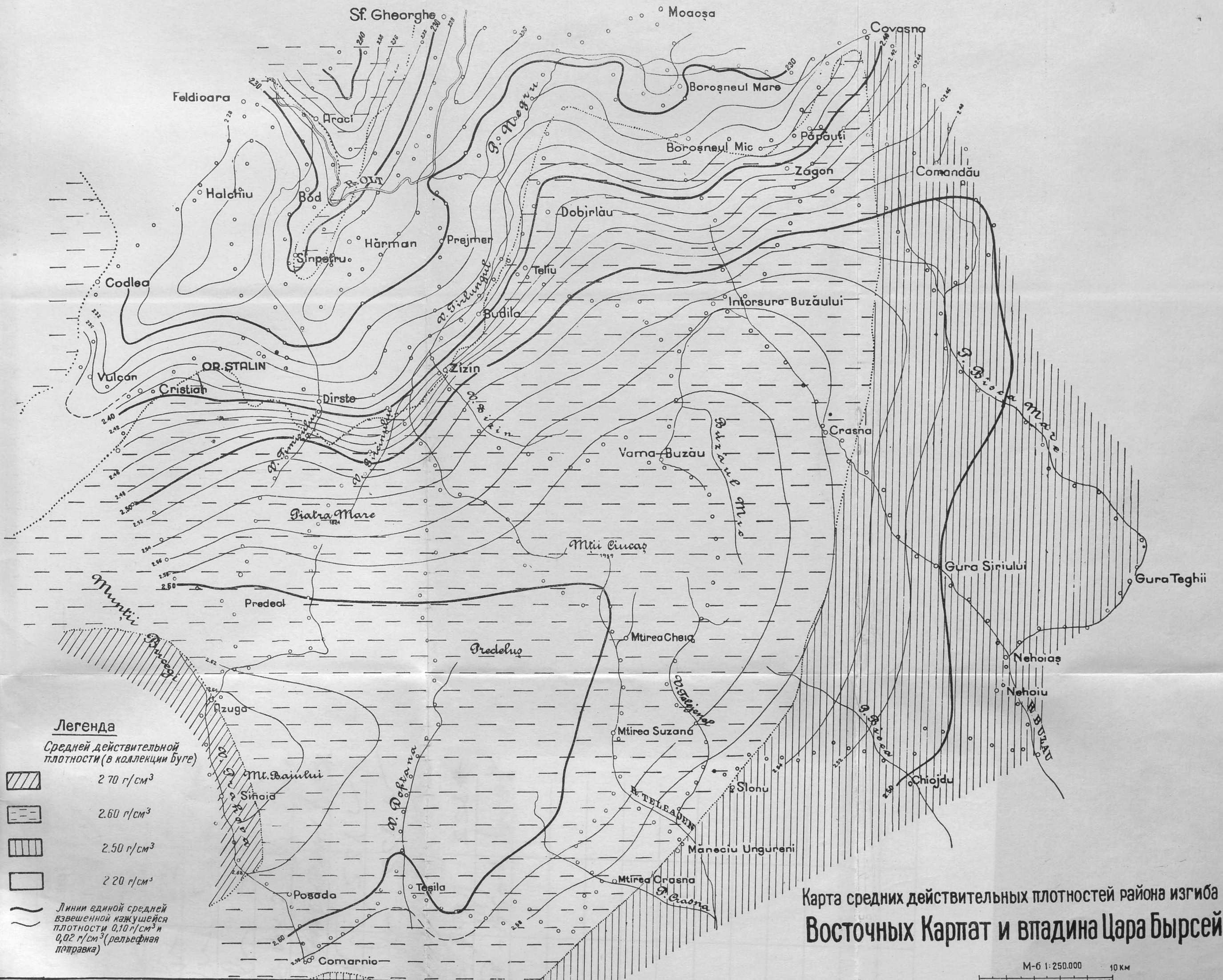
По всей вероятности, фундамент состоит не из одного жесткого однородного блока, незатронутого последовательными тектоническими движениями, в которые были вовлечены флишевые отложения. В некоторых геологических трудах высказывается мнение об активном участии кристаллического субстрата флишевой геосинклинали в процессе формирования современного тектонического строения Восточных Карпат [16], причем поднятие фундамента по направлению к северу ясно отражается на структуре поверхностных образований [16], [41]. Указания в этом смысле дают также и обе геофизические карты. Ряд положительных аномалий силы тяжести по линии Кристиан — Сату-Лунг — Телиу — Ковасна, судя по данным карты в редукции Буге для средних действительных плотностей, указывают на наличие в субстрате различных возмущающих масс. На юге исследованной территории, где господствует региональная аномалия силы тяжести, положение представляется менее ясным. Колебания изогамм со стремлением к максимальным и минимальным значениям могут соответствовать рельефу субстрата, в котором выделение отдельных структурных единиц весьма затруднительно. Тем не менее, при корреляции с магнитными данными и при сопоставлении с магнитными и гравитационными аномалиями, расположенными севернее, можно вывести некоторые качественные, весьма интересные заключения о тектонике кристаллического фундамента.

Общая схема субстрата в южной части исследованного района представляется в следующем виде: на участке Синайя — Пасул Пределуш — Зизин — Телиу — Моакша располагается кристаллический хребет, приближающийся к внешней границе Синайских слоев; площади распространения конгломератов Чукаш-Зэган соответствует впадина

с осадочными отложениями большой мощности; площади распространения черных сланцев соответствует еще одно поднятие фундамента, за которым снова наблюдается постепенное возрастание мощности отложений по направлению к югу и востоку. Мощность осадочных отложений, достигает максимальных значений к югу от линии, проходящей через монастырь Сузанна и Гура Сириулуй, вдоль которой фундамент ступенчато опущен к югу, — явление, подтвержденное наличием пояса повышенного градиента, проходящего по указанной линии — (чертеж II). Это опускание фундамента дает объяснение падению неогеновых складок с ЮЮВ на ССЗ, констатированное в южной и юго-восточной части района [17], [42]. На рост мощности осадочной толщи указывает, с одной стороны, стремление изогамм к минимальным аномальным значениям (за исключением площади распространения конгломератов Чукаш-Зэгану, где в силу петрографического состава этих отложений наблюдается стремление изогамм к положительным значениям), — а с другой — положительный характер осадков в геомагнитном поле, контрастирующий со слабой намагниченностью кристаллического фундамента.

В северо-западной части исследованного района гравиметрические результаты хорошо совпадают с геологией района. Отрицательные аномалии Прежмер и Хэлкчу соответствуют двум грабенам, выполненным более молодыми осадками, контрастирующими с меловыми формациями, распространеными восточнее и с кристаллического-мезозойским массивом Вулкан-Кодля, расположенным западнее и отделенным порогом, в северной части которого обнажаются меловые отложения гор Бараолт. Группа аномалий Кристиан — Сату Лунг — Пьятра Маре соответствует кристаллическо-мезозойским массам (горные массивы Кристиану Маре и Пьятра Маре). Положительная аномалия, расположенная к северу от линии, проходящей через населенные пункты Дырсте и Сату Лунг, вызвана возмущающим телом того же характера (см. аномалия Пьятра Маре), перекрытым аллювиальными отложениями; высокую интенсивность этого тела можно объяснить эрозийным размытием средне-меловых отложений, перекрывающих его кристаллическое ядро. Вышеописанная схема дополняется картой магнитных аномалий. Несмотря на то, что колебания магнитной аномалии сравнительно незначительны в этой зоне, тем не менее можно отметить то же стремление, но менее ясно выраженное, как и в южной части исследованного района. Стремление к максимальным магнитным значениям на площади минимальных гравиметрических значений (аномалия Прежмер), и к минимальным магнитным значениям в зоне порога положительных гравиметрических значений по линии г. Сталин — Сыньпетру — Св. Георге, указывают на то, что гравиметрическая аномалия вызвана в основном кристаллическим субстратом.









При толковании магнитной аномалии в зоне Вырфул Пьятра Маре — Кристиан — Вулкан, в северо-западной части исследованного района встречаются некоторые затруднения. Эта аномалия накладывается на положительную и отрицательную гравиметрическую аномалию (аномалия в районе Пьятра Маре — Кристиан — Сату Лунг, и южная часть аномалии Хэлкчу) и остается открытой со стороны

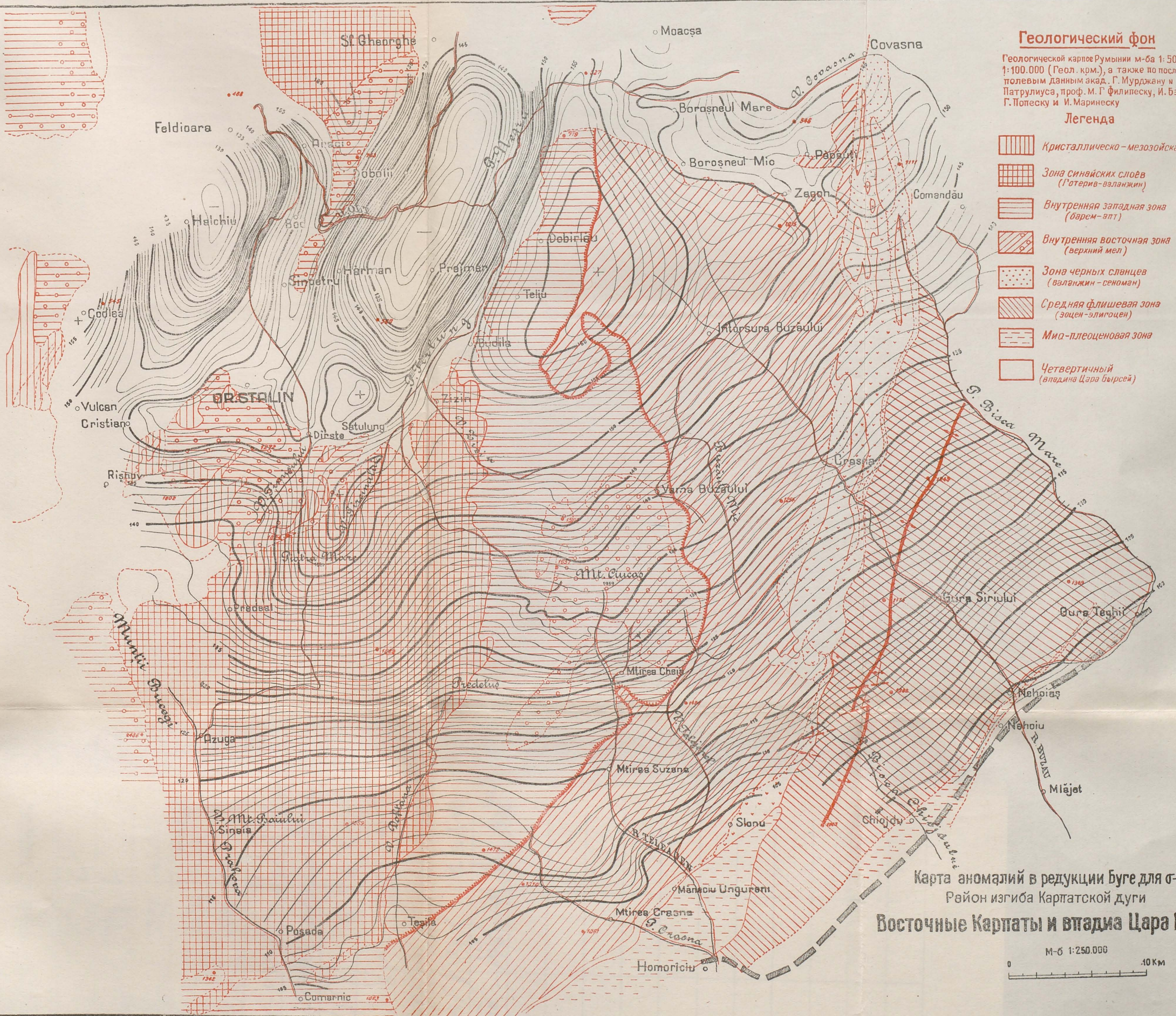


Геологический фон

Геологической карте Румынии м-ба 1:500.000 и 1:100.000 (Геол. крм.), а также по последним полевым данным акад. Г. Мурджану и Д. Патрулиуса, проф. М. Г. Филипеску, И. Бэнчила, Г. Попеску и И. Маринеску

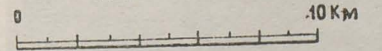
Легенда

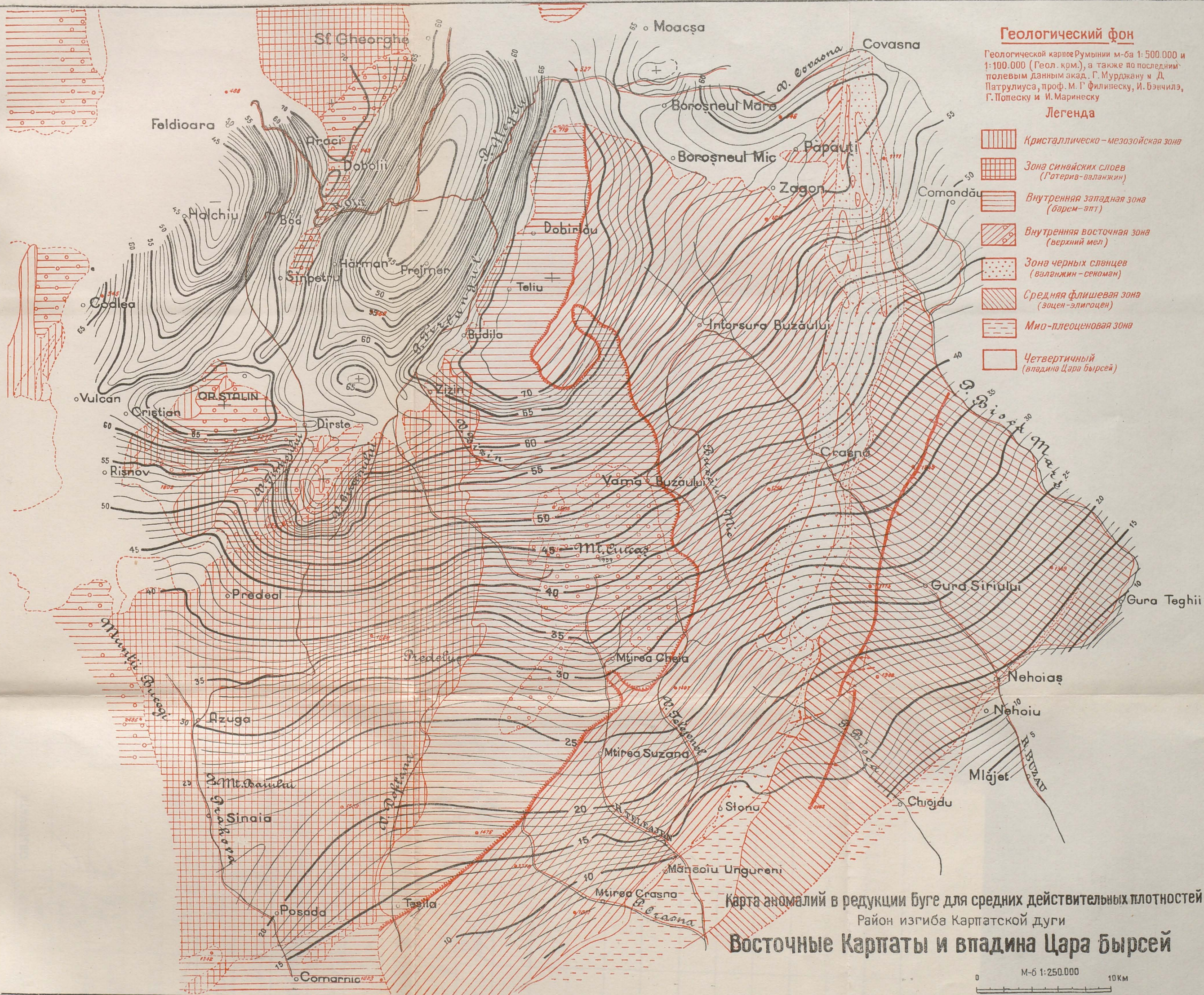
-  Кристаллическо-мезозойская зона
-  Зона синяйских слоев (Готерив-валанжин)
-  Внутренняя западная зона (барем-эпт)
-  Внутренняя восточная зона (верхний мел)
-  Зона черных сланцев (валанжин-сеноман)
-  Средняя флишевая зона (зоцен-элигоцен)
-  Мио-плеоценовая зона
-  Четвертичный (впадина Цара Бырсей)

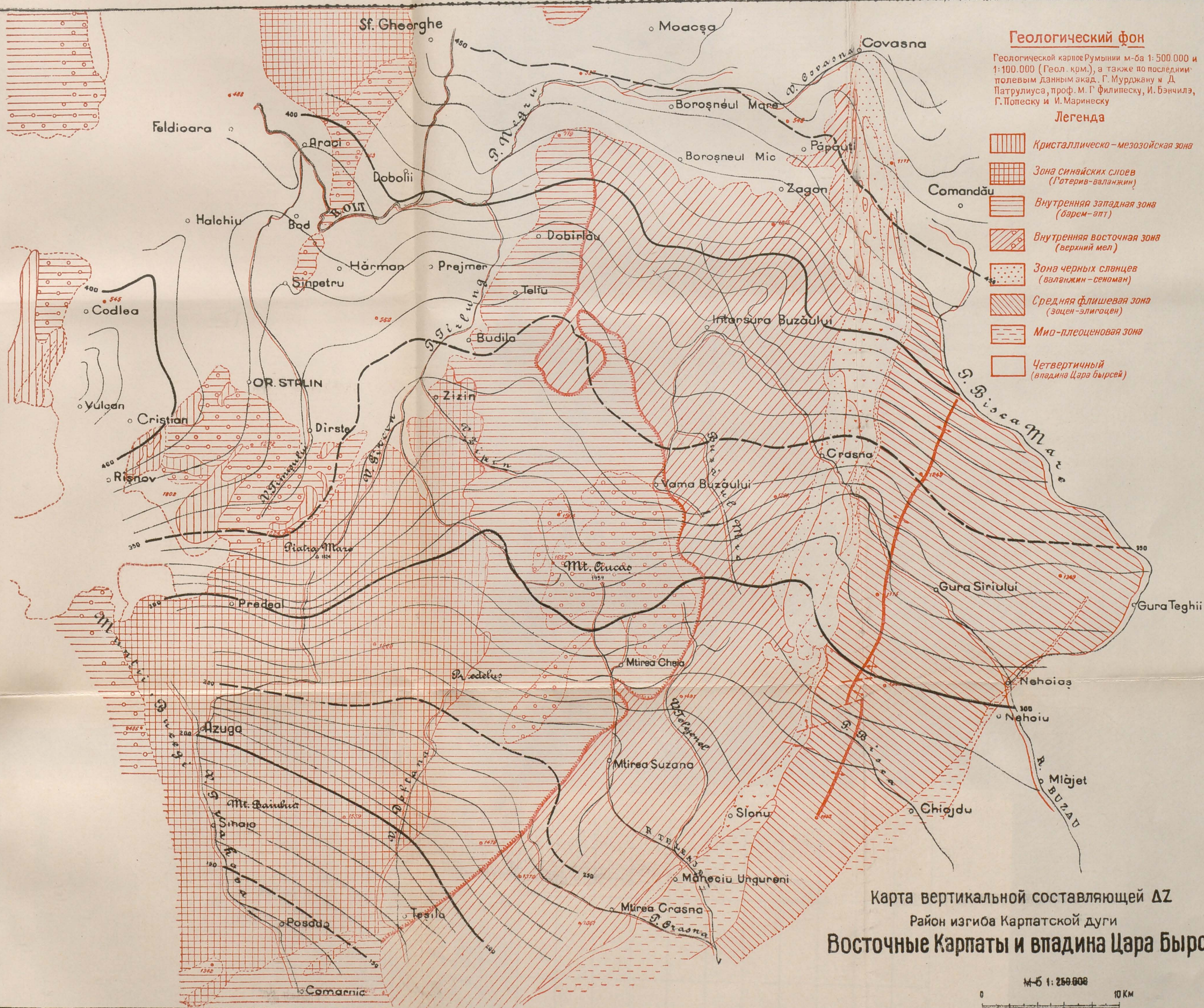


Карта аномалий в редукции Буге для $\sigma-220 \text{ г/см}^3$
Район изгиба Карпатской дуги
Восточные Карпаты и впадина Цара Бырсей

М-б 1:250.000





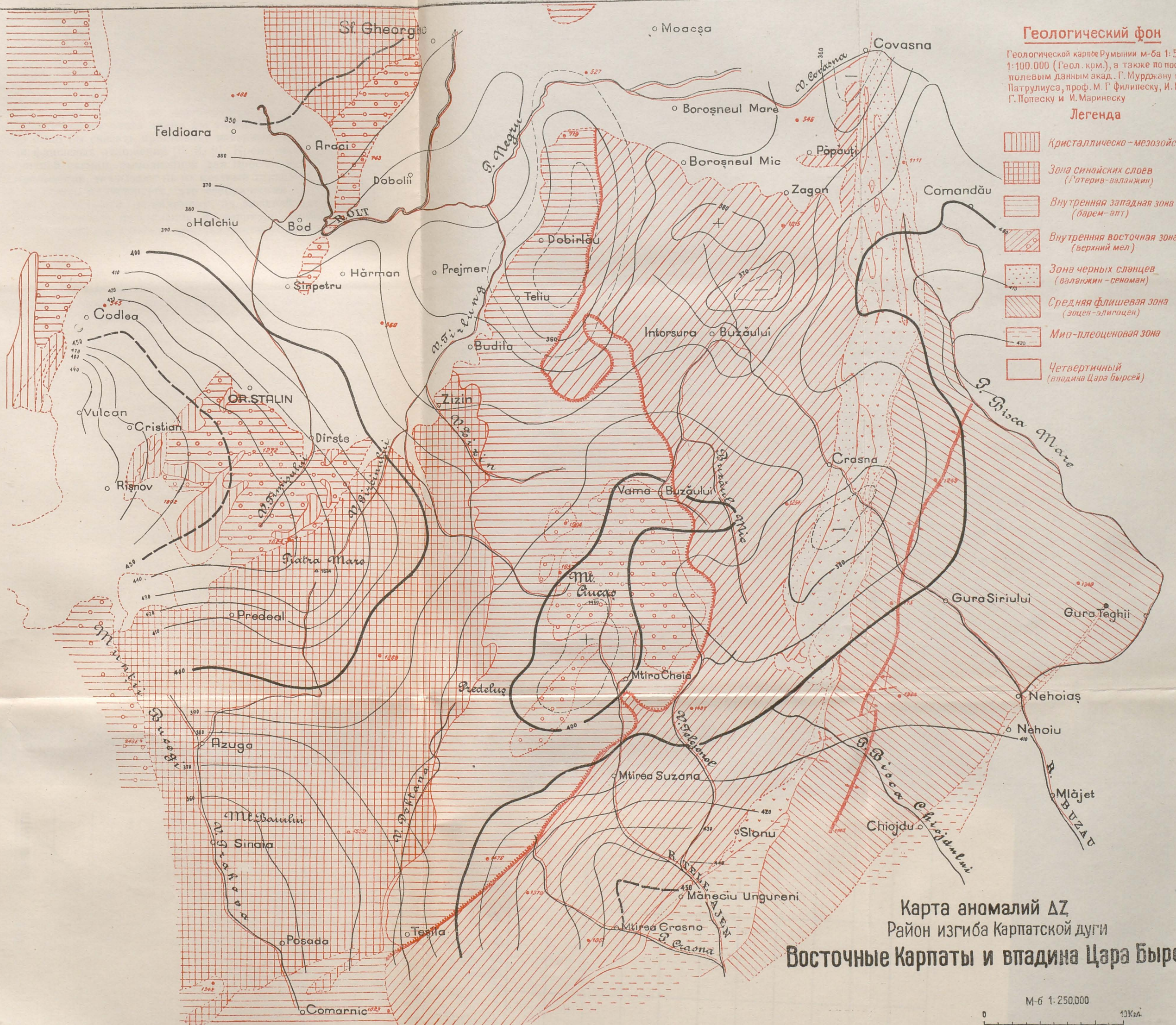


Геологический фон

Геологической карте Румынии м-ба 1:500.000 и 1:100.000 (Геол. крм.), а также по последним полевым данным акад. Г. Мурджану и Д. Патрулиуса, проф. М. Г. Филипеску, И. Бэнчилэ, Г. Попеску и И. Маринеску

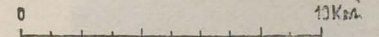
Легенда

- Кристаллическо-мезозойская зона
- Зона синийских слоев (готерив-валанжин)
- Внутренняя западная зона (барем-апт)
- Внутренняя восточная зона (верхний мел)
- Зона черных сланцев (валанжин-сеноман)
- Средняя флишевая зона (зоцен-элигоцен)
- Мео-плеоценовая зона
- Четвертичный (впадина Цара Бырсей)



Карта аномалий ΔZ
Район изгиба Карпатской дуги
Восточные Карпаты и впадина Цара Бырсей

М-б 1:250.000



кристаллическо-мезозойского массива Кодля-Холбав. Ее положительный характер объясняется, с одной стороны, большой мощностью отложений, развитых в этой зоне [7], [22], а с другой — присутствием кристаллического изверженного комплекса в районе Пояна Мэрулуй — Холбав — Кодля, сильно намагниченного, который, вероятно, тянется по направлению к Рышнову и Предеалу.

Кроме этого, следует отметить, что магнитная сеть и профили, пересекающие горный хребет, не зарегистрировали присутствия в субстрате магматического очага каких бы то ни было размеров, с которым можно было бы связать проявление изверженных пород, встреченных среди флишевых отложений [6, 8, 9]. Кроме этого, данные детальной магнитной съемки, выполненной для прослеживания этих изверженных проявлений, указывают на их местный характер [29]. Также, считаем необходимым подчеркнуть, что сейсмический центр в горах Вранча [30], [31] расположен, по-видимому, на внешней юго-восточной границе кристаллического фундамента и, вероятно, функционально связан с вертикальными движениями кристаллического блока.

ВЫВОДЫ

1. В результате выполненных нами гравиметрических и магнитных определений, составлены первые карты распределения гравитационного и геомагнитного поля в районе Восточных Карпат, к западу от Карпатского изгиба.

2. В результате гравиметрической и магнитной съемки впервые получены геофизические данные о геологической структуре субстрата исследованного района.

3. Гравиметрическое поле выражается интенсивной региональной аномалией в южной части исследованного района (около 50 мгл), и группой положительных и отрицательных аномалий большой интенсивности в северной его части (от +15 до —25 мгл).

4. Геомагнитное поле, сравнительно спокойное, указывает на некоторые региональные колебания (определимые количественно по изменению значения широтного градиента для различных меридианов); при введении поправок за влияние нормального поля, эти колебания соответствуют зонам интенсивной или слабой намагниченности, которые в широких чертах соответствуют аномальным гравиметрическим эффектам.

5. В результате корреляции гравиметрических и магнитных аномалий, установлена их связь с кристаллическим субстратом исследованного района.

6. Кристаллический субстрат постепенно погружается по направлению с запада на восток и более резко — с севера на юг. Максимального поднятия он достигает по линии Рышнов — Сату Лунг — Телиу — Ковасна. К северу от этой линии субстрат расчленяется, образуя два грабена (районы Прежмер и Хылчиу), разделенные выступом, проходящим по простиранию гор Бараолт.

7. В южной части исследованного района, в субстрате, выявлено два горных хребта (один — вдоль внешней границы Синайских слоев, а другой — в зоне черных сланцев) и зона максимальной мощности отложений (на площади Чукаш-Зеган, монастырь Сузанна — Гура Сириулуй — Мэнэциу и т.д.).

8. При сопоставлении с гравиметрическими аномалиями, оконтуренными на прилегающих площадях, можно предположить, что кристаллический фундамент активно участвовал в тектонических движениях, в которые были вовлечены отложения Карпатского флиша.

ЛИТЕРАТУРА

1. ȘTEFAN AIRINEI, *Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei Orientale, din anul 1953 (Edera-Ursei-Talea, Șotrile-Melicești-Buștenari-Mislea-Măgureni)*, Stud. Tehn. Econ., Com. Geol. Rom., Seria D, Prospekțiuni geofizice, 1959, 3.
2. — *Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei Orientale, din anul 1954 (Mislea-Buștenari-Șotrile-Teșila-Petriceaua-Cosminele-Vîlcănești)*, Stud. tehn. econ. Com. Geol. Rom., Seria D, Prospekțiuni Geofizice, 1959, 3.
3. Л. В. СОРОКИН, *Гравиметрия и гравиметрическая разведка*, Гостоптехиздат, Москва-Ленинград, 1953.
4. А. А. ЛОГАЧЕВ, *Курс магниторазведки*, Госгеолиздат, Москва, 1951.
5. Ф. М. ЯНОВСКИЙ, *Земной магнетизм*, Гостист. — тех. — теорет. — литерат., Москва, 1953.
6. F. JEKELIUS, *Der geologische Bau des Gebirges von Brașov*, An. Inst. Geol. Rom., 1938, 19.
7. N. ONCESCU, *Région de Piatra Craiului-Bucegi. Etude géologique*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1945, 22.
8. G. MURGEANU, *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova)*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1931, 16, 280.
9. D. PATRULIUS, *Observațiuni asupra depozitelor mezozoice din Bucegi și din Perșani*, D.d.S. Com. Geol. Rom. (1950—1951), 1956, 38, 136.
10. G. MURGEANU, N. GHIERASI, *Sur la présence des schistes cristallins dans V. Zamorei (Bușteni-Poiana Țapului)*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1932, 1.
11. D. M. PREDA, *Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova*, Ann. Inst. Geol. Rom., 1925, 10, 1.
12. M. G. FILIPESCU, *Recherches géologiques entre le Teleajen et la Doftana*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1936, 17, 545.
13. GR. POPESCU, *Asupra unor breicii cu blocuri în flișul cretacic din basinul văii Prahova*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Sect. științe biol., agron., geol., geogr., 1954, 6, 2, 491.
14. M. G. FILIPESCU, *Vederi noi asupra tectonicii Flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. C. I. Parhon, 1955, 6—7.
15. M. G. FILIPESCU, I. DRĂGHINDĂ, V. MUTIHAȘ, *Contribuții la orizontarea și stabilirea virstei sisturilor negre*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Sect. științe biol., agron., geol., geogr. 1952, 4, 9—10.
16. I. BÂNCILĂ, *Paleogenul zonei mediane a flișului*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Sect. geol., geogr., 1955, 7, 4, 1201.
17. GR. POPESCU, *Zona flișului paleogen între V. Buzăului și V. Vărbildului*, D.d.S. Com. Geol. Rom., 1955, 36, 113.
18. M. G. FILIPESCU, *Etude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bîsca Mare (Buzău)*, C.R. Inst. Géol. Roum., (1934—1935), 1940, 23, 78.
19. N. ONCESCU, *Geologia Republicii Populare Romîne*, București, Ed. tehnică, 1957.
20. I. BÂNCILĂ, *L'évolution des idées sur la tectonique des Carpates orientales*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1944, 28, 14.
21. MIRCEA ILIE, *Structura geologică a Munților Perșani, I și II*, An. Com. Geol. Rom., 1953, 26; 1954, 27.

22. G. MURGEANU, D. PATRULIUS, *Cretacicul superior de pe marginea Leaolei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secț. geol., geogr., 1957, **2**, 1, 5.
23. M. G. FILIPESCU, *Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din Flișul extern dintre văile Teleajen și Uzu*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secț. geol., geogr., 1957, **2**, 1, 37.
24. M. SOCOLESCU, D. BISIR, *Calculul rețelei stațiilor de pendul din R.P.R.*, Studii și cercet. fiz. Acad. R.P.R., 1956, **7**, 4, 505.
25. M. SOCOLESCU, *Profilul Brașov-Giurgiu* (Comunicare preliminară), D.d.S. Inst. Geol. Rom., 1952, **34**, 3.
26. ALEX. ESCA, *Profile gravimetrice peste Carpații Orientali*, Comunicările Acad. R.P.R., 1953, **3**, 1—2, p. 59.
27. SCARLAT STOENESCU, *Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Slănic (Prahova)*, Rapoarte tehnice, Com. Geol. Rom., Geofizică, 1960, **4**.
28. ȘTEFAN AIRINEI, *Ridicări magnetice regionale în Transilvania, din anul 1951 (Munții Perșani și regiunea Sibiu-Blaj-Hunedoara-Hateg)*, D.d.S. Com. Geol. Rom., (1954—1955), 1959, **42**.
29. — *Efectul geomagnetic al unor iviri de roce eruptive din Carpații Orientali din Muntenia și Transilvania*, D.d.S. Com. Geol. Rom., (1957—1958), **45**.
30. G. DEMETRESCU, *Despre determinarea adncimii cutremurelor din Vrancea*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secț. științe mat., fiz., 1953, **5**, 3, 461.
31. I. G. POPESCU, *Considerații asupra unor cutremure cu valra în regiunea Vrancei*, Studii și cercet. astron., seismolog., Acad. R.P.R., 1956, **1**, 147.
32. ȘTEFAN AIRINEI, *Asupra unui etaj gravimetric major în zona colinară a Munteniei orientale*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secț. geol., geogr., 1956, **1**, 1—2, 123.
33. V. SCHEFFER, *Hegyes vidéken végzett graviméteres mérések magassági korrekcióirol* (Corecțiile de înălțime ale ridicărilor cu gravimetrul executate în regiuni muntoase), Földtani Közlöny, 1948, **57**, 12—16.
34. L. L. NETTLETON, *Determination of Density for Reduction of Gravimeter Observations*, Geophysics, 1939, **4**, 176.
35. KARL JUNG, *Über die Bestimmung der Bodendichte aus den Scherenmessungen*, B. Z. a. Geophysik, 1943, **10**, 2, 154.
36. A. I. F. SIEGERT, *Determination of the Bouguer Correction Constant*, Geophysics, 1942, **7**, 1, 29.
37. R. VAJK, *Bouguer Corrections with Varying Surface Density*, Geophysics, 1956, **21**, 4, 1004.
38. M. CUNIELLI, *51 misure di gravita relativa eseguite in Italia settentrionale nel 1949*, Riv. Geomineralia, Milano, **10**, 37.
39. LIVIU CONSTANTINESCU, N. MILEA, *Contribuții la studiul cmpului geomagnetic normal. III. Distribuția normală a valorilor înclinației magnetice în R.P.R.*, Studii și cercet. fiz. Acad. R.P.R., 1955, **6**, 3, 451.
40. A. E. JEKELIUS, *Raport asupra unor observațiuni geologice în tunelul de la Telii*, D.d.S. Inst. Geol. Rom., (1925—1926), 1930, **14**.
41. ION MARINESCU, *Cercetări geologice și geologice-tehnice în Flișul Munților Buzăului*, D.d.S. Com. Geol. Rom., 1956—1957, **44**.
42. N. GRIGORAS, *Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Puțna și Buzău*, An. Com. Geol., 1955, **28**.

LES TYPES GÉNÉTIQUES DE LACS ET LEUR RÉPARTITION SUR LE TERRITOIRE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

PAR

T. MORARIU

MEMBRE CORRESPONDANT DE L'ACADÉMIE
DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

et AL. SAVU

Une étude complexe et d'ensemble sur les lacs de Roumanie est assez ardue, tant à cause de leur nombre (plus de 3 000 lacs et étangs connus), qu'à cause de la grande variété de leur origine, de leur mode d'alimentation, de leurs propriétés physiques et chimiques, etc., d'où il résulte un embarras bien justifié quant au choix du critérium de classification le plus correct. Il faut y ajouter le fait que, dû à l'intervention directe ou indirecte de l'homme, les caractères de nombreux lacs sont constamment modifiés, nécessitant des observations limnologiques ininterrompues ou, tout au moins, répétées à certains intervalles de temps. Cette dernière considération acquiert une importance toute spéciale sous le régime de démocratie populaire; grâce à de nombreux travaux hydro-techniques, d'anciens lacs disparaissent (pour permettre une utilisation plus judicieuse des terrains), d'autres, nouveaux, apparaissent, et la majorité des lacs existants sont en cours d'aménagement en vue d'obtenir un rendement accru par leur valorisation économique multilatérale.

Les auteurs ne se proposent pas, dans cet article, d'élucider dans son ensemble le problème des lacs de la R.P. Roumaine, qui nécessite encore des études systématiques, mais, se basant sur leurs observations personnelles et sur le matériel bibliographique existant, d'essayer d'effectuer une classification des types de lacs, choisissant dans ce but le critérium génétique, qu'ils considèrent comme étant le plus rationnel. Il leur sera ainsi plus facile d'établir ensuite de façon causale, les régions géographiques

présentant la plus grande fréquence des mêmes types, afin d'essayer d'établir une répartition limnologique par zones, du territoire de la Roumanie. Dans les deux cas, ce travail conserve, à son état actuel, un caractère préliminaire, et ce n'est qu'après l'élargissement des recherches sur les lacs qu'il sera éventuellement possible de compléter la classification ainsi que la carte de la répartition limnologique territoriale par zones.

Dans la littérature roumaine plus ancienne, de cette spécialité, on rencontre d'assez nombreux travaux ayant trait aux lacs, néanmoins sans que ces travaux approfondissent leur étude sous tous ses aspects. Certaines études ne rappellent que tangentiellement l'existence des lacs dans les différentes régions du pays [3] [6] [10] [24] [27]. D'autres, plus complètes, se rapportent à la genèse et à l'évolution ou aux propriétés physico-chimiques des eaux [4] [5] [9] [11] [15]. D'intéressants travaux ont également été publiés, relativement au phénomène d'échauffement des lacs salés [17] [18] [19] [20] [21], aux propriétés thérapeutiques des eaux ou de la vase de certains lacs [12] [13] [41] [46], à leur utilité économique [1] [2] [22] [45], etc. Il faut aussi rappeler quelques essais de classification des lacs de la R.P. Roumaine qui, bien qu'ils soient incomplets, apportent néanmoins des contributions non dépourvues de valeur à ce sujet [16] [43].

Etant donné le rôle de plus en plus important joué par les lacs dans l'économie actuelle de la R.P. Roumaine, on a commencé, dernièrement, à les étudier de façon plus organisée. C'est ainsi que s'expliquent les nombreux travaux récemment publiés, qui analysent des lacs divers, ainsi que tout le complexe de leurs caractères physico-chimiques, biotiques et économiques (il s'agit tant des cuvettes lacustres, comme formes de relief, que du volume d'eau). Il faut mentionner les études sur les lacs d'origine glaciaire de la zone carpatique roumaine [26] [34] [35], sur les lacs de la dépression de la Jijia et de la « plaine » de Transylvanie, sur quelques lacs de barrage naturel, etc. Une attention toute spéciale est accordée au problème de la réfection de certains lacs disparus, pour aider au développement de la pisciculture ou pour modifier le régime des rivières à caractère torrentiel, de même que pour l'utilisation à plus grande échelle des eaux et vases des lacs salés, basée sur des analyses minutieuses de leurs propriétés thérapeutiques.

La construction, ces dernières années, de quelques grands bassins de rétention, impose nécessairement des études complexes, autant sur les conditions physico-géographiques locales, destinées à assurer la stabilité de leur bilan hydrologique, que sur la façon dont les lacs eux-mêmes modifient — parfois de façon substantielle — le paysage géographique environnant. Le but final de toutes ces recherches reste, bien entendu, la valorisation économique rationnelle du patrimoine lacustre de la Roumanie.

La réalisation de la Monographie géographique de la République Populaire Roumaine, dans le cadre de l'Académie de la R.P.R. et de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S., a constitué l'occasion la meilleure pour approfondir les études limnologiques (comme d'ailleurs tous les domaines de la géographie physique et économique), permettant de passer, bien plus aisément que par le passé, tant à l'élaboration de cartes de syn-

thèse qu'à la classification des lacs de la Roumanie. Quoiqu'il ne s'agisse encore que d'un début, le fait mérite d'être signalé que, dernièrement, on a accordé une attention particulière aux recherches sur le régime thermique des eaux, l'évaporation, la transparence, la chimie, les effets thérapeutiques, etc., en raison desquelles les lacs pourront occuper la place qu'ils méritent dans l'économie nationale.



Les recensements les plus récents indiquent, pour tout le territoire de la R. P. Roumaine, un nombre d'environ 2 300 lacs, auxquels il faut ajouter plus de 1 000 étangs, la superficie totale de ces pièces d'eau dépassant 2 500 km² (P. Giştescu). Il faut évidemment admettre un coefficient d'approximation, tant pour le nombre des lacs (et surtout des étangs, au sujet desquels les informations sont encore incomplètes) que pour la superficie (soit à cause des variations saisonnières de la majorité des surfaces lacustres, soit du fait que le relevé d'un grand nombre de lacs a été exécuté au planimètre, sur des cartes).

L'apparition d'un aussi grand nombre de lacs se rattache à toute une série de facteurs :

a) *La tectonique.* La tectonique accentuée et surtout les mouvements néo-tectoniques négatifs, actifs même de nos jours (bassin inférieur du Siret, du Someş, du Timiş, zone de subsidence Cîlnîstea — Budeşti), ont conditionné des concentrations d'eaux courantes, des divagations de cours et, respectivement, des formations de marécages ou même de lacs naturels.

b) *La lithologie.* La variété pétrographique du relief de la R. P. Roumaine influence également, dans une certaine mesure, la formation des lacs. Il faut mentionner, tout d'abord, la grande fréquence des roches imperméables (argiles, marnes, schistes cristallins, roches éruptives) qui favorisent le maintien des eaux météoriques accumulées dans les excavations de diverse nature (glissements, érosion fluviale ou éolienne, affaissements, etc.). Il s'agit, en second lieu, des roches perméables, à propriétés de suffosion (calcaires, graviers, lèss) ou facilement solubles (sel, gypse), dont l'évolution se rattache à l'apparition de très nombreux types d'excavations (doline, poljes (micro-dépressions de tassement en lèss), etc.), ultérieurement remplies par des eaux météoriques ou souterraines.

c) *Le climat.* Le climat tempéré continental, aux précipitations excédentaires par rapport à l'évaporation et, par conséquent, favorable à l'accumulation d'eau — pour approximativement les deux tiers du pays.

— Le déficit d'humidité des zones arides, qui transforme souvent les petites rivières en chaînes de lacs et qui impose la création artificielle d'étangs.

— La fréquence, dans quelques régions du pays, de vents dominants, favorables tant à la formation d'excavations dans le lèss que, notamment à l'accumulation des sables en dunes parallèlement disposées, avec des lacs intercalés dans les espaces inférieurs.

— Le paléo-climat quaternaire, aux grandes oscillations saisonnières de température, qui ont conditionné l'installation, dans les zones les plus élevées des Carpates, de la glaciation quaternaire dont les traces peuvent être identifiées, entre autres, par la présence de nombreux lacs alpins profonds.

d) *L'hydrographie*. Le réseau hydrographique du pays est riche et bien organisé, aux artères importantes et aux vallées larges, fréquemment inondées.

— Présence, sur le territoire du pays, sur une longueur de 1 075 kilomètres, d'un fleuve de la taille du Danube, dans la vallée inondable duquel sont cantonnés les plus nombreux et, pour la majorité des cas, les plus étendus des bassins lacustres (les « baltas » du Danube).

— Présence, sur 245 kilomètres, du littoral de la mer Noire, favorable à la formation de limans maritimes et fluvio-maritimes.

— Régime instable des rivières de steppe, à crues exceptionnelles de 5 à 8 mètres au-dessus de l'étiage et, respectivement, à débordements qui alimentent presque annuellement (et parfois plusieurs fois par an) les anciens lits et méandres abandonnés, générant la formation de lacs.

— Remous naturel des grandes eaux, à effet de barrage pour les affluents, dans les zones de plaine et particulièrement d'anastomose de ces affluents par des alluvions, ayant pour effet la naissance des limans fluviaux.

e) *La morphologie*. L'aspect, très varié, du relief de la R.P. Roumaine accuse une grande complexité de formes structurales et surtout sculpturales.

— Extension procentuelle des vallées inondables des rivières, avec une très riche gamme de formes morpho-hydrographiques.

— Présence, sur le territoire du pays, d'un relief volcanique relativement jeune, qui conserve encore — de façon strictement locale — la forme des anciens cratères, capables de loger des lacs (exceptionnellement).

— Evolution actuelle du relief, par des processus de pente intenses et variés, certains d'entre eux (écroulements, glissements) favorisant la naissance de lacs de barrage naturel.

f) *Le facteur anthropogène*. L'intervention directe de la société humaine pour la création de lacs dans divers buts (solution du problème de l'eau potable, régularisation des rivières de steppe, énergie hydraulique, alimentation d'eau industrielle, pisciculture, irrigations, etc.). L'homme influence dans la même mesure l'amointrissement du nombre des lacs, par des assèchements.

— Intervention indirecte de l'homme, par des défrichements, des cultures, etc., à répercussions sur le régime climatique et hydrographique de diverses régions ou par l'abandon de certaines salines, galeries de mines, etc., où s'accumule de l'eau.

— En ce qui concerne la genèse des cuvettes lacustres, à part l'homme, les agents modeleurs les plus importants sont les agents externes, représentés par des processus d'érosion et d'accumulation fluviale, maritime, glaciaire (cuvettes reliques), éolienne, et de suffosion, écoulement et glissement, etc.

Tous ces facteurs et d'autres, strictement locaux, de moindre importance, justifient :

— le grand nombre de lacs et d'étangs du territoire de la Roumanie ;

— la variété, tant comme genèse que comme propriétés physico-chimiques, des bassins lacustres ;

— les surfaces relativement limitées des lacs de Roumanie, à l'exception de ceux de la vallée du Danube ou du littoral maritime¹.



La classification des lacs de la République Populaire Roumaine n'est pas un problème trop simple, étant donné les différents critères pouvant être pris comme point de départ : répartition par grandes unités de relief, distribution par rapport aux zones excédentaires ou déficitaires en humidité, régime d'alimentation, genèse, propriétés physico-chimiques, utilité économique, extension en surface, etc.

Pour les conditions du territoire roumain, avec une grande variété de facteurs favorables à l'apparition des lacs, le critérium génétique (il s'agit de la genèse des cuvettes lacustres) reste néanmoins le plus important et c'est celui que nous avons choisi comme base de classification.

Nous tâcherons par conséquent de présenter ci-après les types génétiques de lacs, en les échelonnant généralement d'après leur encadrement dans les grandes unités de relief.

1. Lacs glaciaires et périglaciaires

Dans les deux cas, les cuvettes lacustres sont des formes relictées de relief, effet de la glaciation quaternaire qui, dans quelques massifs (Retezat, Făgăraș, Parîng, Rodna, Bucegi, etc.), a eu un développement appréciable, et des conditions périglaciaires, avec une distribution spatiale beaucoup plus large. Par analogie avec la glaciation alpine actuelle, il faut admettre que, à la période quaternaire, les Carpates roumaines abritaient une gamme de lacs plus variée. Cependant, l'évolution du relief avec le temps, après le retrait complet des glaciers, a réduit cette gamme à seulement quatre types génétiques :

a) *Lacs dans des cirques glaciaires*. Ce sont les plus caractéristiques et les plus largement répandus, leur nombre dépassant 200, d'après les recherches faites jusqu'à présent. Isolés — dans la majorité des cas — ou associés (complexe de Bucura, par exemple), ils représentent l'un des indices très précieux pour la reconstitution de l'extension et de la succession au cours du temps de la glaciation quaternaire. Ils occupent, sans distinction, les cirques des anciens glaciers du type alpin, aussi bien que ceux du type pyrénéen.

¹ Environ 90% du nombre total sont des lacs de moins d'un kilomètre carré, et il n'y en a que quelques-uns qui dépassent 50 kilomètres carrés, tels les : Razelm, Sinoe, Greaca, Brateș, Zmeica, Golovița, Potclu.

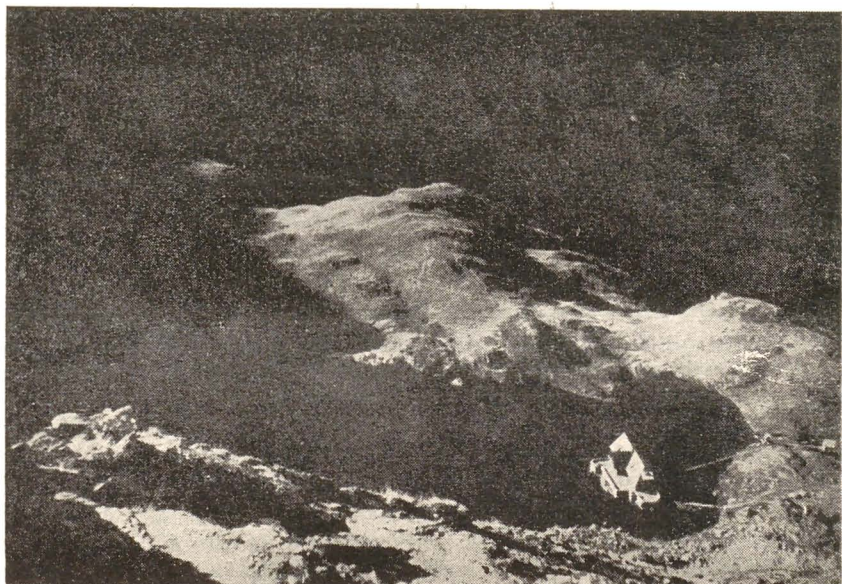


Fig. 2. — Lac de cirque glaciaire ; Bîlea — Făgăraș. (Photo I. Buta.)



Fig. 3. — Lac de vallée glaciaire ; Lacul Doamnei — Făgăraș. (Photo I. Buta.)

Les neiges forment, par leur fonte, la principale source d'alimentation de ces lacs. Toutefois la faune et la flore, à nombreux relictés glaciaires, plaident également, pour un certain pourcentage d'eau provenant de la fonte même des derniers glaciers carpatiques. Leur surface réduite (le lac Bucura, dans le massif de Retezat, avec ses 10,9 ha, est le plus étendu) et, par contraste, la très grande profondeur de certains d'entre



Fig. 1. — Lac de cirque glacière, sous le Pietrosul Mare — Rodna. (Photo I. Nistor.)

eux (le Tăul Negru et le Zănoaga, du Retezat, atteignent 25,5 et, respectivement, 22,5 m), la transparence de leurs eaux, leur température réduite, sont remarquables. Beaucoup d'entre eux forment l'origine de toute une série de rivières, leur assurant un débit constant pour leur bassin supérieur (le lac Capra, pour l'Argeș, le lac Urlea, pour la vallée de la Poșorta, le lac de Bilea, pour la vallée de la Cîrțișoara, le lac Avrig, pour la vallée de l'Arpaș, le lac Lala, pour la vallée de la Lala, etc.). D'autres s'infiltrèrent dans la masse des éboulis et assurent une riche circulation souterraine (Podul Giurgiului, dans le massif du Făgăraș). Dans la majorité des cas, les seuils glaciaires, au delà desquels l'eau des lacs s'accumule, sont franchis par des rapides ou même par de véritables cascades (Bilea — massif du Făgăraș). L'absence de lacs dans le massif des Bucegi — celui de la vallée de Țigănești n'est que temporaire — s'explique par la constitution géologique du massif (calcaires et conglomérats calcaires).

b) *Lacs dans des vallées glaciaires.* Ils sont beaucoup plus rares, cependant assez caractéristiques pour former un type distinct. Ils sont

cantonnés le long des vallées glaciaires, dont le profil longitudinal, à contrepentes, se conserve encore — sporadiquement — dans les Carpates roumaines. Dans certains cas, les lacs s'enlacent comme un collier (Florica, Viorica, Lia, Ana, du complexe Bucura — massif du Retezat); ailleurs on les rencontre isolés (Viștișoara, Lacul Doamnei — massif du Făgăraș). En contraste avec les lacs de cirque, d'une forme plus ou moins ronde,

les lacs des vallées sont plus irréguliers et — généralement — un peu allongés dans le sens de la vallée.

c) Lacs dans des reliefs périglaciaires. Ils sont également rares, quoique les régions à relief périglaciaire dépassent, comme étendue, les régions glaciaires. Cependant, leurs conditions de conservation ont été défavorables, les cuvettes lacustres respectives disparaissant à cause de l'évolution ultérieure des complexes

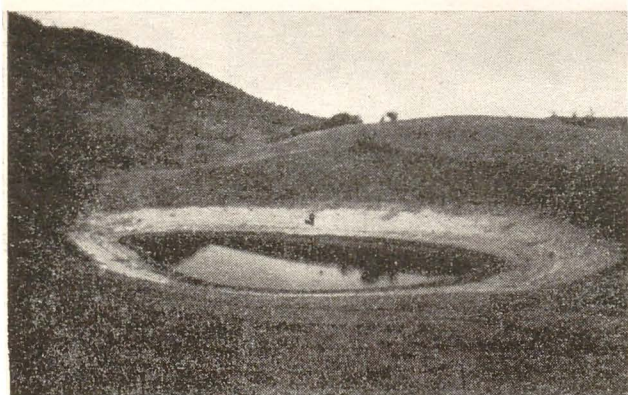


Fig. 4. — Lac dans une cuvette périglaciaire : dépression de Huedin. (Photo I. Berindei.)

fluvio-glaciaires. Les quelques lacs existants sont cantonnés soit dans des cuvettes nivales (Tăul Vulturilor, de Siriu; Tăul Mare, de Biharia; Baia Vulturilor, de Semenici), soit dans des niches résultant des tassements de certaines zones de glaciis périglaciaires — niches périglaciaires — ou derrière des cônes d'éboulis jumelés (les lacs de Șatra Pinteii, de Gutin, de la région de Călățele). L'instabilité de leur volume d'eau est bien plus prononcée que pour les lacs glaciaires, certains d'entre eux allant parfois jusqu'à l'assèchement, se transformant en tourbières.

d) Lacs de barrage morainique. Il est hors de doute qu'à la période quaternaire ce type de lac a été bien mieux représenté dans les Carpates. Cependant, l'érosion postérieure à la dernière glaciation a drainé toutes ces pièces d'eau, la seule exception étant le lac Girdoman, du massif Godeanu. Ils pourraient être considérés comme étant un sous-type des lacs glaciaires de vallée, dont ils ne se distinguent que par la nature du seuil de barrage.

Au point de vue de leur aire géographique, les trois types de lacs glaciaires appartiennent aux hautes zones montagneuses, comprises entre 1 800 m (limite moyenne inférieure, pour les Carpates, des neiges éternelles pléistocènes) et environ 2 300 m. Les lacs situés à la plus grande altitude sont : Custura (Ciumfă Mare et Mic), 2 270 m, Podul Giurgului, 2 250 m, Capra, 2 240 m, etc.

Comme répartition numérique, la primauté revient au massif Retezat — Godeanu — Țarcu (environ 80 lacs, grands et petits), suivi des

massifs : Făgăraș (environ 70), Rodna (27), Parîng (22). On rencontre aussi quelques lacs isolés dans les Cîndrel, Șurianu, Iezer, Toroiaga, Bardău, Pietrosul Maramureșului.

Les lacs de nivation sont cantonnés à de plus basses altitudes (au-dessous de 1 800 m), là où les processus périglaciaires se sont manifestés plus intensivement, descendant parfois jusqu'à environ 1 000 m (le lac de la limite Sud de la dépression de Huedin).



Fig. 5. — Le lac glaciaire Urlea du massif du Făgăraș.

2. Lacs de barrage naturel par glissements

Le processus mécanique du barrage survient assez brusquement, par des affaissements ou des glissements de terrain, et les lacs se forment dans des conditions dans lesquelles l'accumulation et le maintien d'une quantité appréciable d'eau est possible.

Le type le plus caractéristique, quoique relativement rare sur le territoire roumain, est celui des lacs résultant du barrage de certains cours d'eau par des éboulements massifs de matériel de pente, de l'un ou des deux versants de la vallée respective. De ce point de vue, les Lacul Roșu, Bălătău et Betiș, tous des Carpates orientales, sont classiques. Le Iezerul Ighiu, des monts Apuseni, à la formation duquel ont cependant contribué certains processus karstiques, semble être de même nature.

Il est à remarquer que les éboulements se déclenchent brusquement, mais ils sont précédés par une circulation souterraine des eaux, de longue durée, à l'intérieur des matériaux d'accumulation (éboulis anciens, glaciis périglaciaires fossiles). Dans les processus de moindre ampleur, la rivière principale, intensifiant son action d'érosion, détruit le barrage. C'est ce qui s'est passé avec le « Bolătău » de la vallée du Tazlăul Sărat (à l'endroit où se trouve le village actuel portant ce nom). Le lac de Romînești-Nistorești, dans la vallée de la Năruja (Vrancea), formé en 1920, a été artificiellement drainé, afin d'éviter une éventuelle inondation de grandes proportions. Le barrage subsiste, soit dans le cas d'éboulements massifs,

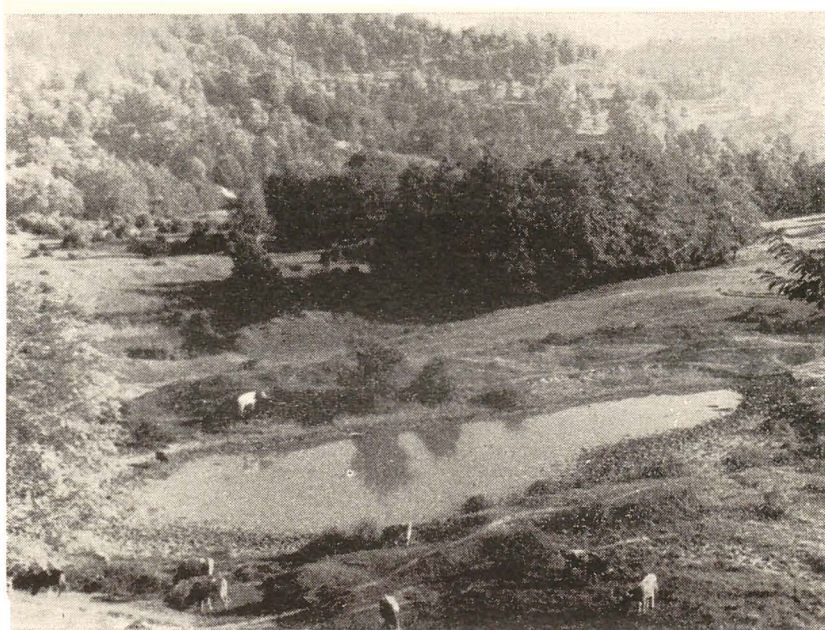


Fig. 7. — Le lac Dăești — Subcarpates gétiques — en amont des vagues de glissement. (Photo Al. Savu.)



Fig. 8. — Lac en amont des vagues de glissement. Valea Chintăului — Cluj. (Photo Al. Savu.)

soit lorsque le cours d'eau n'est pas animé de la force nécessaire au rétablissement de son ancien profil longitudinal.

On remarque également la forme allongée et parfois la forme en méandres des lacs, selon leur accommodement à l'ancienne vallée, de même que leur tendance à se ramifier le long des affluents de la vallée barrée

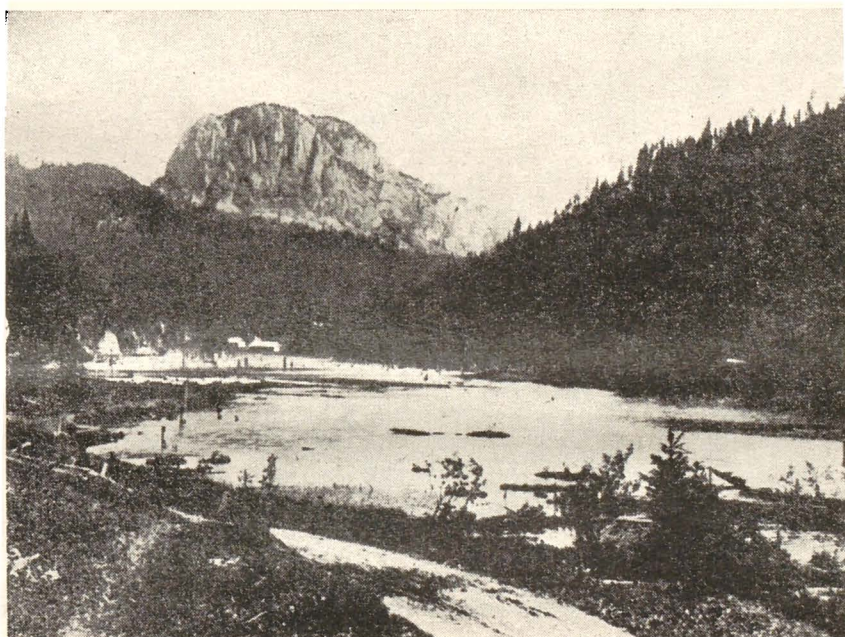


Fig. 6. — Le lac Roșu — Bicăz (barrage naturel, par éboulement).

(Lacul Roșu, Betiș). Il faut encore signaler que le processus de colmatage progresse d'amont en aval et que la plus grande profondeur des lacs se trouve immédiatement en amont des barrages (10,5 m — Lacul Roșu, 8 m — Betiș, 3,7 m — Bălătau).

Les lacs formés derrière les ondulations de terrain glissé — un processus commun dans la dépression de la Jijia, le bassin de Transylvanie; les Subcarpates — sont bien plus fréquents, mais souvent de dimension réduite. Leur alimentation d'eau est assurée par le niveau phréatique en intersection avec des glissements, donc par des sources — et, dans ce cas, les lacs sont plus étendus et se maintiennent plus longtemps —, soit par les pluies et les neiges — et alors les pièces d'eau conservent plutôt un caractère saisonnier. Dans les deux cas, le processus évolutif du lac vers la phase de marais et de disparition par colmatage se produit assez rapidement.

3. Lacs en relief volcaniques

Quoique sa position dans un cratère typique soit contestée [40], le lac Sfinta Ana du massif Ciomadu Mare est considéré se trouver dans un relief volcanique, étant par ailleurs l'unique exemplaire de ce genre en Roumanie. La puissante chaîne éruptive du versant intérieur des Carpates orientales, de même que les centres d'éruption du Sud des monts Apu-

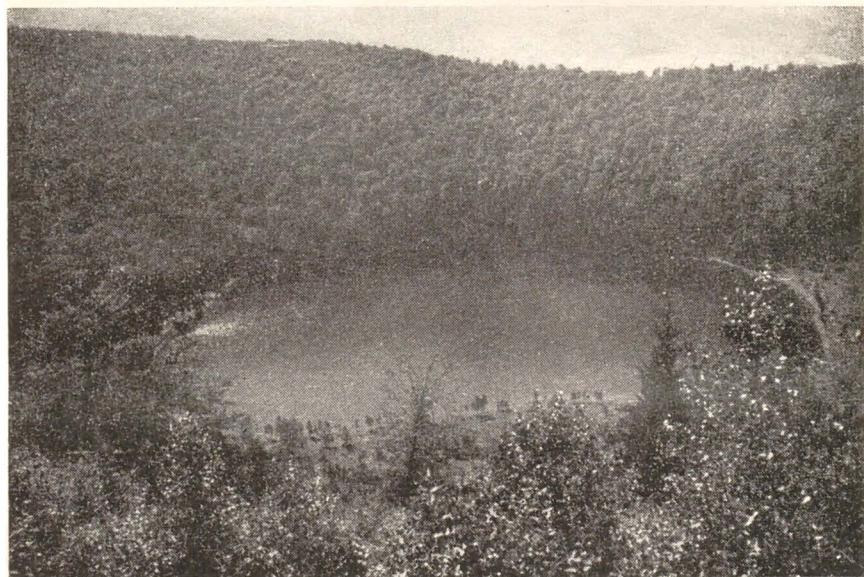


Fig. 9. — Lac dans un cratère volcanique; le lac Sfinta Ana — Carpates orientales. (Photo I. Buta).

seni, ont certainement logé, jusqu'à une période avancée de la période quaternaire, de tels lacs de cratère, qui ont été drainés par l'érosion ultérieure des eaux. La tourbière de Mohoș, du même massif (Ciomadu Mare) représente les restes d'un tel lac.

Même si les reconstitutions sont difficiles à faire, il faut supposer, d'après l'aspect actuel du relief, que des lacs similaires ont aussi été logés dans les cratères de Tatarca, Somlyo, Harghita, Ostoros, etc., de la chaîne éruptive des Carpates orientales.

En commençant par la période dacienne, où la majorité des géologues placent la phase la plus puissante de paroxysme volcanique de cette chaîne, et jusque vers le début de la période quaternaire, une autre catégorie de lacs a encore existé dans les Carpates orientales, sur l'emplacement des dépressions actuelles de Bilbor, Borsec, Giurgeu et Ciuc. Il s'agit là de lacs de barrage volcanique, combiné ou non avec la tectonique locale, entièrement drainés et colmatés.

4. Lacs d'affaissement et de tassement

La distribution de formations géologiques à propriétés karstiques (calcaire, sel, gypse, lœss, etc.) sur des portions étendues du territoire de la R.P. Roumaine a rendu possible la formation de nombreuses aires d'affaissement et de tassement, où les eaux météoriques ou souterraines



Fig. 10. — Lac karstique, du massif Corongiș — Rodna.

ont conditionné la formation de certains lacs à évolution et à propriétés physico-chimiques spécifiques. La différenciation des types de cette catégorie est étroitement liée à la roche dans laquelle s'est formée, par suffosion mécanique, l'excavation respective.

a) *Lacs du karst calcaire.* Ils sont rares, quoique sur le territoire de la R.P. Roumaine, on rencontre de vastes surfaces calcaires à karst évolué. La circulation verticale ne permet pourtant pas un trop long stationnement des eaux, provenant des pluies ou de la fonte des neiges, de sorte que la majorité des lacs formés dans ces excavations n'ont qu'un caractère temporaire (Rîtu Ponor et Vărășoia, de Biharia; Zătonu et Gornovița, du plateau Mehedinți; Corongiș, de Rodna). Ce n'est que lorsque le fond des dolines est rempli d'argiles imperméables, qui isolent les calcaires fissurés, qu'est possible l'accumulation de certaines nappes d'eau d'un caractère permanent, et dont la surface est généralement de dimensions réduites (Balta, du plateau de Mehedinți).

b) *Lacs formés sur des massifs de sel.* Bien que le sel, en tant que roche, ait un karst propre, les cuvettes lacustres naturelles se forment habituellement par effondrement local de la couverture protectrice de stérile (marnes, argiles, alluvions) demeurée sans support, à la suite de la dissolution des massifs souterrains de sel sous l'action de la circulation des eaux phréatiques. Assez fréquemment rencontré dans les régions de



Fig. 11. — Le lac Ursu ; Sovata (effondrement dans le sel).

plis diapirs, le phénomène a lieu, le plus souvent, sur des aires très restreintes, de sorte que les lacs alimentés par des sources ou par les pluies et les neiges, se colmatent facilement (Valea Caldă—Cluj). Les lacs salés, de la région Sovata — Praid, connus pour leur processus intense d'échauffement héliothermique (Negru, Ursu, Aluniș, etc.), sont tout à fait typiques. Il faut cependant mentionner le fait que dans la région de Sovata, la genèse des lacs locaux est plus complexe, certains d'entre eux étant cantonnés dans d'anciennes salines (Tăul Negru), et d'autres, selon les apparences, dans la zone même d'effondrement du massif de sel proprement dit, sous-miné par l'érosion (Ursu). Le Tăul Știucii (Săcălaia) de la «plaine» de Transylvanie a la même genèse. Pour celui-ci, des barrages supplémentaires, artificiellement créés, sont intervenus par la suite, pour le stabiliser et l'élargir. Il est à remarquer que l'eau de ce lac s'est adoucie à la suite de l'isolement du massif de sel par l'argile de colmatage charriée par des torrents et du fait que les sources d'alimentation sont situées dans

la couche de stérile, par conséquent sans contact direct avec le massif de plis diapirs, ce qui fait que le caractère dulcicole des eaux se conserve.

c) *Lacs d'affaissement dans le gypse*. Ils sont très rares (Nucșoara, Cheia), quoique les horizons de gypse soient parfois bien développés dans les formations paléogènes et surtout dans les miocènes. Le processus est identique à celui qui a eu lieu sur les calcaires, mais de dimension plus réduite. L'aire restreinte des dolines ne permet que l'accumulation de quantités réduites d'eau, qui s'infiltre ou s'évapore facilement.

d) *Lacs de tassement dans le lœss (clasto-karst)*. La distribution des horizons de lœss et de matériaux lœssoides sur de grandes étendues et parfois sur des épaisseurs appréciables (30—40 m) dans la plaine roumaine, la plaine de la Tisa, la Dobrogea, le plateau moldave et dans d'autres régions du pays offre, par les processus chimiques et mécaniques propres à ces formations — surtout lorsque de grandes quantités d'éléments calcaires rentrent dans leur composition — la possibilité de formation des cuvettes caractéristiques, connues sous la dénomination locale de «crov» ou de «padina». Les plus typiques, et, en même temps, les plus nombreuses, se rencontrent dans le Bărăgan et dans la plaine du Banat. Localement (Banat), la formation des «crovuri» est favorisée, en sus du processus de tassement, par l'action des vents dominants ou par les anciennes divagations des rivières Mureș, Bega, Timiș, de la zone de subsidence à l'Ouest de Timișoara.

Le phénomène de formation des lacs a été plus difficile à établir étant donné que l'eau d'un grand nombre des lacs de tassement de la plaine roumaine est saumâtre ou même salée. Se basant sur ce trait physico-chimique, certains spécialistes ont considéré les surfaces lacustres respectives comme des restes de l'ancien bassin de la mer Noire à sa période de plus grande extension. Cependant, cette idée a été abandonnée et l'on admet aujourd'hui unanimement qu'il s'agit là de lacs cantonnés dans des excavations naturelles formées par tassement et, plus rarement, par l'action des vents dominants. Le caractère saumâtre ou salé des lacs est attribué tant à la dissolution, par les eaux phréatiques, des sels contenus dans les formations sédimentaires de la plaine roumaine (argiles salées du Nord de la rivière Buzău), qu'au régime d'évaporation dans une région où les précipitations sont déficitaires par rapport à ce régime.

L'eau des lacs provient presque exclusivement des précipitations, l'alimentation s'effectuant directement par la fonte des neiges ou par les pluies, ou indirectement, par les sources issues des eaux d'infiltration. Proportionnellement, cette dernière contribution ne participe à l'alimentation des lacs que par un débit réduit, ce qui fait que, les années de sécheresse excessive, ces lacs sèchent presque entièrement. Néanmoins, leur formation est impossible sans l'apport des eaux souterraines ou celui des bassins fluviaux.

Les zones endoréiques du Bărăgan central et nordique abritent les plus typiques des lacs de tassement dans le lœss de Roumanie : Ianca, Popu, Iazu (Movila-Miresei), Lutu Alb, Seaca, Oancea, entre les rivières Călmățui et Buzău ; Colțea, Ciocile, Chichineț, Tătaru, Plașcu, Roșiori, Iazu, Unturoș, entre les rivières Călmățui et Ialomița.

Dans les plaines de Vlăsia et de Mostiștea ainsi que dans l'Ouest du Banat, le phénomène de tassement est complété par l'érosion fluvatile ou même éolienne, tout en restant le facteur principal de formation des excavations. A la différence des lacs de tassement typique, dont la forme est — généralement — circulaire, ayant leur ligne de rivage régulière, ceux qui sont mixtes — de tassement et d'érosion — ont une forme plus irrégulière, plutôt allongée, et une ligne de rivage à nombreuses sinuosités. C'est dans cette dernière catégorie que rentrent les lacs du bassin supérieur de la Mostiștea ou ceux situés à l'Est de Bucarest (Pasărea, Zboi, Vlăsia, Vijiștea, Nanov, etc.), ainsi que ceux de la plaine du Banat (Satchinez, Ivandă, etc.) ou ceux de la région de Craiova (Lacul cu Frasin, Lacul cu Butură).

On remarque, dans la plaine roumaine, la tendance d'alignement des lacs de tassement, de même que des « *crovuri* », ce phénomène devant être attribué aux dénivellations par érosion, du relief préexistant, couvert de dépôts de lèss. Ceux-ci favorisent une circulation souterraine plus active et, respectivement, les processus de suffosion et de tassement. Il faut encore signaler le phénomène d'enchaînement des « *crovuri* », par l'érosion régressive des torrents qui les alimentent au moment des pluies, signalé par P. Coteț [9], phénomène dont le résultat est la formation de vallées du type « *mostiște* ». Cependant, l'homme contribue aussi à la stabilisation de ce type de lacs, par des barrages supplémentaires.

5. Lacs de barrage éolien

Quoique les dunes de sable occupent, en fonction de la fréquence des vents d'Ouest et du « *crivăț* » (vent froid qui souffle du Nord-Est), des surfaces assez étendues en Olténie, dans le Bărăgan, dans la plaine de la Tisa et dans le Sud de la Moldavie, les lacs de barrage éolien ont une aire de distribution bien plus réduite. Certains d'entre eux, de surface réduite et menacés de disparition par colmatage, sont situés dans la plaine du Nir, dénomination sous laquelle est connue la région sablonneuse du Nord-Ouest de la Roumanie, sur le périmètre des localités Șimian, Valea-lui-Mihai, Curtuișeni, Pișcolț, Sanislău, Ciumești, Foeni. Les cuvettes lacustres occupent les espaces bas entre les dunes, surtout là où celles-ci sont fixés, le processus de colmatage par le vent étant par conséquent atténué. L'alimentation d'eau est assurée presque exclusivement par la fonte des neiges et par la pluie. Cependant, la majorité de ces lacs sont en voie de complète disparition.

Plus nombreux et bien plus étendus comme surface sont les lacs de la zone de dunes Calafat — Ciuperceni — Poiana-Mare — Desa — Nebuna — Piscu-Vechi — Rastu — Negoiu, cantonnés dans la majorité des cas dans la terrasse de la « *lunca* » (vallée inondable) du Danube. Ils sont en général allongés dans la direction d'orientation des dunes (NO—SE) et morcelés, dans les zones où les sables ne sont pas entièrement fixés. Les lacs Magnita, Lala, Desa, Piscu, Borovicele sont les plus étendus, conservant leur eau même pendant l'été. Leur alimentation est assurée, généralement, par le Danube, aux périodes de grandes crues, quand les dunes elles-mêmes

sont presque complètement recouvertes d'eau. Ce n'est que dans la région de dunes anciennes, sur le territoire de la terrasse de Ciuperceni (5—10 m), que les quelques pièces d'eau y subsistant sont alimentées par les précipitations ou par le réseau mineur, également disposé axialement dans les espaces entre les dunes. L'évaporation intense augmente la concen-



Fig. 12. — Lacs de barrage éolien, dans la région Calafat-Ciuperceni (1 : 400 000).

tration en sels de certains de ces lacs, créant ainsi la possibilité de leur utilisation dans des buts thérapeutiques.

Les petites pièces d'eau (parfois de véritables marais de tourbières) du bassin inférieur de la rivière Rîul Negru, se trouvent aussi sous l'influence des sables locaux de Reci, qui sous l'impulsion du vent local Nemira, semblent avoir envahi et divisé en compartiments, les surfaces lacustres, — jadis bien plus étendues, — de cette zone de lente subsidence, active même de nos jours.

6. Lacs de «lunca» (vallées inondables)

Ils forment la catégorie la mieux représentée, tant numériquement qu'au point de vue étendue. La plupart sont situés dans la «lunca» et dans le delta du Danube; le Prut, le Siret, l'Olt, le Jiu, l'Argeș et quel-

ques autres grandes rivières alimentent également des lacs de cette catégorie, généralement de grande étendue. Dans la majorité des cas, les lacs de « lunca » sont alimentés par la rivière principale, au moment des grandes crues, où ces bassins lacustres accomplissent un rôle de véritables « soupapes de sûreté », selon les termes de Gr. Antipa, pour la zone inondable du Danube.

Il existe cependant beaucoup de lacs qui sont également alimentés par l'eau des affluents du cours d'eau principal, obtenant ainsi un caractère mixte de « balta »-liman. De tels exemples peuvent surtout être indiqués pour la « lunca » du Danube : la « balta » La Ochi, dans laquelle se verse la Drincea ; la Cirna, alimentée par le Desnățui, la Suhaila, par le Călmățuiul-Teleormanului, Mahîru, par la Vedea, etc. Il convient également de signaler quelques cas où l'alimentation est réalisée par les eaux de crue du Danube et du Siret (ezerul Rățoaiele), du Danube et du Prut (lacul Brateș).

Une caractéristique commune des « baltas » est leur petite profondeur (1—2 m, rarement plus) et la grande instabilité de leur ligne de rivage, influencée par le régime des inondations et par l'évaporation. Leurs excavations représentent les zones basses de la « lunca », situées au delà des dépôts, de forme longitudinale, des sables, propres aux grandes crues, quand le processus de sédimentation est plus intense dans le voisinage du lit mineur du cours d'eau. Par suite d'une analyse plus détaillée, on distingue, d'après leur mode d'alimentation, deux sous-types de « balta », comme sont généralement nommés les lacs de « lunca » : les uns sont reliés d'une façon permanente à la rivière principale, donc même après le retrait des eaux de crue, par des bras secondaires (en langage local : « girle », « sahale », etc.) qui servent autant à l'alimentation en eau qu'à l'évacuation du surplus de ces lacs (« baltas »). Ils ont un régime plus stable, leur eau est constamment renouvelée et ils forment de grands réservoirs de poissons. Dernièrement, on a même exécuté des travaux hydrotechniques, afin de régulariser ce régime d'alimentation et d'évacuation des eaux, pour la majorité des grands lacs de la « lunca » et du delta du Danube.

Le second sous-type, à lacs plus petits, ne conserve sa communication avec la rivière principale qu'à l'époque des grandes crues de celle-ci. Après le retrait des eaux de crue, la surface des lacs respectifs est réduite par l'évaporation, et parfois ils sèchent presque entièrement, se transformant en marais. Les travaux actuels d'hydro-amélioration ont pour but de soustraire ces lacs à la zone inondable et de les drainer entièrement afin de récupérer des terrains de culture étendus et fertiles.

Les « baltas » de la « lunca » du Danube ont été groupés par Vintilă Mihăilescu en plusieurs secteurs :

— Le secteur Turnu-Severin — Cetate, aux lacs isolés, de surface réduite, allongés, alignés sous le front de la terrasse de 5—10 m du Danube (La Ochi, Fintîna-Banului).

— Le secteur Cetate — Giurgiu, aux lacs bien plus nombreux, encore de forme allongée, limités ou même localement compartimentés par des dunes de sable, ou associés en grands groupes : Tinoasa-Rastu-Coldova,

Bistrețu-Cirna-Nasta-Nedeia, les complexes de Potelu et Suhaia, Toana lui Tosun, Mahîru, etc.

— Le secteur Giurgiu—Călărași, où la « lunca » est considérablement élargie, permettant la formation de lacs d'une grande surface (Greaca, 74 km²; Călărași, 33 km²), dont la forme prédominante est circulaire, associés en groupes avec des lacs de moindre dimension : Băneasa — Pietrele — Greaca, Boian — Sticloiu — Călărași — Sfîrderile.

— Le secteur Călărași — Brăila, où la largeur de la « lunca », qui atteint 16—20 km et la ramification du fleuve en d'innombrables bras, permettent la formation d'une multitude de lacs, de forme très irrégulière. Ils sont localisés tant à l'intérieur des « baltas » de la Ialomița (Mistreața, Blăstămățuile, Căbăl, Tingău, Uluia Mare, Strimbu, etc.) ou de Brăila (Lungulețu, Orza, Șerban, Ulmu, Zagna, Ezerul Lupoiului, Vulturile, L. Rotund, Trușășului, etc.), qu'en dehors de ceux-ci : Ezerul Vlădenilor, Coșcovata (à l'embouchure de la Ialomița), Milea, Noianu, Groapa-Ciobanului, etc.

— Le secteur Brăila—embouchure du Danube, à grands lacs, dans les « luncas » communes du Danube, du Siret et du Prut (Rățoaiele, Brateș) ou sur la rive droite du fleuve (Jijila, Crapina, Plosca, Popina, Balta Rotundă), ainsi qu'un autre complexe semblable à ceux des « baltas » de la Ialomița et de Brăila, dans le trident du Delta (Fortuna, Matîța, Gorgova, Merheiul Mare, Isacova, Puiu, Puiuleț, L. Roșu, Uzlina, Lumina, Roșuleț, Trei Iezere, Bogdaproste, Ghiolul Babițelor).

Dans la « lunca » du Jiu, les lacs les plus représentatifs sont ceux de Adunații-de-Georman, Teascu, Murta, Rojiștea; dans celle du Mureș, le lac de Zăbrani; sur l'Olt, une série de petits lacs (Gilmele, Viespești); sur le Călmățui (au caractère mixte de « balta »-liman): Satnoeni, Batogu, Scărlătești, Gherghești, Lacul Rezi; sur le Siret: Homocea, Tălăbasca, Măxineni, Puturosu; sur le Prut, à part le Brateș (74 km²), plus de 100 petits lacs, dont les plus importants sont: Hrăniceni, Vădeni, Vicoleni-Fălciu, Vetrișoia, Vladnic, Drînceni, Hrubeni, L. Banului, Grosu, Șerpoia, Ulmu; quelques-uns d'entre eux, situés à l'embouchure de petites rivières (Elanul, Pîrăul Grecului, V. Sărății), peuvent être considérés comme des limans fluviatiles. Le lac Brateș peut également être compris dans cette catégorie.

Il est à remarquer que, occupant — parfois — les anciens méandres abandonnés, certains lacs ont une forme annulaire ou, d'après le langage local, de « belciug ». Un de ces anneaux, de dimensions considérables, s'est formé — assez récemment — sur le Danube, par l'abandon du bras qui entourait l'« ostrov » (île) Corbului, de sorte que l'ancienne île est devenue à présent partie intégrante de la plaine d'Olténie.

7. Les limans fluviatiles

Le remous naturel et l'anastomose des affluents par des alluvions, tous les deux phénomènes du cours d'eau principal, constituent les causes génétiques des limans fluviatiles, qui se présentent sous forme de « baltas » allongés, à méandres, moulant le tracé inférieur des cours d'eaux le long

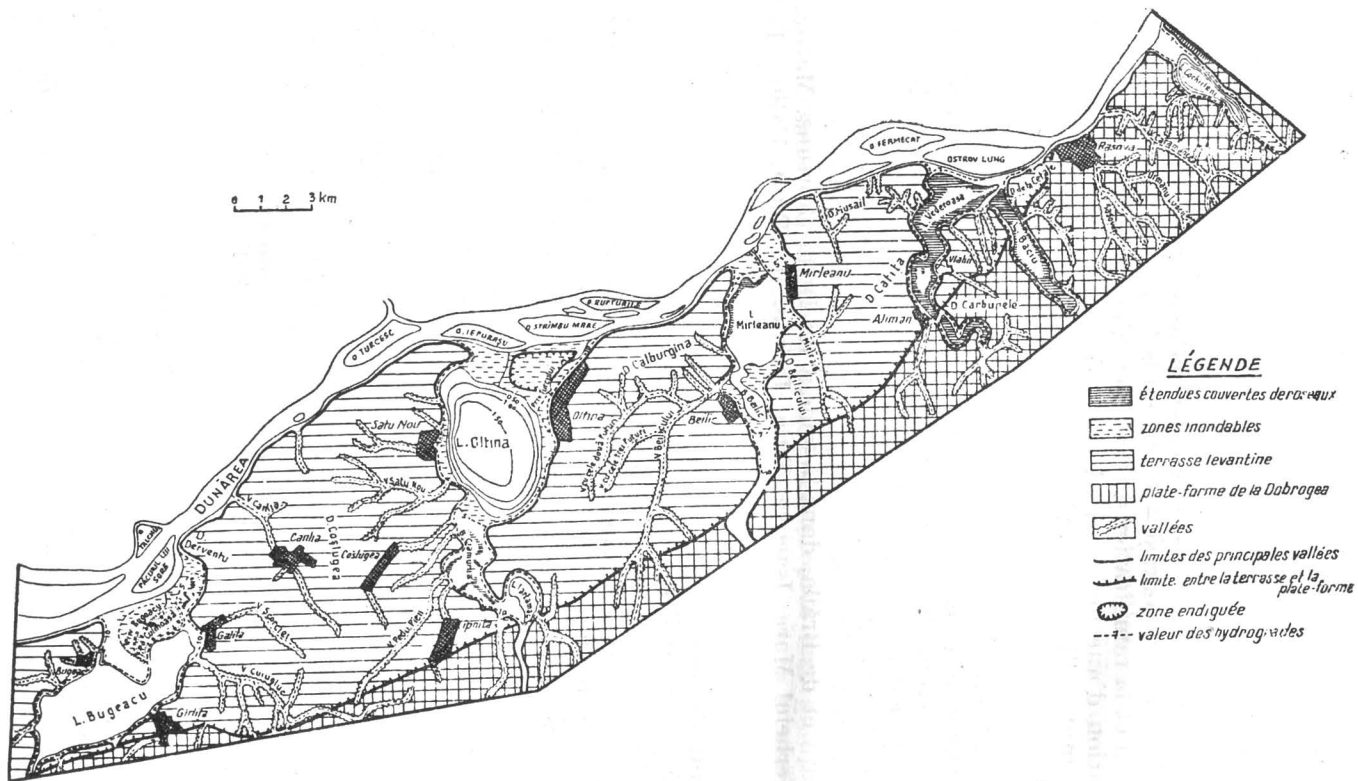


Fig. 13. — Les limans fluviatiles du SO de la Dobrogea (d'après P. Giştescu)

desquels ils ont pris naissance. Initialement, le processus a lieu au niveau de la « lunca ». Ultérieurement, par l'évolution du lit majeur du cours d'eau principal, les limans fluviatiles s'isolent et peuvent demeurer considérablement au delà de la « lunca », restant cependant rattachés — génétiquement — à l'ancienne extension de celle-ci. C'est ainsi que les limans fluviatiles peuvent arriver, avec le temps, à être des lacs de terrasse, suspendus par rapport au niveau de la « lunca ». Un cas typique est, sous cet aspect, celui des limans fluviatiles de la rive droite de l'Olt (Vădastra, Obîrșia, Crușovii, Vlădila, etc.) situés à plus de 25 km de distance du cours actuel de l'Olt. Cette distance exceptionnelle est due au déplacement successif de l'Olt vers l'Est, en connexion avec le mouvement axial positif sur la ligne Balș—Dăbuleni [10]. Bien entendu, l'homme est aussi intervenu, par des barrages supplémentaires, afin de maintenir ces cuvettes lacustres.

Après leur formation, les limans fluviatiles peuvent conserver leur connexion avec la rivière principale, où ils évacuent leur surplus d'eau et d'où ils reçoivent un apport important, durant les grandes crues de celle-ci. Cette situation est celle de la plupart des limans fluviatiles situés le long du Danube.

Cependant, dans beaucoup de cas, les limans s'isolent entièrement et évoluent comme des bassins lacustres alimentés par l'ancien affluent le long duquel ils se sont cantonnés. C'est ainsi que s'explique le fait qu'un très grand nombre des limans fluviatiles de la plaine roumaine sont devenus, à cause de l'évaporation intense (supérieure à la quantité de précipitations) saumâtres ou même salés : Amara, Balta Albă, Coșteiu, Jirlău, sur le Buzău ; Strachina, Amara, Schiauca, Fundata, etc., sur la Ialomița ; et ceci d'autant plus que leurs sources d'alimentation elles-mêmes (des ruisseaux de steppe sans importance) présentent — de façon plus atténuée — le même caractère.

Afin d'augmenter la productivité en poissons de tels lacs, il a été nécessaire de rétablir — artificiellement — les connexions avec la rivière principale. C'est ainsi que, par exemple, pendant les périodes d'évaporation maximum, les limans Amara et Jirlău reçoivent de l'eau douce de la rivière Buzău, et ceux de Snagov, Căldărușani et Strachina, de la rivière Ialomița.

L'aire des limans fluviatiles typiques de Roumanie correspond, dans ses grandes lignes, à la zone la plus basse de la plaine roumaine et de la Dobrogea de l'Ouest, où, à cause des pentes extrêmement réduites, le Danube et les plus grandes rivières, qui charrient d'importantes quantités d'alluvions (Olt, Argeș, Ialomița, Buzău), ont favorisé l'anastomose des petits affluents et la transformation de leurs anciennes embouchures en limans.

Sur la rive gauche du Danube, dont la « lunca » est très étendue, ils sont difficiles à identifier, car ils présentent des caractères mixtes de « balta »-liman. Cependant, les anastomoses de l'embouchure des vallées des : Călmățui, Chirnogi, Putineiu, Gogoșari, Mostiștea, Gălățuiul, sont typiques.

Ceux de la rive droite du fleuve sont bien mieux individualisés : Gîrlîța, Ciulinoasa, Oltina, Mirleanu, Beilic, Vederoasa, Baci, Limpezișu,

Cochirleni, Hazarlicghiol, Pecineaga, Turcoaia, Carcaliu. Il semble que le lac de la Jijila lui-même ait eu initialement la fonction d'un liman.

Le long de l'Olt, à de grandes distances de la rivière, pour les motifs montrés ci-dessus, se succèdent les limans : Vădastra, Obîrșia, Crușovu, Grădini, Studina, Vlădila, Comanca, Caracal, Frâsinet ; sur le Călmățuiul Teleormanului : Voivoda ; sur la Vedea : Găuriciu, Pielea, Vijîstea, Grosu ; sur la Cîlniștea : Cucuruzu, Tomulești (la Cîlniștea elle-même acquiert le caractère d'un liman par rapport à la Valea Glavaciocului), sur la Dîmbovița : Vasilați, Fundeni ; sur la Ialomița : Bălteni, Snagov, Căldărușani, Burduf, Comana, Curcubeu, B. Neagră, Bordușelu, Marsilieni, Jilavele, Cotorca, Reviga, Perieni, Fundata, Sărățuica, Schiauca, Amara, Stănuța, Iezeru, Strachina, Ograda (les uns ont un caractère mixte) ; sur le Buzău : Coșteiu, Nisipurile, Jirlău, Ciîneni, Amara, Balta Albă, Ciulnița ; sur le Rîmnic : Voetinu, Bălești ; sur le Siret inférieur : Lozova, Mălina, Cătușa.

Les limans situés sur la rive gauche du Buzău (tout au moins Jirlău, Amara et Balta Albă) représentent les anciennes embouchures de la rivière Rîmnic, successivement déplacées vers le Nord-Est, en fonction de l'aire de subsidence active du Siret inférieur.

Il faut mentionner que beaucoup de ces limans, situés dans les bassins du Călmățui, de la Vedea, de la Cîlniștea, ont, en réalité, une genèse bien plus complexe où, à part le phénomène d'anastomose, sont aussi intervenus les processus de tassement dans le loess, ainsi que le facteur humain. Cette genèse complexe s'applique, d'ailleurs, à la majorité des lacs de la plaine roumaine.

8. Les limans maritimes

Leur genèse se rattache directement à l'évolution du bassin de la mer Noire, à partir de la dernière invasion (transgression flandrienne) des eaux de la Méditerranée et jusqu'à nos jours, en fonction des courants marins d'impulsion et des immenses quantités d'alluvions charriées par le Danube, auxquels s'ajoute également un pourcentage de sables provenant de la trituration du rivage par les vagues.

Le complexe Razelm (Razelm, Golovița, Smeica, Sinoe) ainsi qu'une série d'autres bassins plus petits (Periteasca, Leahova), constituent le groupe le plus typique des limans maritimes. Les flèches ont presque entièrement barré les eaux de l'ancien golfe Halmyris, ne laissant subsister que deux étroits passages : Portița et Periteasca. Les limans Razelm et Golovița, artificiellement alimentés par l'eau du Danube, à travers les canaux Dunavăț et Cernetș, se sont adoucis et constituent aujourd'hui l'une des plus importantes bases de pêche en Roumanie. Les deux autres (Smeica, Sinoe) et leurs annexes (Caranasuf, Tuzla) ont une concentration de sels très élevée et se transforment, lorsque l'année est excessivement sèche, en véritables lagunes sursaturées de sel.

A la périphérie du complexe principal, prennent naissance une série de limans annexes, alimentés par des rivières du continent et formant un sous-type particulier : les limans fluviomaritimes (Agighiol, Babadag,

à l'embouchure de la Telița, Satu Nou à celle de la Taița, ezerul Golovița à l'embouchure de la Slava).

Des limans fluvio-maritimes typiques se sont formés au Sud du cap Midia, par l'anastomose des anciennes vallées s'écoulant vers la mer en traversant la Dobrogea, anastomose due aux cordons littoraux. L'isolement de ces limans, par rapport à la mer, complet ou partiel, a conduit soit à leur sursaturation en sel, là où l'apport d'eau douce en provenance du continent est très réduit (Tekirghiol, Gargalic, Tăbăcăria, Agigea, Tatlageac, Costinești, Comarova), soit à l'adoucissement complet, dans les cas où les sources et le réseau hydrographique les alimentent abondamment (Tașaul, Siutghiol).

Les petits limans, complètement isolés de la mer, se sont transformés en véritables lagunes et évoluent vers une complète disparition, par colmatage (Tatlageac, Schitu-Costinești, Comarova).

9. Lacs relictés

C'est dans cette catégorie que rentre le célèbre lac Peța, aux eaux thermales, situé non loin d'Oradea. La présence, dans ce lac, de certaines formes relictés de flore (*Nymphaea lotus thermalis*) et de faune (*Melanopsis parreyssi*) attestent l'âge au moins tertiaire de ce lac. En ce sens, l'analyse des formes fossiles de Mélanopsidés, recueillies autour du lac, ne laisse subsister aucune possibilité de doute sur sa continuité, à partir de l'époque

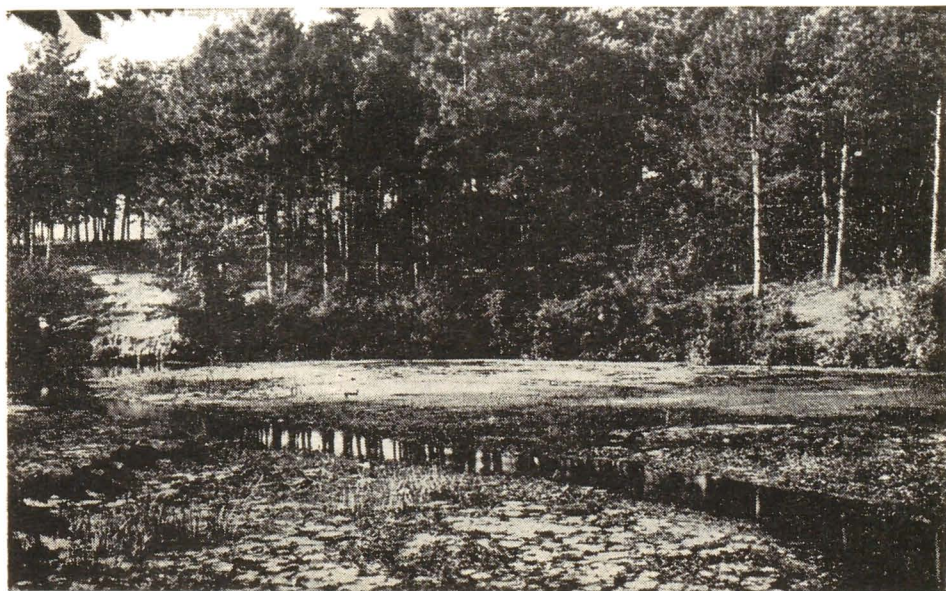


Fig. 14. — Le lac Peța ; Băile 1 Mai — Oradea.

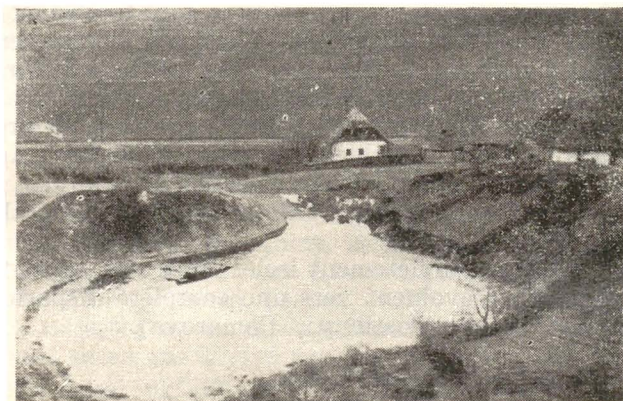


Fig. 15. — Le lac salé Sic, plaine de la Transylvanie (dans une ancienne saline). (Photo Al. Savu.)

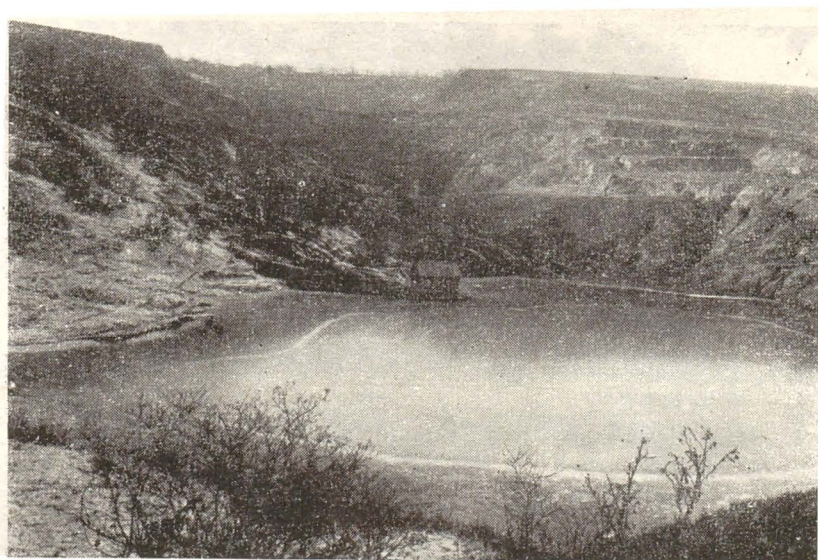


Fig. 16. — Le lac Durgău — Turda (dans une ancienne saline).

tertiaire et jusqu'à nos jours. Pour ce qui est de la genèse, sa cuvette semble être l'effet de phénomènes karstiques locaux, d'autant plus que dans la colline de Șomleu, au voisinage immédiat, ainsi qu'à la base même du lac on trouve des calcaires. L'origine de l'excavation n'est cependant pas entièrement élucidée. Il est possible que les sources thermales ascendantes, reliées au complexe de failles de l'Ouest des monts Apuseni, aient contribué à sa formation.

On sait cependant que, grâce aux dépôts de tourbe se trouvant aux alentours, ce lac a été, dans le passé, d'une bien plus grande étendue et que les eaux thermales contenaient beaucoup de CO_2 et déposaient localement le travertin, phénomène qui ne se produit plus aujourd'hui, précisément à cause de l'appauvrissement des sources en CO_2 .

Monument de la nature, de par sa flore et sa faune intéressantes, ce lac jouit d'une protection spéciale.

10. Lacs anthropogènes

Ils comprennent deux catégories distinctes : l'une, comme résultat de l'action indirecte, et l'autre, bien plus complexe, comme résultat de l'action directe, consciente, du facteur anthropogène.

On ne distingue dans la première catégorie qu'un seul type plus important :

Lacs formés dans des salines abandonnées. La richesse extraordinaire du territoire roumain en sel et l'exploitation multi-millénaire de certains des massifs, particulièrement par le système des mines en forme de cloche, a permis l'accumulation, dans les salines abandonnées, de considérables quantités d'eau provenant du niveau phréatique et des précipitations. Les lacs ainsi formés sont des pièces d'eau d'étendue réduite (diamètre maximum de quelques dizaines de mètres), salés, parfois très profonds (dans les cas où le puits vertical n'est pas rempli d'alluvions). A Ocna-Sibiului, par exemple, le lac Ocna Pustie a 128 m de profondeur, Ocnița 96 m, Horia 48 m, Brîncoveanu 31 m, et à Sic, le lac local a 81 m de profondeur.

L'aire de ce type de lacs est directement subordonnée aux zones de plis diapirs à très anciennes exploitations de sel, tant du bassin de Transylvanie que des Subcarpates. A Ocna-Sibiului, il y a 15 lacs de diverses dimensions ; à Cojocna, il y en a 2 ; à Turda, 15 ; à Ocna-Dejului, Sovata, Ocna-Sugatag, Coștiui, il y a un ou plusieurs petits lacs.

A l'extérieur de l'arc carpatique, les lacs de ce genre les mieux connus sont ceux de Ocnele-Mari, Ocnița, Slănic-Prahova (7 lacs), Telega (4 lacs).

Dans certains cas, les couches couverture s'effondrent sur les anciennes galeries de mine, de sorte que la formation de la cuvette est un effet de la combinaison d'un phénomène naturel et de l'action humaine (lac de Ocna-Mureș, de formation relativement récente).

Les propriétés thérapeutiques de ces lacs, accentuées par le phénomène d'héliothermie, ont mené à l'installation de stations balnéaires, certaines d'entre elles ayant acquis une grande renommée (Sovata, Ocna-Si-

biului, Ocnele-Mari). On a aussi créé artificiellement de petits bassins pour les bains, aux endroits où des sources salées prenaient jour (Sărata-Bacău, Țintea, Someșeni, Slătinița, Pintic, Jabenita, Ideciu-de-Jos, etc.). Leur surface est, cependant, très limitée et se réduit souvent à la forme d'un bassin couvert.

Le territoire de la R. P. Roumaine abrite aussi toute une série d'autres lacs artificiels. On ne peut en faire une classification qu'en fonction des

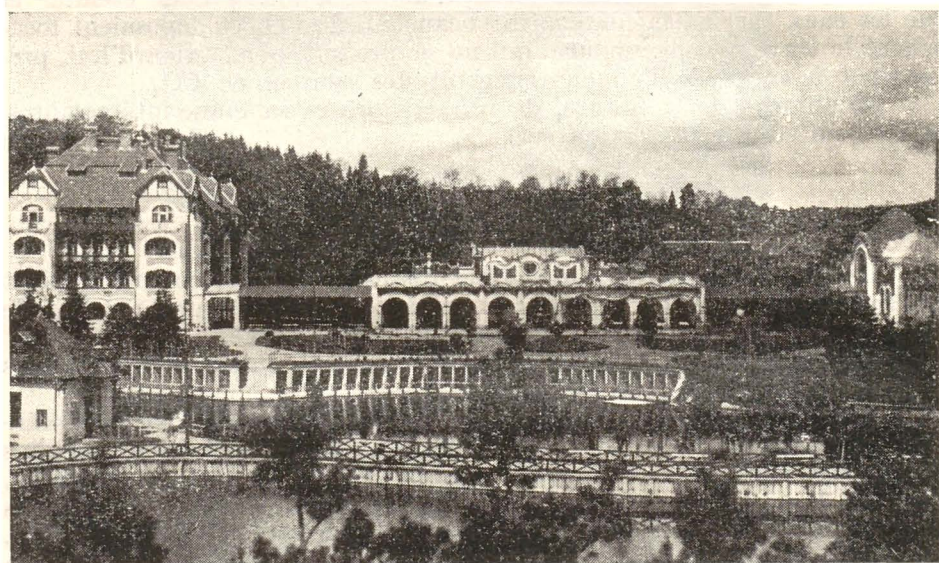


Fig. 17. — Les lacs Horia, Cloșca et Crișan de Ocna-Sibiului, aménagés pour les bains.

raisons qui ont présidé à leur création, respectivement, de leur utilité économique. On rappelle ci-après les types les plus représentatifs de cette catégorie.

Étangs et étangs de plaine (viviers). Ils constituent les types les plus largement répandus, propres aux régions à humidité déficitaire (précipitations inférieures à l'évaporation).

Les étangs de plaine (viviers) sont, habituellement, de petites pièces d'eau (quelques dizaines à quelques milliers de mètres carrés), de forme carrée ou rectangulaire, peu profondes (1 à 1,5 m), créées dans les environs des exploitations agricoles, en vue d'être aménagées pour la pisciculture. Ils ne satisfont en général que les nécessités de l'exploitation respective. On les place généralement dans les zones basses, marécageuses, valorisant ainsi rationnellement ces terrains et assurant en même temps un débit relativement constant, en coupant le niveau phréatique, très rapproché de la surface (50—150 cm). On les trouve le plus fréquemment sur le

plateau de la Moldavie, dans les Subcarpates et dans certaines régions du piémont gétique. Il est malaisé d'en faire un inventaire précis, étant donné que leur nombre varie presque annuellement (on en creuse de nouveaux ou l'on en comble d'anciens).

Sur le territoire de la ville de Rădăuți et dans certains villages du plateau de Suceava (Ilișești, Bălăceana, etc.), on trouve un grand nombre de tels viviers dont des documents attestent l'existence depuis le moyen âge et qui avaient été créés, au début, pour y pratiquer la pisciculture. De nos jours, ils sont utilisés, en proportion de 95 %, pour y conserver des légumes pour l'hiver, dans des tonneaux de chêne [42].

Dans le piémont gétique, particulièrement entre l'Argeș et l'Olt, où le niveau phréatique se trouve à de grandes profondeurs, les viviers servent presque exclusivement à abreuver le bétail. Leur alimentation n'est possible que pendant les pluies, c'est pourquoi ces bassins sont placés aux endroits un peu plus bas, étant même reliés aux fossés des routes, pour leur permettre d'accumuler des quantités d'eau aussi grandes que possible. Ils sont généralement placés à la limite des villages ou sur les prés réservés au bétail, un seul bassin servant à desservir plusieurs localités.

Certains des viviers, situés dans d'anciennes régions marécageuses, sont beaucoup plus étendus et ont été aménagés spécialement pour l'élevage de la carpe : Cefa, 410 ha ; Inand, 200 ha ; Homorog, 60 ha ; Toboliu, 65 ha (celui-ci est aussi alimenté par un canal de connexion entre les rivières Crișul Negru et Crișul Alb) ; Ineu, 30 ha ; Topolia, Nucet, etc. Dans la majorité des cas, étant donné aussi les conditions climatiques favorables, ces élevages de poisson ont été associés à des rizières, de sorte que leur rentabilité a considérablement augmenté.

Les étangs sont bien plus nombreux et d'une plus grande superficie : de quelques hectares jusqu'à quelques kilomètres carrés (Iazul Drăcșanilor, de la dépression de la Jijia, dépasse 8 km², et il a eu, par le passé, une superficie bien plus considérable, s'étendant jusque près de Botoșani, par conséquent sur une longueur de près de 30 km).

Ce sont des pièces d'eau de forme allongée, cantonnées le long des vallées dont le barrage les a créées, et elles sont alimentées, chacune, par la vallée respective, particulièrement au temps des pluies torrentielles et de la fonte des neiges. Leur surplus d'eau est évacué par des déversoirs spéciaux, de sorte que, le long d'une même vallée, on peut aménager plusieurs étangs, cette pratique étant d'ailleurs généralisée dans la « plaine » de la Transylvanie, dans la dépression de la Jijia, le plateau de la Moldavie et la plaine roumaine, où ce type de lac est plus répandu.

La nature du barrage a constitué et constitue encore le sujet de controverses. Certains investigateurs, analysant l'aspect général des vallées abritant de tels lacs, plaident pour une formation naturelle de ces étangs, influencée, d'une part, par la pente d'écoulement très réduite des rivières respectives, d'autre part, par les glissements de terrain survenus sur les versants ou par le jumellement des cônes de déjection déposés par des torrents dont les débouchés sont opposés. Il est parfaitement vrai que ces conditions naturelles existent et que, dans certains cas, les étangs se sont formés par un tel processus naturel (par exemple : Iazul

Minzatului de la dépression de la Jijia); mais les phénomènes de ce genre ne sont que sporadiques. On a même été jusqu'à émettre l'opinion que les étangs avaient été créés par les castors, aux périodes où ces animaux existaient encore en Roumanie et quand, bien entendu, les régions respectives étaient boisées. Il n'est pas exclu qu'il y ait eu aussi à certains endroits, de tels étangs, disparus par colmatage. La toponymie locale plaide en



Fig. 18. — Le lac Zau-de-Cimpie—plaine de la Transylvanie (barrage anthropogène). (Photo I. Buta.)

ce sens [«Ritu Brebilor» («breh» = *Castor fiber*) sur l'Agrij], mais il est exclu de pouvoir généraliser ce phénomène pour les innombrables étangs du pays.

Les digues, respectivement les barrages, sont artificiels, créés de main d'homme. Ce fait est mentionné dans des documents très anciens, autant pour la Moldavie que pour la Transylvanie. Il faut, bien entendu, admettre que ce sont les barrages naturels qui ont suggéré à l'homme l'idée de créer des digues artificielles lorsque ses nécessités quotidiennes l'ont exigé.

Le but initial de la création de ces étangs était uniquement celui de réaliser des bassins pour la pêche. Ultérieurement, leur utilité est devenue multiforme. Ils se sont transformés en réservoirs d'eau permanents, pour les animaux et même pour les hommes, pendant les périodes de sécheresse excessive.

Ces bassins lacustres constituent en même temps le moyen le plus efficace de tempérer la fureur déchaînée des eaux au moment des pluies torrentielles ou de la fonte des neiges. Ils assurent également un débit permanent, quelque réduit qu'il soit, aux rivières assez fréquemment menacées de tarir. Les réserves d'eau peuvent encore être employées pour des irrigations, dans des jardins maraîchers (particulièrement dans le voisinage des villes). La hauteur des barrages (quelques mètres) assure

encore, par des chutes d'eau, une force hydraulique importante, surtout pour la meunerie (dans les régions riches en céréales), tandis que leur largeur offre une possibilité de communication aisée (à pied ou même par des moyens de locomotion) entre une rive et l'autre. Enfin, la végétation abondante qui entoure ces étangs fournit de la nourriture pour le bétail, quand la sécheresse excessive compromet les autres prairies.

La répartition géographique des étangs a été considérablement plus grande par le passé. Rien que dans la dépression de la Jijia on cite appro-

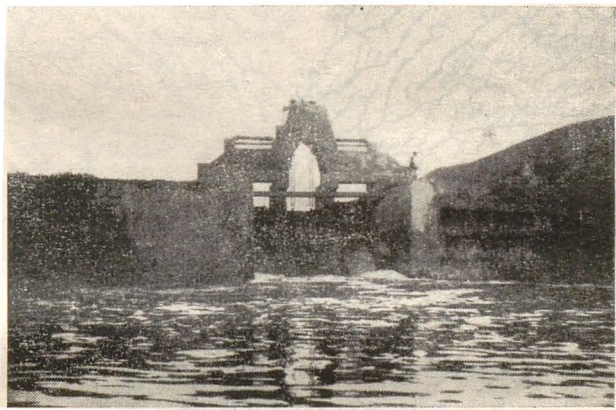


Fig. 19. — Barrage du lac Zau-de-Cîmpie.

ximativement 330 étangs importants, dont la majorité a totalement disparu, par colmatage ou par drainage. Beaucoup d'entre eux se sont transformés en marécages, donc en terrains improductifs et insalubres, tandis que les rivières ont cessé d'être matées, causant de véritables ravages au moment des crues. C'est pourquoi on a réinstauré certains des étangs jadis fameux (Iazul Paharnicului) et les plans futurs envisagent d'autres travaux semblables. Dans la dépression de la Jijia il ne reste plus qu'approximativement 50 étangs : Tătărășeni, Negreni, Hănești, Sărata, Mihălășeni (dans le bassin du Bașeul) ; Teișoara, Cotîrgaci, Minăstireni, Unțeni, Stănceni, Soroceni, Drăcșani (dans le bassin de la vallée de Sitna) ; Păiș, Bulbuceni (dans le bassin du Miletin) ; Strimbu, Urechia, Ciocadaia, Plopi, Huc, Coarnele Caprii, Paharnicul, Hărpășești, Totoești, Dumești, Roșcani, Gurgueta, (dans le bassin du Bahlui), etc.

Etant donné les conditions physico-géographiques locales, on a moins ressenti la nécessité d'étangs dans la partie haute du plateau de la Moldavie ; c'est pourquoi ils sont plus rares, apparaissant surtout dans les zones où le caractère de steppe du climat s'accroît. Il faut mentionner les étangs du périmètre des localités : Griești, Negrești, Dracseni, Telejna, Chițoc, Bogdana, Hadîmbu, Solești, Portari, Moara-Domnească, Galbena, Recea (du bassin moyen du Birlad) ; Gughești et Unțesti (dans son bassin inférieur) ; Chelărești, Trifești, Talpa, Homiceni, Bălănești,

Bozieni, Dulcești, Budeștii-Ghicăi, Bahna, Birjoveni (dans l'espace subcarpatique situé entre la Moldova et la Bistrița). Certains d'entre eux sont en voie de totale disparition.

Les étangs de la « plaine » de la Transylvanie, se succédant le long des vallées du Fizeș, du Căian, du Luduș, du Comlod, du Luțu, etc., ont

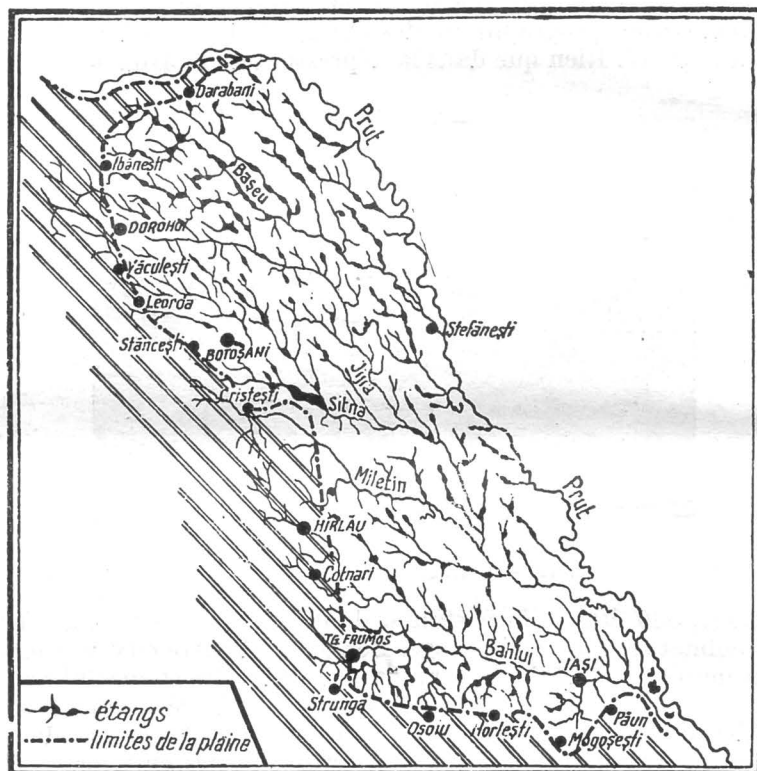


Fig. 20. — Aspect d'ensemble des anciens étangs de la plaine de Moldavie (d'après V. Tufescu).

aussi été très nombreux. Actuellement il n'y en a que quelques-uns qui se soient maintenus : Cătina, Geaca, Țaga, Sintejude, Săcălaia (Tăul Știucii), Zau-de-Cîmpie, Tăureni, Bujoru, Pogăceaia, etc. L'étang de Chinteni (plateau des Someș) est en voie de réfection.

Dans la plaine roumaine, ce sont surtout les étangs de plaine (viviers) qui sont plus fréquents ; quelques étangs, ayant aussi parfois des caractères de limans fluviaux, se succèdent dans les vallées du bassin du Glavacioc (Blejești, Cămineasca) ; du Călmățuiul-Teleormanului (Viișoara, Furculești, Svârcănești, Răsfirați, Broșteanca, Belitori, Salcia) ; de la Mostiștea, aussi influencés par les tassements locaux et, par conséquent, mixtes dans une certaine mesure (Obilești, Cocorului, Lupșanu) ; de la Colentina (Fundeni, Cernica), etc.

Les «bent». On appelle ainsi, dans certaines régions de la Roumanie, de petits creux dans lesquels s'amasse l'eau des pluies et des neiges. Dans le secteur de la plaine roumaine haute, entre l'Argeș et l'Olt, où le niveau phréatique se trouve à de grandes profondeurs, et où le manque d'eau potable est très prononcé, les «bent» représentent des pièces d'eau, d'une



Fig. 21. — Les étangs actuels de la plaine de la Jijia (d'après A. Apăvăloaiei).

construction spéciale. Les bassins d'accumulation, placés dans la zone terminale de certains lits de torrent à sec ou même de fossés artificiels, ont, à leur partie inférieure, un puits dont la paroi intérieure est garnie de bois, de pierres ou de béton. Entre le bassin et la paroi du puits est aménagé un filtre de gravier et de sable (nommé «visterie» = trésorerie), d'une épaisseur de plus de deux à trois mètres, de sorte que l'eau météorique du «bent» est filtrée et s'accumule dans le puits, devenant ainsi relativement potable. On a passé dernièrement à l'exploitation de nappes captives, d'un caractère artésien, venant des grandes profondeurs, de sorte que le système original, mais insuffisamment hygiénique, des «bent» commence à être abandonné.

Lacs d'intérêt hydro-énergétique. On comprend dans la série des lacs de barrage artificiel, réalisés ces derniers temps, les bassins d'accumulation de grandes proportions, construits dans des buts hydro-énergétiques (Văliug, Gozna, Sadu, Scropoasa, Bicaz, etc.).

Les «hait». Ils forment une catégorie particulière de lacs artificiels, d'un caractère saisonnier. A l'abri de barrages en bois, sur la Bistrița et ses affluents, de même que sur quelques rivières des monts Apuseni (Iara, Someșul Rece) ou des Carpates méridionales (Sebeș, Lotru, Argeș) utilisées pour le flottage ou pour le transport du bois de chauffage, l'eau s'accumule pendant une période de temps assez considérable ; elle est ensuite brusquement relâchée, formant une vague puissante qui porte avec soi les radeaux ou le bois déposé (lorsque le débit des rivières respectives est insuffisant).

Il faut encore mentionner les lacs artificiels d'intérêt *édilitaire*, des grands centres de la R.P. Roumaine ou de la banlieue de Bucarest (Herăstrău, Tei, Băneasa, Floreasca), ainsi que les lacs de barrage *servant à alimenter des entreprises industrielles* (Cimpina, Reșița, Ocna-de-Fier, etc.) sur lesquels on peut aussi, le plus souvent, pêcher ou faire du canotage.

En conclusion, il faut mentionner que, au point de vue génétique, on rencontre sur le territoire de la Roumanie deux grandes catégories de lacs : *naturels* (les plus variés comme type) et *artificiels* (presque exclusivement de barrage artificiel, mais qui diffèrent par leur utilité économique).

Tant dans l'une des catégories, que dans l'autre, il n'y a que quelques types qui prédominent numériquement : les «baltas» (plus de 1 500), les limans, les lacs glaciaires (plus de 200), les étangs (plus de 1000), les étangs de plaine, «bent», etc. Les autres types génétiques forment des groupes isolés ou sont sporadiquement disséminés.

RÉPARTITION DES ZONES LIMNOLOGIQUES SUR LE TERRITOIRE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

L'analyse des considérations ci-dessus, même si certains types de lacs constituent par leur distribution géographique des zones limnologiques bien définies, démontre qu'une division territoriale par zones de tout le territoire du pays, pour tous les types, est presque impossible à réaliser, précisément à cause de la distribution tellement dispersée de certains d'entre eux. La même difficulté surgit lorsque l'on tente de faire la répartition territoriale des lacs par zones d'après leurs propriétés physico-chimiques (souvent, des lacs voisins ont une composition chimique différente) ou d'après leur utilité économique (le même lac peut remplir des fonctions économiques multiples). Leur mode d'alimentation ne peut, non plus, constituer un critérium exclusif de répartition par zones, étant donné que ce n'est qu'exceptionnellement que l'on peut parler d'une alimentation unilatérale. Une telle répartition territoriale serait cependant très intéressante, en prenant en considération le mode dominant d'alimentation ; mais, à ces fins, des études de détail sont encore nécessaires sur un grand nombre des lacs de la R.P. Roumaine.

On peut, cependant, effectuer une répartition territoriale d'ensemble des lacs du territoire roumain d'après leur répartition selon les grandes unités de relief. Dans cet ensemble on peut individualiser les unités taxonomiques d'après ces types génétiques en indiquant aussi, bien entendu, les types de lacs répandus sporadiquement et distancés spatialement.

En prenant pour unité taxonomique la région, la sous-région, le district et le sous-district, on peut établir la suivante répartition territoriale par zones limnologiques générales, de la R.P. Roumaine (d'après la distribution géographique des différents types génétiques de lacs):

1. Région des lacs de montagne

Elle se superpose aux aires carpatiques montagneuses, aux altitudes de plus de 800 m et caractérisées par une humidité excédentaire (les précipitations dépassent procentuellement l'évaporation). Par conséquent, le débit de ces lacs est riche et relativement constant, tandis que l'échange d'eau est très intense. La plupart des lacs de cette région épanchent leur excédent d'eau par des écoulements de surface ou par des infiltrations, constituant, habituellement, des sources d'alimentation des rivières. Bien que les types de ces lacs soient très variés (lacs glaciaires, périglaciaires, karstiques, de barrage naturel, volcaniques, anthropogènes), leur nombre est cependant réduit (à l'exception des lacs glaciaires) à cause d'une très intense érosion linéaire, défavorable au maintien des cuvettes lacustres. La plupart des lacs de montagne sont très irrégulièrement répandus, de sorte que, après la standardisation des types génétiques, on ne peut délimiter avec précision qu'un seul district: celui des lacs glaciaires, bien représenté dans les massifs: Retezat, Parîng, Făgăraș et Rodna, et moins bien dans ceux des: Șurianu, Sebeș, Iezer, Maramureș, à des altitudes comprises entre 1 800 et 2 300 m. On peut encore individualiser aussi — bien qu'un peu plus difficilement — un district des «hait» (Carpates orientales) ou «tău» (Carpates occidentales), dans les bassins supérieurs des rivières sur lesquelles se fait le flottage ou le transport du bois de chauffage (Bistrița Moldovenească, Trotuș, Lotru, Sebeș, Iara, Vișău, etc.).

2. Région des lacs de colline et de plateau

Elle est plus étendue (approximativement 40% de la superficie de la R.P. Roumaine) et possède des conditions physico-géographiques variées. La plus grande partie de cette région est caractérisée par un régime de précipitations excédentaires par rapport à l'évaporation, capable d'assurer une alimentation normale des lacs. Le nombre des lacs est cependant relativement restreint, étant donné le processus de colmatage rapide des cuvettes lacustres naturelles, en fonction des conditions lithologiques, du régime hydrographique des rivières, de leur débit solide, etc.

D'importants territoires, au climat prononcé d'avant-steppe, jouissent d'une humidité déficitaire, qui se fait considérablement ressentir

par l'instabilité du débit des rivières (souvent celles-ci tarissent presque entièrement), mais aussi par le manque de régularité de leur régime d'écoulement (dépression de la Jijia, «plaine» de la Transylvanie, plateau de la Dobrogea). La nature a été partiellement corrigée par l'intervention directe de l'homme, de nombreux étangs et lacs étant aménagés par lui. Leur nombre et leur fréquence sont — localement — tellement élevés qu'il est possible de délimiter quelques districts possédant de tels bassins, créés par l'homme afin de satisfaire à ses nécessités : la dépression de la Jijia, la «plaine» de la Transylvanie, le bassin moyen du Bîrlad, le secteur subcarpatique, situé entre les rivières Moldova et Bistrița, la dépression de Rădăuți constituent des districts aux étangs et lacs plus rares, en fonction des nécessités d'eau, qui se font moins ressentir ici. Sans former un district unitaire, à cause de leur grande dispersion, les lacs cantonnés dans d'anciennes salines abandonnées, ou aménagés par l'homme dans des buts balnéaires, dans le voisinage des sources salées, se rattachent aux régions de plis diapirs du pays.

Dans la dépression de Praid—Sovata on peut individualiser un sous-district de lacs salés formés, pour la plupart, par l'effondrement des couches de stérile sur le massif de sel lavé par les eaux souterraines. Les autres types génétiques de lacs (par glissements, effondrement dans le calcaire et dans le gypse) ne sont représentés que par des exemplaires très dispersés, pour pouvoir être groupés en districts bien délimités. Cependant, dans la dépression de la Jijia et dans la «plaine» de la Transylvanie, il est possible d'établir des sous-districts de lacs cantonnés en amont des vagues de glissement.

3. Région des lacs de plaine et de «lunca» (vallées inondables)

Elle est caractérisée par une grande abondance et variété de lacs, dont l'existence serait impossible sans l'apport des eaux de surface ou souterraines, à cause de l'humidité déficitaire de cette région. En fonction des aires géographiques relativement unitaires des différents types génétiques de lacs, on peut délimiter les districts limnologiques ci-dessous :

District des «baltas» (lacs de «lunca» (vallées inondables)). Il s'étend sur toute la «lunca» du Danube, y compris le Delta, ayant des prolongements tentaculaires le long des rivières Jiu, Olt, Siret et Prut.

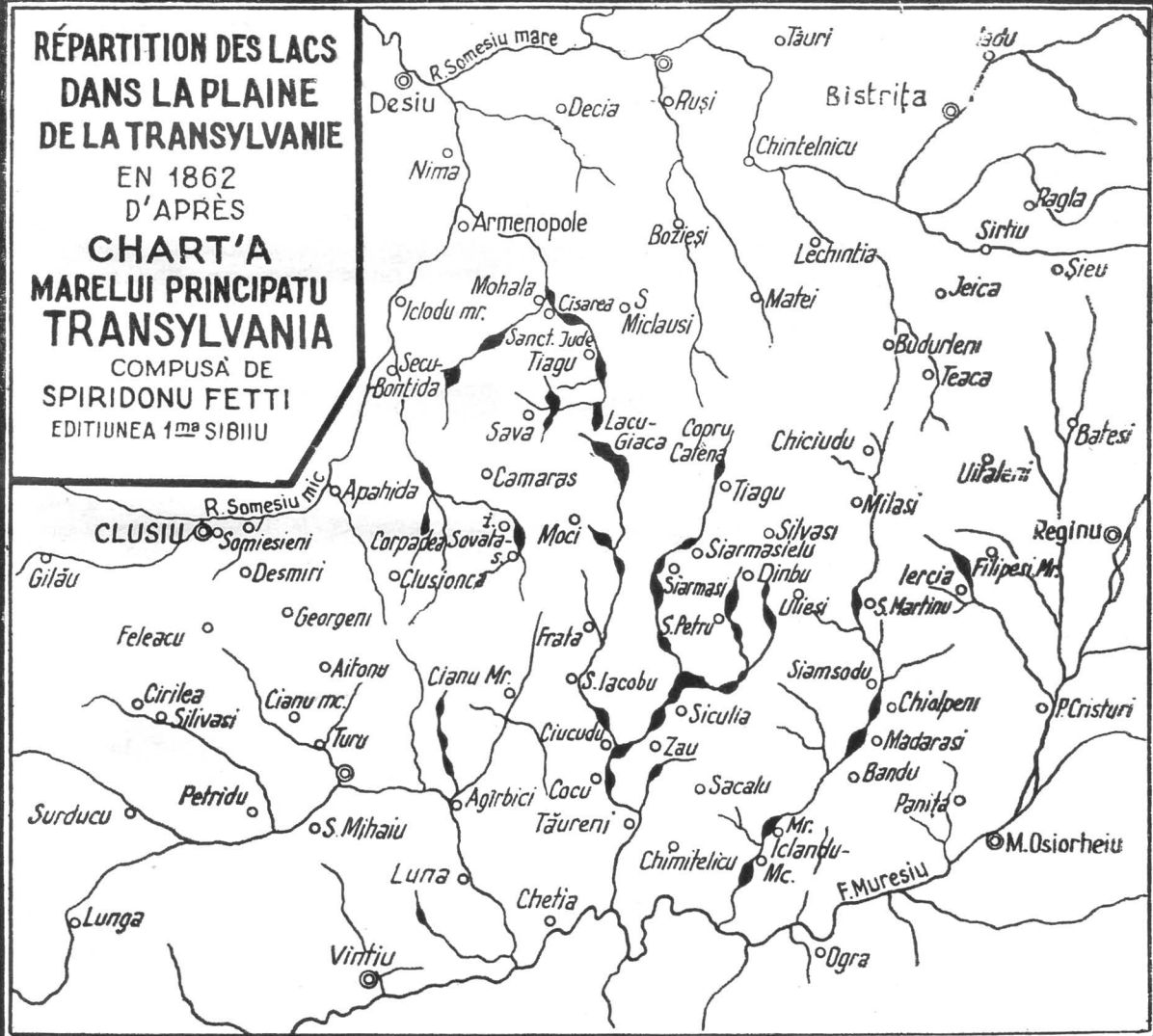
District des limans fluviatiles. Ils se superposent aux zones les plus basses de la plaine roumaine, y compris la rive du Danube en Dobrogea. Le groupement des limans se fait en quelques sous-districts, séparés les uns des autres par d'autres types génétiques de lacs.

District des lacs de tassement dans le lœss. Il est bien représenté dans la zone endoréique du Bărăgan de l'Est, ainsi que dans le Banat central (avec de nombreux «crov», mais avec peu de lacs).

District des lacs de barrage éolien. Il comprend deux aires distinctes : l'une dans la zone de dunes de Calafat—Ciuperceni (la plus caractéristique) et l'autre dans la plaine du Nir, aux lacs de petite dimension, en voie de

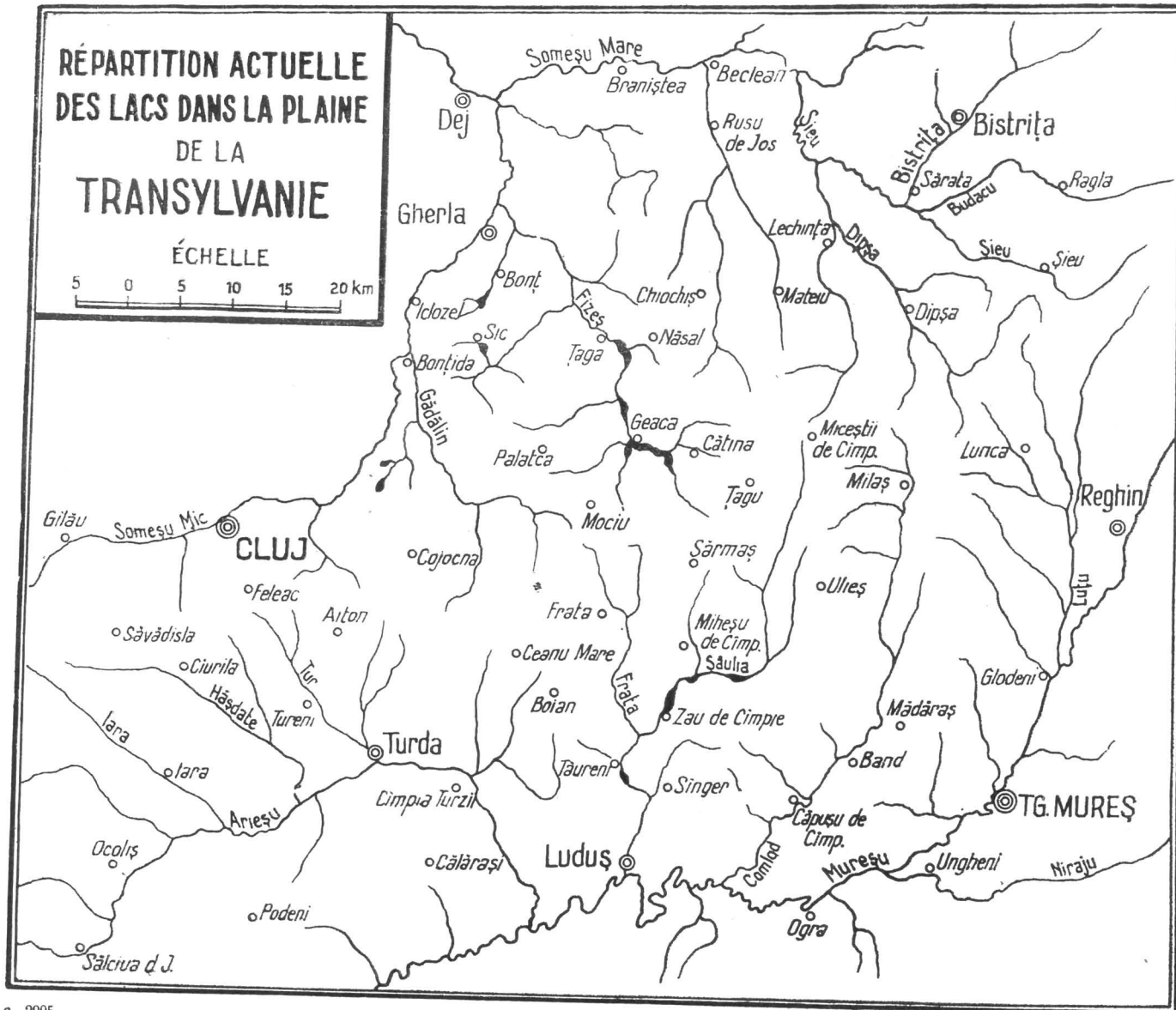
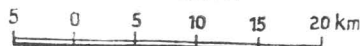
EN 1862
D'APRÈS
CHART'A
MARELUI PRINCIPATU
TRANSYLVANIA

COMPUSĂ DE
SPIRIDONU FETTI
EDITIUNEA 1^{ma} SIBIU



RÉPARTITION ACTUELLE DES LACS DANS LA PLAINE DE LA TRANSYLVANIE

ÉCHELLE



LES TYPES DE LACS DE LA R.P. ROUMAINE (PAR T. MORARIU ET AL. SAVU)

LÉGENDE

I. TYPES DE LACS SUIVANT LA RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE

- A. Lacs de montagne
- B. Lacs de collines et de plateaux
- C. Lacs de plaine et de lunca

— Limites des grandes unités géographiques

II. TYPES GÉNÉTIQUES DE LACS

1. LACS GLACIAIRES ET PÉRIGLACIAIRES

- Régions de lacs dans des cirques ou des vallées glaciaires - du type Bucura
- Lacs périglaciaires (dans des cuvettes nivales ou niches périglaciaires) - du type L. Vulturilor
- Lacs de barrage morainique - du type Girdomanu

2. LACS DE BARRAGE NATUREL

- Barrage naturel des cours d'eau - du type L. Roșu
- Lacs entre des vagues de glissement - du type Dăești

3. LACS EN RELIEF VOLCANIQUE

- Du type Sfânta Ana

4. LACS D'AFFAISSEMENT ET DE TASSEMENT

- Lacs du karst calcaire - du type Ponoare-Vârșoia
- Régions de lacs formés sur des massifs de sel - du type L. Ursu-Sovata
- Lacs d'affaissement dans le gypse - du type Nucșoara-Cheia
- Lacs de tassement dans le loess - du type Plăscu
- Régions de lacs de tassement (salés, de steppe ou dulcicoles)

5. LACS DE BARRAGE ÉOLIEN

- Régions de lacs intercalés entre des dunes

6. LACS DE «LUNCA» (VALLÉES INONDABLES)

- Lacs («baltas») des vallées inondables - du type Greaca
- Régions de lacs de «lunca» («baltas»)
- Régions de limans fluviaux en grand nombre

— Limites de l'aire des limans fluviaux

7. LACS MARITIMES

- Limans maritimes - du type Razelm
- Limans fluvio-maritimes du type Tekirghiol ou Tașaul

8. LACS RELICTES

- (Origine indéterminée)
- Du type Pețea-Oradea

9. LACS ANTHROPOGÈNES

- Lacs dans des salines abandonnées (O) - du type Turda - ou aménagés pour les bains, formés dans des massifs de sel (B) - du type Someșeni
- Étangs et viviers - du type Drăcșani-Tăga
- Régions d'étangs et de viviers (créés à des fins piscicoles)
- Régions de «bent»
- Lacs de barrage artificiel (créés à des fins hydro-énergétiques)
- Régions de «hait» (flottage et transport du bois)
- Lacs d'intérêt édilitaire - du type Tei
- Lacs d'intérêt industriel et minier - du type Ocna-de-Fier

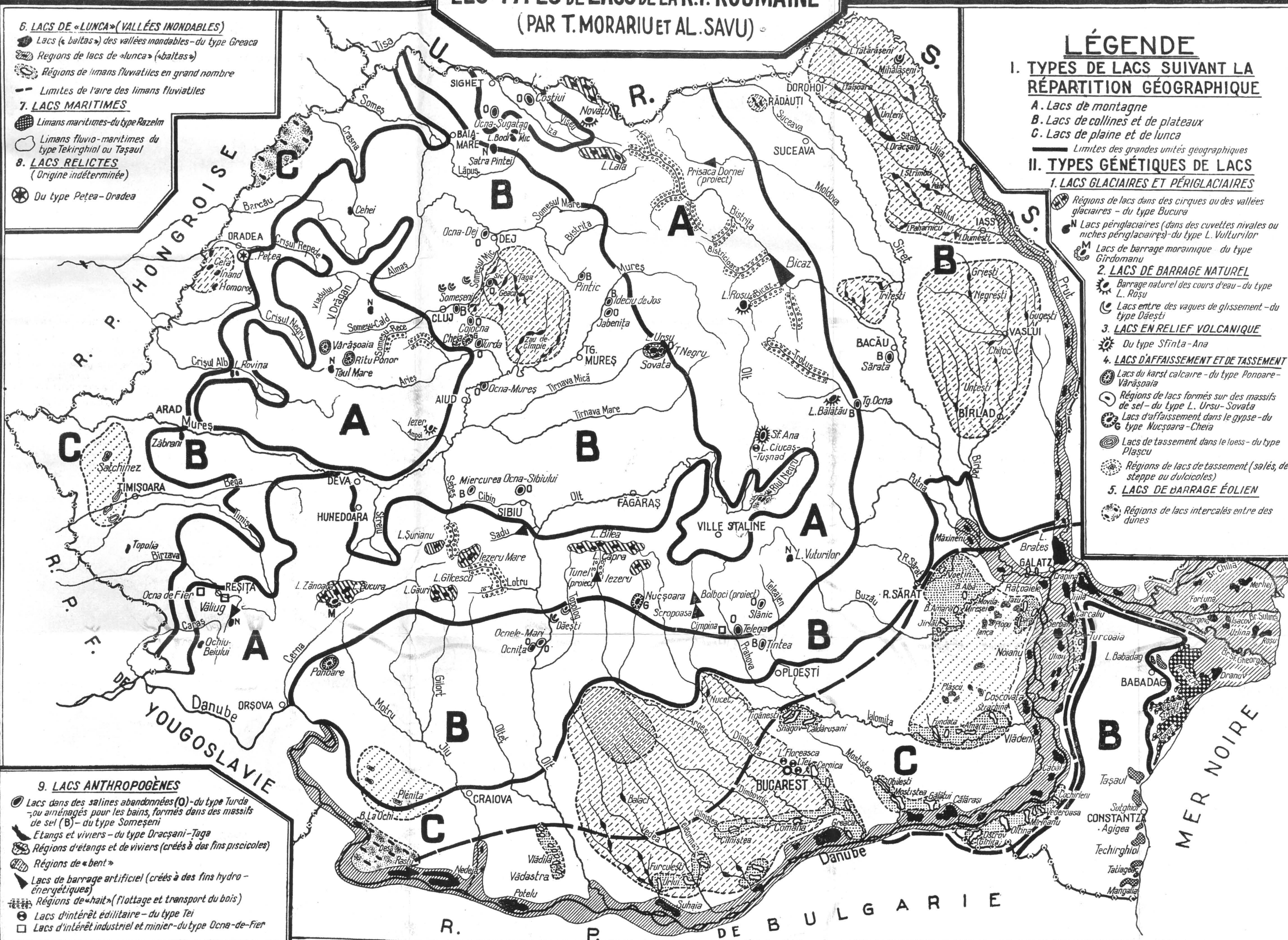


Fig. 24

LES TYPES DE LACS DE LA R.P. ROUMAINE (PAR T. MORARIU ET AL. SAVU)

LÉGENDE

I. TYPES DE LACS SUIVANT LA RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE

- A. Lacs de montagne
- B. Lacs de collines et de plateaux
- C. Lacs de plaine et de lunca

— Limites des grandes unités géographiques

II. TYPES GÉNÉTIQUES DE LACS

1. LACS GLACIAIRES ET PÉRIGLACIAIRES

- Régions de lacs dans des cirques ou des vallées glaciaires - du type Bucura
- Lacs périglaciaires (dans des cuvettes nivales ou niches périglaciaires) - du type L. Vulturilor
- Lacs de barrage morainique - du type Girdomanu

2. LACS DE BARRAGE NATUREL

- Barrage naturel des cours d'eau - du type L. Roșu
- Lacs entre des vagues de glissement - du type Dăești

3. LACS EN RELIEF VOLCANIQUE

- Du type Sfânta Ana

4. LACS D'AFFAISSEMENT ET DE TASSEMENT

- Lacs du karst calcaire - du type Ponoare-Vârșoaia
- Régions de lacs formés sur des massifs de sel - du type L. Ursu-Sovata
- Lacs d'affaissement dans le gypse - du type Nucșoara-Cheia
- Lacs de tassement dans le loess - du type Plăscu
- Régions de lacs de tassement (salés, de steppe ou dulcicoles)

5. LACS DE BARRAGE ÉOLIEN

- Régions de lacs intercalés entre des dunes

6. LACS DE «LUNCA» (VALLÉES INONDABLES)

- Lacs («baltas») des vallées inondables - du type Greaca
- Régions de lacs de «lunca» («baltas»)
- Régions de limans fluviatiles en grand nombre
- Limites de l'aire des limans fluviatiles

7. LACS MARITIMES

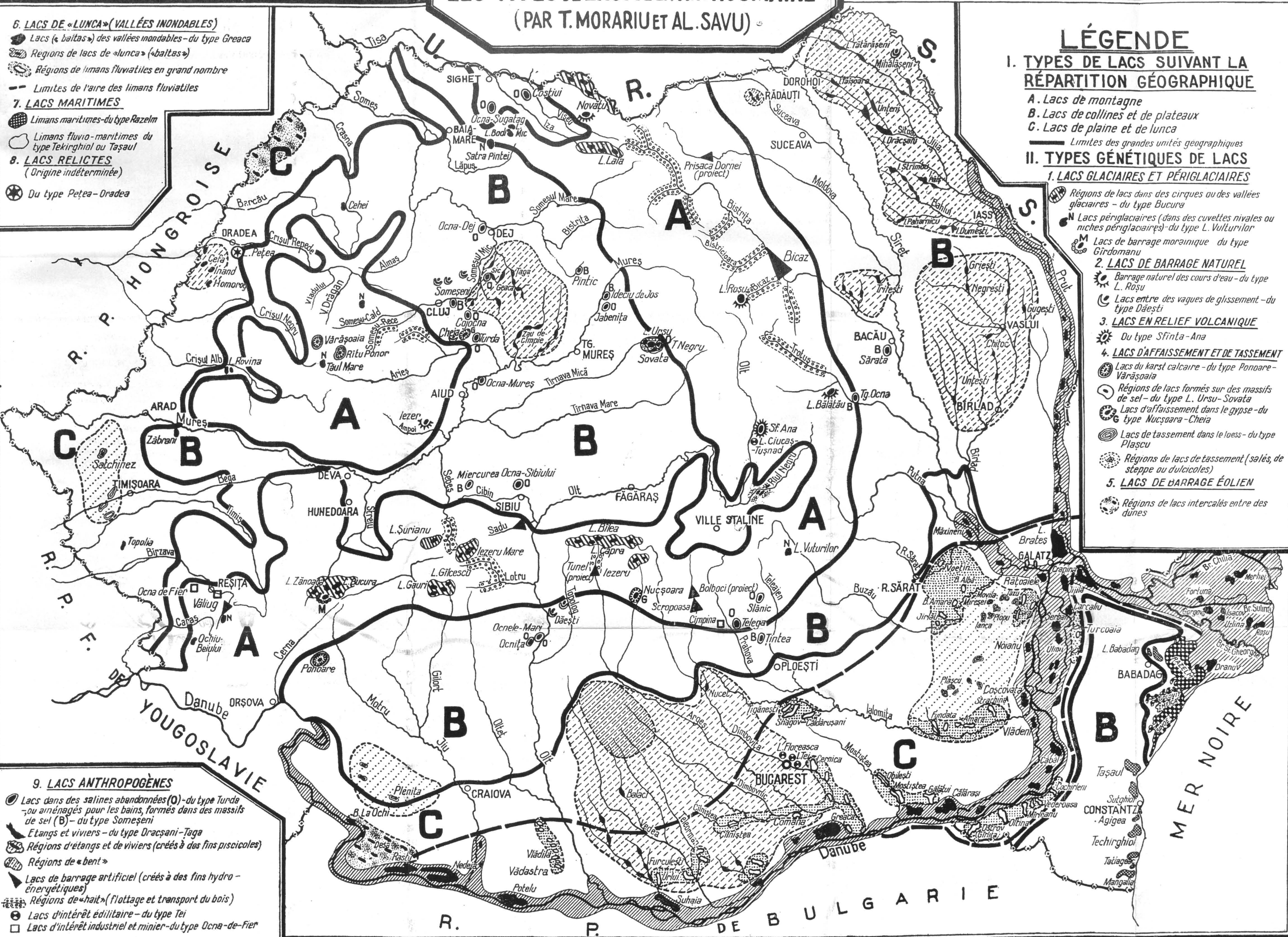
- Limans maritimes - du type Razelm
- Limans fluvo-maritimes du type Tekirghiol ou Tașaul

8. LACS RELICTES

- (Origine indéterminée)
- Du type Pețea-Oradea

9. LACS ANTHROPOGÈNES

- Lacs dans des salines abandonnées (O) - du type Turde - ou aménagés pour les bains, formés dans des massifs de sel (B) - du type Someșeni
- Étangs et viviers - du type Drăcșani-Tăga
- Régions d'étangs et de viviers (créés à des fins piscicoles)
- Régions de «bent»
- Lacs de barrage artificiel (créés à des fins hydro-énergétiques)
- Régions de «hait» (flottage et transport du bois)
- Lacs d'intérêt édilitaire - du type Tei
- Lacs d'intérêt industriel et minier - du type Ocna-de-Fier



colmatage. La zone sablonneuse de Reci, dans la Țara Bîrsei, peut être considérée comme étant un sous-district à part.

District des étangs de plaine (viviers) et étangs, entre l'Olt et la Dîmbovița, avec un sous-district de «bent», dans la haute plaine de piémont de Pitești.

District des limans maritimes (au Nord du cap Midia) et celui des *limans fluvio-maritimes* (au Sud), qui pourrait même constituer un *sous-district des lacs de littoral*, de même que les lacs de «lunca» pourraient également être groupés en un sous-district à part. On rencontre encore sporadiquement, dans le district de plaine, des lacs d'intérêt édilitaire, industriel, etc., qui ne peuvent constituer des unités taxonomiques distinctes.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La complexité physico-géographique du territoire de la R.P. Roumaine a favorisé la formation de nombreux types de lacs naturels, auxquels s'ajoutent aussi ceux (moins variés, mais tout aussi bien représentés numériquement) dus à l'action de l'homme.

Lorsqu'on prend en considération les causes de la formation des cuvettes lacustres, on peut différencier les suivants types génétiques plus répandus, de lacs : glaciaires, périglaciaires, de barrage naturel par éboulements et glissements, d'effondrement et tassement, de relief volcanique, de barrage éolien, de barrage fluvial et fluvio-maritime, anthropogènes, etc.

Au degré actuel des recherches, la répartition territoriale, par zones, des lacs de Roumanie s'est effectuée en fonction des grandes unités de relief (montagne, colline, plaine), considérées comme des régions limnologiques dans le cadre desquelles on individualise des districts et des sous-districts, d'après la genèse des cuvettes lacustres.

Des études ultérieures, organisées selon toutes les nécessités de la limnologie moderne, permettront également d'autres classifications et même d'autres répartitions territoriales par zones, basées sur le régime d'alimentation, sur les propriétés physiques et chimiques, sur le bilan hydrologique, l'utilité économique, etc., des lacs.

L'essor des recherches actuelles de limnologie se rattache directement aux nécessités du développement incessant de l'économie dans la voie de la construction du socialisme, dans le cadre de laquelle les lacs ont un rôle particulièrement important, par leur utilité multiforme : pisciculture, aviculture, réserves d'eau dans les zones arides, irrigations, réglementation du régime des rivières d'un caractère torrentiel, alimentation d'eau des centres industriels, hydro-énergie, transport du bois, sports, etc.

Les réalisations dans ce domaine d'études ont été remarquables ces dernières années, et les plans prévoient pour l'avenir une ampleur encore plus grande des recherches, sur la base desquelles d'innombrables lacs de la R.P. Roumaine occuperont la place qui leur est due dans l'économie nationale du pays.

BIBLIOGRAPHIE

1. ANTIPIA GR., *Pescăria și pescuitul în România*, Bucurest, 1916.
2. BĂCESCU M., *Observațiuni biologice și faunistice în legătură cu balta Greaca*, Rev. șt. «V. Adamachi», 1942, **28**, 2—3.
3. BLEAHU M., *Pitorescul regiunilor carstice din R.P.R.*, Colecția S.R.S.C., Bucurest, 1956, 205.
4. BRĂILEANU A., *Lacul Razelm, geneza și evoluția lui*, Bul. Soc. Rom. Geogr., 1938, **57**.
5. BRĂTESCU C., *Lacul Mangalia*, Bul. Soc. Rom. Geogr., 1915, **36**.
6. — *Contribuții la studiul deltei dunărene. Evoluția morfologică și cronologică a ei*, Bul. Soc. Rom. Geogr., 1921, **49**.
7. BUJOR P., *Noi contribuțiuni la studiul botanicii lacului Tekirghiol*, Contrib. Bot. Cluj, 1928, **1**, 21.
8. CĂLINESCU R., *Profil biogeografic în lacul Căldărușani*, Anal. Univ. «C. I. Parhon», Seria Șt. naturii, 1956, **12**.
9. COTET P., *Cîteva observații asupra formării lacurilor și rețelei de văi secundare din cîmpia Romînă*, Anal. Univ. «C. I. Parhon», Seria Șt. naturii, 1956, **10**.
10. — *Cîmpia Olteniei*, Ed. științifică, Bucurest, 1958.
11. DUMITRIU M., *Lacul Greaca*, Anal. I. C. A. R., 1934, **6**.
12. DUMITRIU V., *Analiza apei Lacului Sărat-Brăila*, An. Inst. Geol. Rom., 1907, **1**.
13. — *Analiza apei lacului Balta Albă*, An. Inst. Geol. Rom., 1908, **2**.
14. HARET M., *Considérations générales sur le massif du Releaz et les lacs alpins*, Bucurest, 1934.
15. — *Lacurile Bucurei*, Bucurest, 1938.
16. LEPSI J., *Die Seen Rumäniens und ihre Bewirtschaftung*, 1935.
17. MAXIM A. I., *Contribuțiuni la explicarea procesului de încălzire a apelor lacurilor sărate din Transilvania. I. Lacurile de la Sovata*, Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.
18. — *Contribuțiuni la explicarea procesului de încălzire a apelor lacurilor sărate din Transilvania. II. Lacurile de la Ocna Sibiului*, Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj, 1931, **5**.
19. — *Contribuțiuni la explicarea procesului de încălzire a apelor lacurilor sărate din Transilvania. III. Lacurile sărate de la Turda*, Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj, 1937, **6**.
20. — *Lacurile sărate de la Sic*, Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj, 1942, **7**.
21. — *La genèse des lacs salés sur les massifs de sel de Roumanie et leurs caractères physiographiques*, C. R. Acad. Sci. Roum. 1943, **2**.
22. MĂLACEA I., *Lacurile alpine și viața din ele*, Natura, 1956, **6**.
23. MIHĂILESCU V., *Regiunea Tekirghiolului*, Anal. Dobrogei, 1928, **9**, 7.
24. — *Vlăstă și Moștiștea*, Bul. Soc. Rom. Geogr., 1924, **43**.
25. — *Cum s-a format Lacul Roșu, de la intrarea în Cheile Bicazului*, Bul. Soc. Rom. Geogr., 1940, **59**.
26. MORARIU T., *Contribuțiuni la glaciațiunea din Munții Rodnei*, Rev. Geogr. Rom., 1910, **3**, 1.
27. — *Cîteva considerațiuni geomorfologice asupra crouurilor din Bunat*, Rev. Geogr., 1945, **2**, 1—4.
28. MRAZEC L., *Les lacs salés de la Roumanie*, Arch. Sci. phys. et nat., Genève, 1901.
29. MURGOCI M. G., *La plaine Roumaine et la Balta du Danube*, Bucurest, 1907.
30. NĂSTASE I. GH., *Un lac necunoscut: Lacul Bălătau*, Rev. șt. «V. Adamachi», 1949, **35**, 1—2.
31. ORGHIDAN N., *Urme de ghețari pe Siriu*, Bul. Soc. Rom. Geogr. 1932, **51**.
32. PASCU R., *Cercetări preliminare asupra lacului Tekirghiol*, An. Inst. Geol. Rom., 1910, **4**.
33. PICU C., *Probleme de morfo-hidrografie în Balta Borcei*, Natura, 1956, **6**.
34. PIȘOTA T. I., *Cîteva observații hidrologice asupra lacului Urlea*, Anal. Univ. «C. I. Parhon» Seria șt. naturii, 1957, **13**.
35. — *Cîteva observații hidrologice asupra lacului Bilea și a bazinului hidrografic Bilea-Cirlișoara*, Natura, 1956, **1—2**.
36. PIȘOTA T. I. și NĂSTASE A., *Lacul Roșu, nod hidrografic a trei bazine de recepție*, Probl. Geogr. 1957, **4**.
37. RĂDULESCU I., *Limanul Schilu-Costinești (Mangea Punar). Probleme de microgeomorfologie*, Anal. Univ. «C. I. Parhon», Seria șt. naturii 1958, **17**.

38. RICK I., *Cercetări geografice și antropogeografice în depresiunea Jijiei*, Bul. Soc. Rom. Geogr., 1931, **50**.
39. SAVU AL., *Hidrografia R.P.R. Curs de Geografie fizică a R.P.R.*, Litogr. Inv., Bucurest, 1955.
40. SLĂVOAĂ D. și AVRANESCU C., *Observații geologice, litologice și hidrologice în masivul Sf. Ana (Munții Bodocului)*, Comunicările Acad. R.P.R., 1956, **6**, 3.
41. * * * *Stațiunile balneo-climaterice din R.P.R.*, Bucurest, 1955.
42. ȘANDRU I. și BLAJ C., *Cîteva trăsături geografice ale teritoriului orașului Rădăuți*, Probl. Geogr., 1956, **3**.
43. ȘENCHEA N., *Formarea lacurilor din România*, Rev. șt. « V. Adamachi », 1948, **34**, 3.
44. ȘTEFĂNESCU GR., *Note asupra secării Lacului Sărat*, An. Bir. Geol. 1888, **5**, 1.
45. TUFESCU V., *Valorificarea economică a rîurilor moldovenești*, Bul. Soc. Rom. Geogr., 1941, **59**.
46. TEPOSU E. și PUȘCARIU V., *România balneară și turistică*, Bucurest, 1932.
47. UJVÁRI I., *Hidrografia R.P.R.* Ed. științifică, Bucurest, 1959.
48. VINTILESCU I., *Contribuții la cunoașterea carstului din Podișul Mehedinților*, Cercet. studii geogr. seria II, 1938, **1**.
49. VILSAN G., *Cîmpia Romnă*, Bul. Soc. Rom. Geogr., 1915, **36**.

PRINTED IN RUMANIA

**VERIFICAT
1987**

