

Recluz

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

COMPTES RENDUS

DES

SÉANCES

TOME XXVII
(1938 — 1939)

MONITEUR OFFICIEL ET IMPRIMERIES DE L'ÉTAT
IMPRIMERIE NATIONALE
BUCAREST
1944



Institutul Geologic al României

Pour tout échange des publications de l'Institut Géologique
de Roumanie s'adresser à la

Bibliothèque

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

2, Boulevard Regele Mihai

Bucarest (II)



Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

COMPTES RENDUS

DES

SÉANCES

TOME XXVII
(1938 — 1939)

MONITEUR OFFICIEL ET IMPRIMERIES DE L'ÉTAT
IMPRIMERIE NATIONALE
BUCAREST
1944



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

COMPTES RENDUS

DES SÉANCES

DE

L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

Séance du 9 décembre 1938

Présidence de M. G. MACOVEI, directeur de l'Institut Géologique.

— M. G. MACOVEI exprime son regret que la série des séances n'ait pu être ouverte par une communication. Il fait cependant un compte rendu des travaux effectués pendant la campagne de travail du 1938, en passant succinctement en revue les résultats. Il insiste plus particulièrement sur les recherches de MM. D. M. PREDA et MIRCEA ILIE dans les Perşani et la région de Câmpulung-Bucovine, et sur celles de M. I. ATANASIU dans la zone marginale du Flysch moldave, cela étant donné que les résultats en seront passés immédiatement sur la carte 1 : 500.000, actuellement sous presse.

MM. D. M. PREDA et MIRCEA ILIE, en dehors de données d'ordre tectonique, sont arrivés à la conclusion que, dans l'axe de la cuvette marginale de Câmpulung, le Crétacé supérieur à facies de Gosau, signalé déjà par PAUL, y est développé sous un facies schisteux fossilifère.

De son côté, M. I. ATANASIU soulève, par son étude de la zone marginale du Flysch du département de Neamţ, le problème de l'âge des conglomérats, considérés jusqu'à présent



comme burdigaliens, mais qui semblent être, au moins en partie, d'âge oligocène. M. ATANASIU a en effet suivi, dans la vallée d'Almaşul, un profil continu depuis des marnes et grès méditerranéennes, se prolongeant par une série dans laquelle les conglomérats prédominent, jusque dans l'horizon des ménilites. Cet horizon est généralement attribué à la partie inférieure de l'Oligocène.

M. I. ATANASIU a en même temps séparé, en partant des différences de facies montrées par cet Oligocène, deux unités tectoniques: l'une caractérisée par grès de Kliwa, dysodiles et ménilites à la base, et qui chevauche l'autre, dans laquelle le grès de Kliwa et les dysodiles apparaissent sporadiquement, étant remplacés par les conglomérats. C'est justement la série suivie dans la vallée d'Almaşul.

Dans ces conditions, la question se pose si tous les conglomérats de la bordure du Flysch doivent ou non être attribués à l'Oligocène, et être passés comme tels sur la carte 1:500.000. Le problème concerne également les conglomérats de Pleşu et de Pietricica.

M. G. MACOVEI remarque le fait que le facies des conglomérats de la région étudiée est plutôt paléogène que miocène.

Un autre problème, intéressant la même carte, c'est celui du raccord de l'Albien (éventuellement du Vraconnien) de la dépression de la grande courbure carpatique avec ce qui, dans les Carpates Orientales, a été considéré comme représentant l'Aptien.

Dans une excursion faite au pays des Sikules, en reprenant les coupes dressées antérieurement en vue d'un nouveau contrôle des rapports entre les Schistes noirs et l'Aptien, toutes ces coupes ont montré un passage normal et graduel de ces schistes aux marnes aptiennes.

Après avoir passé en revue les travaux des autres membres de l'Institut, M. G. MACOVEI donne des informations sur le stade dans lequel se trouve l'impression des feuilles de la carte 1:500.000. Il fait part aussi de certaines mesures d'ordre intérieur administratif.



Séance du 16 décembre 1938

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. M. G. FILIPESCU. — Sur la nature et l'âge des dépôts du soubassement du Sarmatien rencontrés dans le forage de Horodnic-Bucovine (Roumanie) ¹⁾.

— M. N. ONCESCU. — Le massif de sel de Măgura Mocearului (Valea Sărățelul, Budești, départ. de Buzău).

Pendant l'été 1938, au cours de mes recherches dans la zone marginale du Flysch du département de Buzău, j'ai eu l'occasion d'étudier le massif de sel qui se trouve au-dessous de Măgura Mocearului, aux sources de Valea Sărățelul, près du village de Budești. Il est connu même par les habitants de l'endroit sous le nom de « Sarea dela Budești ».

Ce massif est cité dans la bibliographie seulement par GR. ȘTEFĂNESCU ²⁾ dans un passage énumérant les massifs de sel gemme du département de Buzău. On ne trouve pas dans cette note aucune autre considération sur la position stratigraphiques ou tectonique de ce massif.

Sur la carte géologique de la Roumanie publiée par GR. ȘTEFĂNESCU, carte sur laquelle la limite du Miocène est portée bien plus au N, en pleine zone du Flysch, le massif de Măgura Mocearului ne figure pas. Il ne figure d'ailleurs sur aucune des cartes plus récentes.

La présente note est destinée à faire connaître la position tectonique du sel de Mocear, affleurant en fenêtre dans la zone marginale du Flysch, et la liaison zonaire entre le massif de Mocear et le sel de Lunci.

Le sel de Mocear affleure en deux endroits assez rapprochés l'un de l'autre: l'un, situé sur la rive gauche du Sărățelul, à 50 m au-dessus du lit de la vallée, le second à quelques 150 m plus au S, dans le talweg du ruisseau.

¹⁾ Publié dans *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.*, t. XXI, Nr. 1—2, Bucu-rești, 1939.

²⁾ GR. ȘTEFĂNESCU. Relațiune sumară pe anul 1884. *Añuarulă Biuroului geologică*, vol. II, 1884.



Dans le premier endroit, on trouve un rocher de sel de quelques centaines de mètres cubes. Ce rocher était bien plus considérable autrefois, mais il a été exploité par les Allemands durant la guerre mondiale. Ce rocher occupe une surface d'environ 400 mc, à preuve les trous d'où l'on extrait de nos jours clandestinement le sel.

Le rocher méridional est plus petit.

Entre les deux rochers, comme autour d'eux, on rencontre partout l'argile caractéristique du sel. Dans cette argile, on trouve des éléments hétérogènes consistant en majorité en débris de schistes verts.

Je n'y ai rencontré aucune trace de gypses.

Position tectonique. Le massif de sel de Măgura Mocearului est situé dans la zone du Flysch, à environ 800 m du bord externe de celui-ci.

Dans la Valea Sărățelul, au N de Budești, le Flysch, formé par des ménilites et le grès de Kliwa, chevauche le Miocène. Les grès et les marnes à gypses du Miocène, plongent sous le Flysch; leur direction est N 65° E, et leur plongement de 50° N. Dans le grès de Kliwa le pendage est de 50° à 60° vers le N. Il ne reste pas de doute que la formation à sel du Mocear affleure en f e n ê t r e.

Si nous passons aux rapports du massif de Măgura Mocearului avec le Flysch qui le recouvre, nous remarquons dans le flanc méridional, dans le proche voisinage du sel, le grès de Kliwa à intercalations de dysodiles à direction N 45° E et plongeant de 40° vers le S.

Sur le flanc N, au contact de l'argile du sel, se trouve l'Éocène, d'un type particulier à la région levée, formé par des intercalations de grès micacés durs, vert noirâtres, à hiéroglyphes courts à la partie inférieure des couches, et des marnes noirâtres, parfois feuilletées, à faux aspect dysodilique. Tout le complexe éocène a une couleur généralement verdâtre.

Le massif de sel de Măgura Mocearului présente donc un caractère diapir.

Ce massif n'apparaît pas comme une lentille isolée pénétrant le Flysch qui le recouvre; il est en liaison zonaire avec le massif de sel de Lunci.



En effet, dans le proche voisinage du massif de Budești-Măgura Mocearului, à 1 km vers le NE sur le plateau dominé par le sommet Mocearu se trouve une immense doline, dans laquelle s'est formé le lac d'eau douce de Mocear, dont la surface est de quelques dizaines de ha. Cette doline doit être mise en relation avec l'effondrement souterrain provoqué par la dissolution du massif de sel.

Si nous suivons les dépôts au N de Măgura Mocearului, jusqu'au vallon qui descend vers l'E de Bolovanul Greu, on observe, l'argile du sel avec ses éléments hétérogènes caractéristiques et des efflorescences salines. Cette argile affleure d'une manière également diapire entre l'Éocène verdâtre à Nummulites du versant W et l'Oligocène du versant E.

Pour le massif de sel de Lunci, qui affleure dans la Valea Slănicului, nous devons admettre la même situation tectonique que pour celui des environs de Măgura Mocearului, leur liaison étant évidente.

Nous avons affaire dans la région de Lunci aussi à un chevauchement certain du Flysch sur le Miocène, atteignant 2 ou 2,5 km.

Si cependant on tient compte qu'à l'W de la zone Lunci-Măgura Mocearului, près de la ligne de faille Gura Văii-Ploștina-Brătilești, apparaissent dans l'Eocène des manifestations salines (efflorescences salines, sources salées) nous pouvons déduire que, dans cette région, le Salifère est chevauché par le Flysch sur 4 ou 5 km de distance.

— M. G. MURGEANU fait un rapport sur: F. BIEDA. — Les Nummulites des schistes ménilitiques de Seletyn (Bukowine, Roumanie). *Bulletin du Service Géologique de Pologne*. Vol. IX, livraison 2, page 87, Varsovie 1938.

Séance du 13 janvier 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. M. G. FILIPESCU. — L'étude pétrographique des roches rencontrées dans le sondage de Basarabeasca (Bessarabie).



En 1933, on a exécuté dans la station de Basarabeasca un sondage pour étudier le problème de l'alimentation en eau potable de cet important noeud de voie ferrée. Le sondage a été poussé jusqu'à la profondeur de 350 m.

Les dépôts rencontrés jusqu'à 320 m ont été attribués, sur des bases paléontologiques, au Sarmatien; ceux compris entre 320 m et 350 m ont été considérés comme crétacés, d'après certaines analogies pétrographiques avec les dépôts crétacés d'autres endroits¹⁾.

A l'occasion de discussions qui ont eu lieu autour d'une communication sur les dépôts traversés par le sondage de Horodnic²⁾, l'affirmation a été faite qu'il existe une identité pétrographique certaine entre les calcaires de Horodnic et ceux de Basarabeasca, et donc qu'ils seraient du même âge; ces dépôts appartiendraient à une seule et même unité géologique, qui ne peut être autre que la Plateforme Podolique³⁾.

Pour résoudre le problème, il restait à entreprendre l'étude des dépôts rencontrés à Basarabeasca entre 320 et 350 m, dépôts dont l'âge était mis en discussion. La présente note renferme les résultats de cette étude.

Les dépôts étudiés dans le sondage de Basarabeasca peuvent être groupés en deux séries:

- a) Une série calcaire, comprise entre 320 m et 330 m, présentant une faible intercalation d'argile smectique noire, et
- b) Une série de dépôts sableux et argileux, verts, compris entre 330, 60 m et 350 m.

En considérant avec attention ces dépôts, on peut voir même à l'oeil nu que les calcaires contiennent des restes de *Cardium* et de *Cérithes* (325,30—325,70 m et 328,70—330,10 m), tandis que les couches argileuses vertes, inférieures, offrent des fragments d'*Ervilia* (334,30—336,80 et 341,10—350). La seule présence de ces restes montre — préalablement à toute autre inves-

¹⁾ EM. PROTOPODESCU, communication orale.

²⁾ M. G. FILIPESCU. Sur la nature et l'âge des dépôts du soubassement du Sarmatien rencontrés dans le forage de Horodnic-Bucovine (Roumanie). *Bull. Sect. Sc. A. Roum.*, t. XXI No. 1—2.

³⁾ D. M. FREDĂ, communication orale.



tigation — qu'il ne peut être question de dépôts crétacés, comme on l'avait estimé, mais de dépôts sarmatiens. Les données obtenues par l'étude microscopique de ces roches confirment le fait.

Dans la série calcaire on peut séparer, d'après les caractères micrographiques, les types de roches suivants:

Calcaires compacts ou friables à Miliolides. Ces roches présentent une structure microgranulaire, parfois granuleuse, due aux recristallisations irrégulièrement disposées dans la masse de la roche. Il est à remarquer dans ces dépôts l'absence presque totale du matériel détritique, comme aussi des minéraux autinènes.

Les dépôts traversés entre 325 et 325,70 m comprennent les mêmes restes organiques: Miliolies à test très délicat constitué par de la chitine et du carbonate de chaux microgranulaire; très rarement des restes de *Rotalia*, également à test mince; en plus, une ou deux valves d'Ostracodes pour chaque coupe mince. Parmi ces dépôts, le calcaire rencontré à 325,50 m fait exception par sa grande richesse en restes de Miliolides, *Rotalia* et *Peneroplis*, tous à test robuste, dans la constitution duquel la chitine participe en proportion appréciable.

L'aspect et la constitution du test chez les Foraminifères de ces dépôts sont susceptibles de donner une image approximative des conditions qui ont présidé à leur formation: proximité du rivage, eaux généralement froides et pauvres en carbonate de chaux, attestées par la présence de la chitine; eaux tranquilles, ayant permis le développement d'organismes à test très délicat, ou, à d'autres moments, agitées et favorisant un développement accentué du test.

Argile smectique noire (327,30—327,50 m). A ce niveau, la série des calcaires est interrompue par l'apparition d'une couche d'argile smectique de couleur noire, fait qui indique un changement notable dans les conditions de sédimentation, lié à une variation de la ligne de rivage.

Ce dépôt présenté le plus typique aspect cireux, caractéristique pour ces argiles; il présente un grand pouvoir d'absorption et d'adsorption, mis en évidence par la force dont il hape la langue; par la facilité avec laquelle il fixe une matière colorante



dissoute dans l'eau d'un cristalliseur où l'on en a jeté un fragment.

Au microscope, on constate que la masse fondamentale de la roche est formée par de la matière argileuse, biréfringente, disposée en plages ou en rubans irréguliers, englobant dans les intervalles de l'argile cryptocristalline ou amorphe, traversée par de nombreuses crevasses de dessèchement.

Dans cette masse fondamentale, on observe d'innombrables baguettes de rutile, des fragments de cristaux de zircon, d'apatite, etc., aussi une multitude de points, de granules, ou de taches d'oxyde de manganèse et de matière sapropélique; il s'y ajoute des globules de sulfure de fer contribuant, comme les précédents d'ailleurs, à la pigmentation de la roche.

Calcaire à *Rotalia* et restes de Mollusques. Après la mince couche d'argile smectique que nous venons de décrire, la sonde a pénétré à nouveau dans des dépôts calcaires; elle a traversé deux mètres d'un calcaire compact gris, offrant à l'œil nu des moulages de Cérithes et de Cardiacés.

Au microscope, on constate la présence dans la masse fondamentale de nombreuses coupes diversement orientées d'une *Rotalia* très développée, particulière par un test extrêmement robuste, et qui — d'après l'aspect extérieur du test — paraît pouvoir être rapportée à *Rotalia becarri*. A côté de ces restes de *Rotalia*, on observe des sections de fragments de *Cardium* et de coquilles de Gastropodes; on déduit du moins la présence de ces derniers d'après leur forme, car la structure de la coquille est entièrement disparue du fait de la large recristallisation du carbonate de chaux sur toute la surface occupée par ces restes de Mollusques.

En dehors des restes organiques observés à l'œil nu, les caractères micrographiques de ces roches, caractères identiques à ceux des dépôts sarmatiens traversés entre 318,10 et 318,60 m, milite pour l'âge sarmatien de cet horizon calcaire et, bien entendu, des dépôts supérieurs, que venons de décrire également.

La série des dépôts sableux et argileux verts est formée par la succession suivante:

Grès vert friable, dont le matériel détritique est dans sa plus grande partie représenté par des granules arrondis, ou subgra-



nulaires, d'un quartz très riche en inclusions. En dehors du quartz, on y observe aussi des granules fragmentés de glauconie, présentant de fréquentes traces d'altérations sur les lignes de cassure. Ce matériel est aggloméré par un ciment argileux cryptocristallin, coloré en vert par une poudre de glauconie et de chlorite. Dans la masse fondamentale de la roche, on observe disséminés de nombreux globules de sulfure de fer et de limonite. En dehors de quelques frustules de Diatomées, il n'y a plus d'autres restes organiques. La roche ne présente rien de caractéristique qui puisse servir à la détermination de l'âge de la série.

L'argile verte (334,30—336,80 m) est constituée par une masse fondamentale formée par de faisceaux de matière argileuse biréfringente. Dans cette masse fondamentale, on remarque de fréquents grains de quartz et de glauconie fragmentés, présentant des caractères nets de remaniement. La couleur verte est due à la glauconie. La roche est totalement dépourvue de micro-organismes. On a pu y distinguer à l'oeil nu des fragments d'*Ervilia*, ce qui est un indice paléontologique précieux.

Marnes verdâtres à Coccolithophoridés (336,80—350 m). Ces dépôts, traversés sur près de 15 m, diffèrent de l'argile verte par la coloration moins intense et par un aspect mat.

Le microscope y met en évidence le caractère particulier de ces dépôts: la présence de Coccolithophoridés, très abondants; ceux-ci sont représentés par des formes nombreuses mais peu variées dans certaines couches (336,80—338,80 m); dans d'autres, au contraire, peu fréquentes mais se présentant avec des formes très variées (341—350 m), ou rares (338,80—341 m).

Dans les dépôts de la base du sondage, les Coccolithophoridés sont associées à des restes de Foraminifères (Globigérines et *Rotalia*) et d'Echinodermes. A l'oeil nu, on observe dans ce matériel aussi des fragments d'*Ervilia*.

L'aspect mat, moins cireux, de ces dépôts est dû à une proportion appréciable de matériel détritique, parmi les éléments duquel on remarque de nombreux grains anguleux de glauconie remaniés, qui occasionnent la couleur verdâtre de la roche. La masse fondamentale en est formée par de la matière argileuse, amorphe ou cryptocristalline, mélangée à une poudre de carbo-



nate de chaux formée par les nombreux restes de *Coccolithophoridés*.

La présence des fragments d'*Erilia* dans ces dépôts constitue une précieuse indication sur l'âge sarmatien de cette série.

Les restes organiques rencontrés dans la série calcaire ne sont pas susceptibles d'appuyer une opinion sur leur nature marine, ou peut-être saumâtre; en revanche, la présence des *Coccolithophoridés* dans les dépôts argileux verts est une indication certaine que l'on a affaire à des dépôts marins, d'eau chaude.

La richesse en *Coccolithophoridés*, appuyant l'origine marine, rapproche cet ensemble des dépôts à Globigérines et *Coccolithophoridés* du Tortonien et de l'Helvétien des Subcarpates. Il pourrait donc être considéré comme représentant une phase de transition entre la phase saumâtre du Sarmatien et la phase marine du II-e étage méditerranéen. Cette phase de transition correspond au Buglovien, qui renferme, comme on le sait, en d'autres endroits, même des dépôts lagunaires (PREDA).

Conclusions. Il se dégage de l'étude microscopique des matériaux fournis par le sondage de Basarabeasca plusieurs conclusions:

1. Au-dessous du niveau de 321 m, limite inférieure de l'ensemble attribué au Sarmatien, se trouvent deux séries de dépôts: une série calcaire, saumâtre, formée dans une mer froide, et une série argilo-sableuse verte, d'origine marine, attestant des eaux chaudes.

2. D'après les caractères pétrographiques, d'après les Foraminifères et les restes de *Cardium* et de *Cerithium* qu'ils renferment, les dépôts de la série calcaire appartiennent au Sarmatien typique; les dépôts de la série argilo-sableuse se rapprochent par leurs caractères marins des dépôts du II-e Méditerranéen, et doivent donc être attribués au Buglovien.

3. La glauconie des dépôts argilo-sableux verts est remaniée; ce fait peut être déduit de l'examen des contours des grains, de leurs dimensions, de leurs cassures et des phénomènes d'altération que l'on y remarque.

— M. M. G. FILIPESCU fait ensuite un rapport sur: Z. SUJKOWSKI. — Les séries de Szopot dans les Karpates polonaises



orientales. *Trav. du Service géol. de Pologne*. Vol. III, livraison 2, 1938. Varsovie 1938.

— M. ST. GHICA-BUDEȘTI fait un rapport sur les travaux suivants:

1. R. A. BALDRY. — Slip-planes and breccia zones in the tertiary rocks of Peru. *The Quarterly Journal of the geological Society of London*, vol. XCIV, Part. 3, No. 375, London 1938, pag. 347.

2. CH. B. BROWN. — On a theory of gravitational sliding applied to the tertiary of Ancon, Ecuador. *Ibidem*, pag. 359.

Séance du 20 janvier 1939

Présidence de M. D. M. PREDA, sous-directeur de l'Institut Géologique de Roumanie.

— M. M. PAUCĂ fait un rapport sur les travaux suivants:

1. VL. KALABIS. — *Amphisile heinrichi* HECKEL aus den Menilitschiefern von Mähren. «*Príroda*», roč. XXXI, čís. 7. Brno 1938.

2. VL. KALABIS. — *Syngnathus* (?) sp. aus den Menilitschiefern von Mähren. «*Príroda*», roč. XXXI, čís. 7. Brno 1938.

— M. T. JOJEA fait un rapport sur: I. ATANASIU. — Contribution à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Analles Sc. Univ. de Jassy*, T. XXV, 1939.

Séance du 27 janvier 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. N. ARABU. — Classification du Néogène de l'Europe orientale ¹⁾.

— M. M. PAUCĂ fait un rapport sur: 1. T. SZALAI. — Der Einfluss der Gebirgsbildung auf die Evolution des Lebens. *Palaeont. Ztschr.* Bd. 18, H. 1/2, S. 113—122, Berlin 1936.

¹⁾ Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction.



2. O. H. SCHINDEWOLF. — Geologisches Geschehen und organische Entwicklung. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, Vol. XXVII, p. 166. Upsala 1937.

Séance du 3 février 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— I. BĂNCILĂ. — L'évolution des idées sur la tectonique des Carpates Orientales.

Bien que la tectonique des Carpates Orientales ait fait l'objet de travaux nombreux et importants, elle constitue encore à l'heure actuelle un problème. Problème largement défriché et aussi très débattu, les interprétations présentées différant souvent profondément d'un auteur à l'autre. Cette situation est due aux conditions confuses offertes par le terrain, aux grandes discontinuités que la chaîne présente dans sa partie médiane, et à l'uniformité de facies de la partie externe. Elle est due aussi à la nature des recherches, dont la valeur de généralisation dépend en premier lieu du nombre des observations de détail.

Les faits sont tels qu'à l'heure actuelle on ressent — et les débutants surtout — la nécessité d'une mise au point, qui facilite l'utilisation de toutes les idées résultant des généreuses recherches de nos devanciers. C'est justement la question que nous nous proposons de développer ici, comme suite à la suggestion qui nous a été faite dans l'une des précédentes séances de l'Institut.

Conformément aux idées les plus acceptées¹⁾, les Carpates Orientales s'étendent du N de la Galicie (région de la vallée de la Wisloka) jusqu'en Monténie Orientale, au S du massif de la Leaota. On y distingue plusieurs zones, la zone cristallino-mésozoïque, la zone du Flysch et la zone néogène, qui se succèdent régulièrement de l'intérieur à l'extérieur. Ces zones présentent

¹⁾ G. MACOVEI. Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *Guide des Excurs. Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates*. 2-e réunion. Bucarest, 1927.



chacune des caractères stratigraphiques et tectoniques propres, bien qu'interprétés d'une manière variable par les différents auteurs.

C'est V. UHLIG le premier qui — après une période de tâtonnements — aboutit, en 1907¹⁾ à une synthèse tectonique des Carpates. Il y affirme l'existence d'une structure complexe en nappes de charriage, analogue à celle qui avait été présentée quelques années auparavant pour les Alpes.

Dans la partie centrale des Carpates Orientales (correspondant à la zone cristallino-mésozoïque), UHLIG remarque, au-dessus du complexe des schistes cristallins — dont il ne s'occupe d'ailleurs que fort peu — l'existence d'un complexe sédimentaire ancien (Permien-Crétacé) offrant l'aspect d'un grand synclinal. C'est sa « ostkarpatische Randmulde », qui comprend de fait les représentants de deux nappes superposées: l'inférieure c'est la « nappe bucovinienne », et la supérieure, la « nappe transylvaine ».

La nappe bucovinienne est formée par toute une série de termes stratigraphiques que voici: quartzites et conglomérats permien, calcaires dolomitiques et dolomies permo-triasiques, schistes siliceux triasiques inférieurs, grès triasiques moyens et supérieurs, calcaires tithoniques-néocomiens.

Cette série est transgressive sur les schistes cristallins, faisant corps, tectoniquement, avec ceux-ci. Avec cette composition mixte, cristalline et sédimentaire, la nappe bucovinienne, qui occupe une très vaste étendue, chevauche vers l'E le Crétacé inférieur de la nappe beskidiennne, laquelle lui sert d'autochtone.

La nappe transylvaine comprend à son tour de nombreux termes: couches de Werfen, calcaires carniens et noriens (facies de Hallstatt), calcaires liasiques (facies d'Adneth), grès doggeriens, calcaires rouges kimeridgiens, calcaires tithoniques-néocomiens, serpentines et diabases d'âge triasique.

Ce groupe à la fois sédimentaire et éruptif n'est pas lié aux schistes cristallins. Il apparaît en superposition sur les éléments de la nappe bucovinienne, sous forme de klipptes réduites par

¹⁾ V. UHLIG. Bau und Bild der Karpaten-Wien, 1903. Über die Tektonik der Karpaten. *Stzb. d. k. Akad. Wissensch. math. naturw. Kl.* CXVI, Abt. I, Wien, 1907.



l'érosion et enveloppées par les conglomérats cénomaniens transgressifs (Klippenhülle). L'âge de la nappe transylvaine comme de la nappe bucovinienne est mésocrétacé.

Dans l'aire d'extension du Flysch, UHLIG affirme l'existence de deux nappes: la nappe beskidiennne et la nappe subbeskidienne.

La nappe beskidiennne est constituée par des grès néocomiens (qui forment l'autochtone de la nappe bucovinienne), du Crétacé supérieur, « Grès de Măgura » (respectivement de Tarcău-Fuzaru) et « couches de Șipote » (respectivement « schistes noirs »). Parallélisée aux unités reconnues aujourd'hui, et en utilisant la nomenclature actuelle, cette nappe correspond à la « zone interne du Flysch », ensemble avec la « zone du grès de Tarcău », ou « zone médiane ».

La nappe subbeskidienne comprend du Sénonien, de l'Éocène et de l'Oligocène et correspondrait à la « zone marginale » du Flysch. Cette nappe forme l'autochtone de la précédente et a, à son tour, comme autochtone le Miocène des Subcarpates.

La synthèse tectonique de V. UHLIG se résume en une structure en nappes de charriage, poussées de l'W à l'E. Les plus anciennes sont les plus internes, à savoir les nappes transylvaine et bucovinienne formées au cours des mouvements mésocrétacés; les plus récentes — nappes beskidiennne et subbeskidienne — se trouvent à l'extérieur et ont comme autochtone général le Miocène salifère.

Bien que très combattues, surtout du fait de la pénurie à ce moment d'observations de détail, les idées de V. UHLIG ont aiguillé le problème de la structure des Carpathes sur la voie des nouvelles conceptions tectoniques. Elle a eu de ce fait l'avantage d'attirer de nombreux chercheurs, et a constitué le leitmotiv d'une intéressante activité scientifique.

En 1909, M. L. MRAZEC¹⁾, en donnant de l'extension aux interprétations de GH. M. MURGOCI sur les Carpathes Méridionales, présente un aperçu tectonique différent de celui de V. UHLIG. M. L. MRAZEC y introduit en effet, une nouvelle nappe,

¹⁾ L. MRAZEC. Les gisements de pétrole. București, 1910.



celle du « grès de Fusaru », qui se trouve intercalée entre la « nappe du grès de Uzu » (correspondant grosso-modo à la nappe beskidienne) et la « nappe marginale » (représentant la nappe subbeskidienne).

Une nouvelle synthèse est publiée, en 1911, par M. MRAZEC en collaboration avec M. I. P.-VOITEȘTI; synthèse vérifiée et complétée et qui regarde plus spécialement les nappes du Flysch¹⁾. Cette synthèse peut être résumée ainsi:

Il existe dans les Carpates du Flysch plusieurs nappes de surplissement qui se chevauchent de l'intérieur vers l'extérieur et qui se sont formées sous l'influence de la sous-poussée de l'ancien soubassement podolique, rigide. Le phénomène a débuté dans le Crétacé moyen et a continué jusque dans le Quaternaire. Dans cet intervalle, trois paroxysmes orogéniques ont eu lieu:

a) Pendant le Crétacé moyen, quand naissent les nappes intéressant l'aire d'extension des schistes cristallins; ces nappes bien visibles dans les Carpates Méridionales, ne sont encore, pour les Carpates Orientales, que probables;

b) Pendant le Méditerranéen inférieur et moyen, avec une culmination dans l'Helvétien; c'est alors que prennent naissance les nappes intéressant le Flysch carpatique et qui sont bien visibles dans les Carpates Orientales;

c) Pendant le Pliocène supérieur — Quaternaire inférieur, a lieu la phase la plus importante, celle qui a donné à cette structure en nappes de la chaîne, le modelé final, en même temps que l'apparition de nouvelles unités; c'est à elle que revient en effet: le plissement des Subcarpates, la faille péricarpatique, et les dislocations marginales des nappes du Flysch qui ont délimité les Carpates par rapport aux Subcarpates, et celles-ci par rapport à la plaine Roumaine au S, et à la Plateforme moldave, au NE.

En ce qui concerne les nappes du Flysch, les deux auteurs les classifient en « nappes internes » situées à l'W et qui présentent dans leurs complexes pétrographiques un matériel de provenance exclusivement carpatique, et « nappes externes » occupant l'extérieur de la chaîne et dont les complexes pétrographiques offrent sou-

¹⁾ L. MRAZEC et I. P.-VOITEȘTI. Contribuții la cunoașterea pânzelor Flișului. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, p. 528—559, București, 1912.



vent un matériel extra-carpatique (schistes verts, calcaires jurassiques ou éocènes, etc.).

Les nappes internes comprennent:

- a) La nappe des conglomérats de Bucegi;
- b) La nappe de Siriu;
- c) La nappe des marnes rouges sénoniennes;
- d) La nappe de Fusaru.

a) La nappe des conglomérats de Bucegi offre des éléments empruntés à des formations variées, à savoir: cristallin du groupe I (dans lequel entre aussi le cristallin de la Leaota; gneiss de Cozia; Lias à charbon (facies de Gresten); Bajocien (conglomérats, grès, calcaires); Bathonien (calcaires rouges); Jurassique supérieur (calcaires blancs); Néocomien; Crétacé supérieur (conglomérats de Bucegi-Ceahlău-Glodu, d'âge cénomanien-sénonien).

L'autochtone de cette nappe c'est le Crétacé inférieur (couches de Sinaia et couches de Comarnic).

b) La nappe de Siriu est plus particulièrement constituée par un grès calcaire micacé à développement massif, appelé par les auteurs « grès de Siriu ». Son âge est estimé crétacé supérieur (gault-cénomanién), mais les études plus récentes l'englobe en grande partie dans le grès éocène, dit « de Tarcău ». L'autochtone de la nappe est formé par la nappe du grès de Fusaru.

c) La nappe des marnes rouges sénoniennes consiste en Sénonien, représenté par des marnes rouges, Éocène du type de Șotriș et Oligocène à schistes dysodiliques. Cette nappe est étroitement connexe de la précédente, à laquelle elle sert de lubrifiant; elle a le même autochtone que celle-ci.

d) La nappe de « Fusaru » présente dans sa constitution du Barrémien-Aptien (« couches de Comarnic »), Sénonien (en Galicie tout au moins), Éocène moyen (marnes et grès à Fucoïdes), Eocène supérieur (« grès de Fusaru »), Oligocène (« couches de Pucioasa », schistes dysodiliques — sans grès de Kliwa). L'autochtone de cette nappe c'est la « Formation à massifs de sel », attribuée à l'Oligocène supérieur.

Les nappes « externes » comprennent: la nappe marginale et la nappe péricarpatique.



e) La nappe marginale se compose de Sénonien (marnes à Inocérames), Éocène supérieur (grès, marnes et conglomérats à éléments verts), Oligocène (schistes ménilitiques et grès de Kliwa à éléments verts). L'autochtone en est encore la formation à massif de sel.

f) La nappe péricarpatique est constituée par de l'Eocène gréseux et de l'Oligocène (grès de Kliwa, conglomérats à éléments verts et des gypses). Elle présente les caractères d'une « nappe naissante », en train de se constituer sur un autochtone de Salifère supérieur et de Sarmatien.

En somme, la synthèse MRAZEC-VOITEȘTI établit les points suivants:

1. Les Carpates Orientales présentent une tectonique en nappes, mieux, de nappes-écailles, dans la constitution desquelles entrent des formations d'autant plus récentes que ces nappes sont situées plus à l'extérieur de la chaîne.

2. Cette circonstance témoigne un déplacement continu vers l'E de l'axe du géosynclinal carpatique, déplacement dû à un affaissement en marches d'escalier, du vorland, sous la masse des Carpates.

3. Du fait de cette fragmentation en marches affaissées d'une part, de l'autre de la résistance de l'île cristalline interne, la bordure affaissée du vorland a exercé — durant les mouvements orogéniques — une sous-poussée dans la masse des dépôts du Flysch, sous-poussée qui a accentué le plissement jusqu'à la formation de nappes de chevauchement et de plis diapirs. La genèse des nappes du Flysch est donc un phénomène local, lié à cette sous-poussée.

4. L'autochtone général des nappes est formé par la formation à massifs de sel et à gypse.

5. Étant donné la composition de l'autochtone, la formation des nappes du Flysch doit être attribuée au paroxysme méditerranéen (Helvétien), à l'exclusion de la nappe péricarpatique qui a été déterminée par le paroxysme pliocène supérieur-quaternaire. L'aspect structural actuel du Flysch a résulté cependant surtout des derniers mouvements post-pliocènes; ce sont ces mouvements très récents qui ont rajeuni les anciennes lignes, repoussant les compartiments, déterminant leur chevauchement en



nappes-écailles toujours vers l'E. De ce fait les parties frontales des nappes-écailles coïncident avec les anciennes lignes de chevauchement, lignes qui — grâce aux derniers mouvements — ont dépassé l'épaisseur des nappes et se sont approfondies dans l'autochtone salifère voire même dans son soubassement. Certains blocs de matériel exotique (schistes verts et calcaires jurassiques de Podeni, Bădila, Crasna, p. ex.) sont sortis le long de ces anciennes dislocations ainsi rajeunies.

Impressionnante par cette belle largeur de l'horizon embrassé, la synthèse MRAZEC-VOITEȘTI a dynamisé pour longtemps les études géologiques sur le pays, et constitué ainsi une très importante phase dans leur évolution.

Avec le temps cependant, à mesure que les études de détail se multipliaient, des désaccords se sont fait jour. Ces désaccords ont conduit parfois à la négation de l'entier schéma; d'autres fois ils se sont bornés à relever des imperfections, comme p. ex. la composition par trop hétérogène de la nappe des conglomérats de Bucegi, ou l'âge imprécis du grès de Siriu, etc.

Il en est résulté — pour les études géologiques — l'apparition de deux courants dans l'interprétation tectonique: l'un pour les nappes de charriage, l'autre pour un plissement à peu de chose près sur place. Ces deux courants ont évolué parallèlement jusque dans ces derniers temps, quand l'accent tombait sur l'interprétation en nappes, dans un sens certainement très évolué.

L'idée d'une « structure normale » — en opposition avec la structure en nappes — a été au début affirmée avec précision par M. SAVA ATHANASIU.

En partant de résultats acquis au cours de longues recherches, M. S. ATHANASIU aboutit en 1910 à une carte 1:200.000 du Flysch compris entre la vallée de la Moldova et de la région de grande torsion¹⁾. Cette carte est restée en manuscrit: pourtant elle a eu de son temps un grand retentissement. Conformément à cette carte, et d'après ses études publiées, M. SAVA ATHANASIU distingue dans le Flysch des Carpates Orientales deux

¹⁾ SAVA C. ATHANASIU. Harta geologică a regiunii carpatice și subcarpatice din Moldova și Sudul Bucovinei. Sc. 1: 200.000, Manuscript. București, 1910.



zones, caractérisées par une sédimentation particulière et à structure assez simple:

a) La zone interne constituée par du Crétacé inférieur et moyen, Sénonien, Éocène et Oligocène; sa limite orientale se trouverait à la bordure d'un grès massif d'âge éocène, qu'il nommait le « grès de Tarcău »;

b) La zone externe, comprenant du Crétacé supérieur, Éocène marneux et Oligocène, et s'étendant jusqu'à la limite du Flysch.

Toutefois, en 1914, M. D. PREDA, à la suite de ses recherches dans la région subcarpatique du S du département de Bacău¹⁾, reconnaît l'existence de la nappe marginale telle qu'elle avait été définie par MM. MRAZEC et VOITEȘTI. Cette nappe est formée d'après l'auteur par de l'Éocène marginal et de l'Oligocène (schistes ménilitiques, grès de Kliwa à blocs exotiques). M. PREDA y signalait aussi la présence de plusieurs fenêtres (Vâlcele, Valea Oci, Valea Slănicului), à des distances de 3 km environ de la limite du Flysch; dans ces fenêtres affleure l'autochtone, fait de Méditerranéen I et d'une brèche à éléments de Flysch.

Dans les Subcarpates, M. PREDA conteste l'existence de la nappe péricarpatique; il interprète cette région comme dominée par une tectonique de plis plus ou moins normaux. Dans l'axe de l'un des principaux plis, la Pietricica, affleure le substratum, formé par le Paléogène et la Formation à massifs de sel.

C'est à peu près aux mêmes résultats qu'aboutissait M. H. GROZESCU dans ses recherches sur la région subcarpatique du N du départ. de Bacău²⁾.

Après la dernière guerre, 1916—1918, l'activité scientifique reprenant, les recherches géologiques sur les pays roumains forment l'objet d'une préoccupation de premier plan. C'est à cette époque que remonte la première description géologique d'ensemble de la Roumanie dans ses nouvelles frontières, par M. I. P.-VOITEȘTI, et dans laquelle le problème de la tectonique des

¹⁾ D. M. PREDA. *Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău. An. Inst. Geol. Rom.*, vol. VII, București, 1917.

²⁾ H. GROZESCU. *Geologia regiunii subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău. An. Inst. Geol. Rom.*, vol. VIII. București, 1918.



Carpates Orientales est traité avec assez de détails ¹⁾. Ainsi qu'il devait le faire dans toutes les reprises ultérieures de ce problème, l'auteur base sa conception sur la continuité tectonique entre les Carpates et les Alpes. Il aboutissait ainsi — dans sa tendance d'harmoniser l'entier système de lignes structurales carpatiques — à un vaste développement des nappes de charriage.

Sont remarquables, dans les Carpates Orientales, trois secteurs caractéristiques, à savoir: les Carpates anciennes (ou chaînes daciennes), les Carpates du Flysch et les Subcarpates.

Les Carpates anciennes comprennent les régions cristallines, avec les formations éruptives et sédimentaires paléo-mésozoïques qui s'y rattachent. Jusqu'à la fin du Mésozoïque tous ces massifs, actuellement isolés les uns des autres, constituaient un bloc central carpatique, en connexion directe avec la zone centrale des Alpes. Plus tard, dans le Tertiaire, — ce bloc s'est morcelé par la formation de la Dépression Pannonique, du Bassin de Vienne et du Bassin Transylvain. Avant ce morcellement, le bloc carpatique avait été fortement intéressé par le paroxysme orogénique mésocrétacé qui y détermine la naissance de deux nappes: la «nappe transylvaine» plus ancienne et supérieure et la «nappe bucovinienne», inférieure et plus récente. Comme disposition générale autant que comme nomenclature, ces nappes correspondent à celles imaginées par V. UHLIG. Il y a cependant une différence: M. I. P.-VOITEȘTI, en dehors des séries sédimentaires paléo-mésozoïques particulières, accorde à chacune de ces nappes également un cristallin propre. Comme UHLIG de son côté, il admettait comme autochtone de ces nappes le Crétacé inférieur (couches de Sinaia).

A la suite du paroxysme mésocrétacé, le relief central des Carpates est constitué, tandis que l'axe du géosynclinal est déplacé vers l'E. Ce nouveau géosynclinal commence à fonctionner comme tel dès le Crétacé supérieur (Albien supérieur — Cénomannien) et continue jusqu'à la fin du Paléogène. C'est dans cet intervalle que se dépose la série sédimentaire du Flysch. Comme l'emplacement de l'axe du géosynclinal a varié assez dans le temps en se déplaçant graduellement vers l'extérieur, les grandes

¹⁾ I. P.-VOITEȘTI. Elemente de geologie, cu o privire generală asupra geologiei României. București, 1921.



variations de facies remarquées dans les séries sédimentaires déposées ne peuvent étonner. Ces variations ont été encore plus accentuées et aussi moins orientées durant l'Éocène, qui est de ce fait aussi plus complexe.

A la fin de l'Oligocène, le géosynclinal du Flysch est intéressé par un nouveau paroxysme tectonique plus faible, conduisant à un plissement simple et par cela même à une nouvelle migration vers l'E de son axe. A ce moment, « dans les restes laissés par la mer oligocène, par évaporation et concentration sous régime continental, se dépose la Formation à massifs de sel ».

A la fin de l'Helvétien, intervient toutefois une nouvelle phase orogénique, qui a des retentissements jusque dans les schistes cristallins des Carpates anciennes. Ces mouvements accentuent les plis mésocrétacés et ceux à peine esquissés dans l'Oligocène supérieur, les faisant passer de plis normaux à des « nappes-écailles », se chevauchant les unes les autres vers l'extérieur. Là surtout où se faisaient les passages latéraux entre les facies, dans ces terrains moins équilibrés peut-on dire, naissent des lignes de fracture qui déterminaient la formation, dans le Flysch, de plusieurs nappes. Ce sont, en partant de l'intérieur, la « nappe du grès de Siriu », la « nappe du grès de Fusaru », la « nappe marginale ».

La formation — après l'Helvétien — de ces nappes détermine l'adjonction, au relief des vieilles chaînes daciennes, du relief des Carpates du Flysch, tandis que l'ancien géosynclinal de la chaîne est à nouveau déplacé vers l'E. Dans la nouvelle aire de ce géosynclinal se dépose le reste du Miocène — le Tortonien et le Sarmatien — après quoi le régime du lac pliocène s'établit.

L'intensité du chevauchement n'a pas été également accentuée partout. Ainsi, dans le secteur de la grande torsion de la chaîne, les nappes-écailles du Flysch moldave, à commencer par les extérieures, passent vers le SW à des anticlinaux faillés et se résolvent finalement en une série de klippes de dimensions de plus en plus faibles. De ce fait, les dépôts du Miocène inférieur et moyen des Subcarpates de la Mounténie orientale sont divisés par des anticlinaux de Flysch paléogène (Homorâciu et Văleni) en deux grands synclinaux, la cuvette de Slănic au N et la cuvette de Draja au S.



Un dernier paroxysme orogénique intervient vers la fin du Pliocène, qui détermine dans cette dernière zone des changements notables: en effet, la bordure nord de la cuvette de Slănic fût chevauchée par des éléments de la nappe de Siriu, tandis que celle de la cuvette de Drajna était débordée par la nappe de Fusaru (l'éperon de Homorâciu). Ce paroxysme s'accompagnait aussi d'une série d'oscillations sur la verticale, qui se traduisent dans l'extension des étages du Pliocène. Un dernier soulèvement en bloc, à la fin du Pliocène se prolongeant dans le Quaternaire inférieur, fait remonter les régions carpatiques d'environ 1000 m, et a des réflexes jusque dans les zones centrales des Carpathes. Les effets de ce soulèvement furent plus accentués encore dans les Subcarpathes de la Mounténie orientale: il s'y traduit par une serrée notable dans les dépôts mio-pliocènes qui provoque la disharmonie entre les plis miocènes et les plis pliocènes, et la formation du style propre des plis diapirs.

En résumé, l'interprétation tectonique présentée en 1921 par M. VOITEȘTI se caractérise par les points suivants:

1. Dans l'ensemble, les trois unités carpatiques considérées « se disposent en zones de plis descendant vers l'extérieur étant « séparées les unes des autres par des lignes de fracture longitudinales, accentuées, le long desquelles chaque zone considérée « dans sa totalité chevauche l'unité tectonique immédiatement « extérieure ».

Les trois unités présentent dans leur économie des structures variées, passant de nappes proprement dites (anciennes Carpathes), aux nappes-écaillés des Carpathes du Flysch, jusqu'aux plis-failles ou les plis normaux des Subcarpathes.

2. En ce qui concerne l'origine des mouvements, l'auteur l'envisage, comme en 1911, dans le même phénomène d'affaissement et de sous-poussée des vieilles carapaces du vorland: Plateforme Russo-Podolique, Plateforme Prébalkanique, le massif du N de la Dobrogea se prolongeant vers les Sudètes.

3. Par différence de la synthèse de 1911, la « nappe des marnes rouges sénoniennes » est éliminée; elle devient une enveloppe frontale qui encapuchonne la nappe de Siriu. Éliminée aussi la « nappe péricarpatique » qui n'est autre qu'une zone de plis simples à tendance de complication en écaillés.



Ainsi que nous l'avons déjà mentionné, à mesure que l'hypothèse des nappes se développait, celle de la structure normale faisait elle aussi des progrès. Appuyée au début par les travaux de M. SAVA ATHANASIU, cette hypothèse est développée par M. G. MACOVEI dont les premières études sur le Flysch remontent à 1913, et par M. I. ATANASIU, qui s'associe à M. G. MACOVEI en étendant ses recherches aussi sur le cristallin.

En 1923, MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU publient leurs résultats sur la structure du Flysch entre Pângărați et Bistricioara ¹⁾ qui apportent des données suffisantes dans le sens d'une structure normale. Dans ce qui suit, nous nous référons — non pas à ce travail dont la date de publication doit cependant être remarquée —, mais à l'aperçu général des Carpates Orientales que M. G. MACOVEI faisait paraître en 1927, à l'occasion du congrès de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpates; c'est d'ailleurs un travail complet du point de vue du problème en discussion. Cette oeuvre marque, par la systématisation de données, la clarté et la précision de la présentation, une phase importante dans l'évolution des recherches géologiques dans notre pays. La plupart des études entreprises vers cette époque sur les Carpates Orientales en portent l'empreinte; parmi celles-ci, la plus importante c'est celle de M. D. M. PREDĂ sur la géologie et la tectonique du département de Prahova ²⁾.

Dans son étude, M. G. MACOVEI divise les Carpates Orientales dans les trois grandes zones, spécifiées dès la première page: zone cristallino-mésozoïque, zone du Flysch, zone néogène.

Pour ce qui a trait à la zone cristallino-mésozoïque, l'auteur adopte entièrement les conclusions de M. I. ATANASIU, que nous exposerons à leur place un peu plus loin.

Dans la zone Flysch, l'auteur précise en premier lieu l'existence de deux phases de sédimentation.

La première comprend le Valanginien-Hauterivien (couches de Sinaia), Barrémien — sous deux facies: interne, gréseux (cou-

¹⁾ G. MACOVEI et I. ATANASIU. Structura geologică a Văii Bistriței între Pângărați și Bistricioara (Neamțu). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, București, 1926, (1919—1920).

²⁾ D. M. PREDĂ, Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. X. București, 1924.



ches de Bistra) et externe, schisteux, argileux, souvent très sili-
ceux et bitumineux (schistes noirs = couches de Șipote = cou-
ches d'Audia) —, et Aptien — comportant trois horizons, marnes,
grès, conglomérats, ces derniers renfermant des blocs de cal-
caires récifaux à Caprotines. Ce complexe, débutant par une trans-
gression et finissant en régression, s'est déposé à l'extérieur du
noyau cristallin, où il constitue la « zone interne du Flysch ».

La deuxième phase de sédimentation commence avec le Séno-
nien (couches de Tisaru, conglomérats à éléments verts, grès
calcaires et marnes à Fucoïdes) et — après une interruption dans
le Paléocène — continue avec l'Éocène et l'Oligocène.

Après l'interruption, dans le Paléocène, de la sédimentation,
l'Éocène revient en transgression en dépassant sensiblement vers
l'intérieur les limites de la zone interne. Du fait des conditions
différentes de sédimentation dans ces régions internes, l'Éocène
se dépose ici surtout sous un facies de grès calcaires massifs,
le grès de Tarcău — ce qui permet la délimitation d'une « zone
moyenne » — tandis qu'à l'extérieur il se dépose sous la forme
de grès schisteux à fréquents intercalations marneuses, justifiant
la distinction d'une « zone marginale ». L'Oligocène intervient aussi
bien dans la zone médiane, où il est représenté surtout par des
formations gréseuses (couches de Krosno), que dans la zone
marginale, où il prend son développement typique: couches de
Bisericani à la base, schistes ménilitiques, schistes dysodiliques
et grès de Kliwa vers la partie supérieure.

Quant à la zone néogène, qui longe la partie externe de l'arc
des Carpates, s'appuyant sur un soubassement de Paléogène
visible dans l'île de Pietricica-Bacău, elle est constituée par les
formations suivantes:

Premier étage Méditerranéen, comprenant à la base la for-
mation à massifs de sel (Aquitaniens) et, au-dessus des conglo-
mérats polygènes (Burdigaliens).

Deuxième étage Méditerranéen, constitué par des marnes et
grès à gypse et tufs dacitiques (Helvétiques); localement leur fait
suite le Tortonien et le Sarmatien.

Depuis la colline de Pietricica vers le S, il s'adjoint graduelle-
ment à la zone néogène, le Sarmatien et le Pliocène avec tous
ses étages.



Les précisions consignées plus haut, plus particulièrement celles relatives à la stratigraphie du Flysch et à la position des massifs de sel, sont indispensables pour saisir l'interprétation tectonique présentée dans ce travail. A ce sujet, l'auteur élimine dès le début, comme non appuyées par les observations plus récentes les comparaisons entre la structure des Carpates et celle des Alpes, et donc l'interprétation de la structure des Carpates par une tectonique en nappes de charriage. Plusieurs points sont relevés:

1. Entre la zone cristallino-mésozoïque et le Flysch, s'interpose un accident tectonique qui superficiellement peut-il se présenter comme un chevauchement du cristallin, mais qui en profondeur revient à une descente en marches d'escalier sous le Flysch.

2. Les deux subdivisions principales du Flysch, la zone interne et la zone marginale, sont séparées l'une de l'autre par un accident analogue, après lequel le Crétacé inférieur de la zone interne plonge en plis descendants sous le Sénonien de la zone marginale; des rapports de chevauchements apparaissent, il est vrai, en plusieurs endroits; mais ils restent superficiels. Cette ligne est d'ailleurs dans sa majeure partie masquée par l'Éocène gréseux transgressif de la zone médiane. Les rapports de cet Éocène avec le Crétacé inférieur de la zone interne sont normaux; ou s'ils sont dérangés, cela n'a pas d'importance pour la tectonique générale du Flysch.

3. Le contact du Flysch avec la zone néogène a lieu d'habitude par chevauchement, mais l'envergure de ce chevauchement ne dépasse pas en surface 3 ou 4 km. A une certaine profondeur, qui ne peut être bien grande, s'établissent les mêmes rapports qu'entre les zones précédentes.

4. Dans la structure de la zone interne et de la zone médiane se remarque un régime de plis quasi normaux; ceux-ci se compliquent uniquement dans les complexes à plasticité plus grande, passant à des plis faillés ou se chevauchant un peu. Dans la zone marginale, on remarque en revanche une succession de plis-faïlles poussés vers l'E, à chevauchements variables, qui traduisent un plissement plus intense.

5. Vers le N, en Bucovine et Galicie, les plis de la zone marginale présentent une direction parallèle à celle du bord du



Flysch. Ceci fait que le bord du Flysch suive une ligne droite, bien qu'il chevauche le Miocène. Au S, en Moldavie et Mouténie orientale, la direction des plis de la même zone marginale n'est plus parallèle à celle du bord du Flysch, ce qui a comme conséquence un dessin irrégulier de ce bord, dessin parfois rendu très compliqué par les renversements locaux. En Mouténie orientale, vers la terminaison longitudinale du Flysch, les zones marginale et médiane s'ennoyent sous les dépôts néogènes, au milieu desquels elles s'amincissent en formant des « éperons » (Homorâciu, Văleni), séparés par des cuvettes (Slănic, Drajna).

6. Le soubassement de la zone néogène est formé par le Paléogène, qui apparaît à l'E dans quelques grandes anticlinaux (Pleșu, Pietricica). Le plissement en est normal, plus accentué aux approches du Flysch, de plus en plus lache vers les unités non plissées de l'E, vers lesquelles le passage se fait sans interposition de quelque dislocation plus importante.

7. La structure actuelle des Carpates Orientales est le résultat de plusieurs phases de plissement, qui se groupent ainsi: plissements mésocrétacés, plissements antélutéliens, plissements pyrénéens et plissements alpins.

a) Les plissements mésocrétacés n'ont pas dépassé l'intensité habituelle signifiée plus haut; ils sont le résultat d'une poussée vers l'W, qui leur est caractéristique. En dehors du noyau cristallin, ils ont affecté en particulier la zone interne du Flysch.

b) Les plissements antélutéliens, d'une intensité également normale, se sont fait ressentir dans la zone interne et dans le Sénonien de la zone marginale; ils traduisent une poussée vers l'E.

c) Les plissements pyrénéens (aquitaniens), plus intenses que les précédents, ont intéressé surtout la zone marginale; la poussée vers l'E qu'ils manifestent a été assez marquée.

d) Les plissements alpins, qui se sont succédés avec des intermittences depuis le Burdigalien jusqu'au Quaternaire ont imprimé à la chaîne son aspect actuel.

Chacune de ces phases de plissement a été — du fait de la résistance de l'ancien bloc de cristallin — suivie par un affaissement du bord du vorland carpatique. C'est ce qui a chaque



fois déterminé la migration vers l'E de l'axe du géosynclinal, et implicitement l'ouverture d'un nouveau cycle de sédimentation.

Comme nous l'avons déjà rappelé, M. I. ATANASIU a apporté des contributions importantes à l'élaboration de cette interprétation de la tectonique des Carpates Orientales. En dehors des travaux plus anciens, publiés en collaboration avec M. G. MACOVEI, M. I. ATANASIU a présenté son point de vue particulier dans la monographie géologique de la région de Tulgheș (départ. de Neamț), parue en 1928¹⁾. A ce moment, il formulait pour la première fois une idée nouvelle et précise sur la tectonique de la zone cristallino-mésozoïque, idée qui s'encadre complètement dans le système d'une structure normale.

Du point de vue pétrographique et stratigraphique, l'auteur établit dans l'étendue de cette zone les groupes suivants:

Schistes cristallins, formés sous l'action du métamorphisme régional épizonal pendant le Paléozoïque, groupe qui comprend des phyllites, schistes chlorito-sériciteux, quartzites noirs, calcaires cristallins.

Roches éruptives, faiblement métamorphiques grâce aux pressions orogéniques, constituées par des granodiorites et, à la périphérie, par des migmatites et micaschistes à grenats. Au total, ces roches représentent des massifs avec leur zone de contact.

Des filons de porphyres, diabases, lamprophyres.

L'ensemble de ces roches constitue le fondement ancien des Carpates Orientales, l'« île cristalline ».

Sur ce cristallin, se dépose en transgression une série sédimentaire continue et complexe, dans laquelle sont reconnus quatre cycles de sédimentation: Trias inférieur-Lias inférieur (facies de Adneth); Dogger-Malm; Crétacé inférieur: Valanginien-Hauterivien (couches de Sinaia)—Barrémien—Aptien; Crétacé supérieur (Cénomanién-Sénonien); Éocène.

Pour ce qui touche la tectonique, plusieurs points sont établis:

1. Le groupe à cristallinité plus accentuée des granodiorites, avec leur enveloppe de migmatites et micaschistes à grenats,

¹⁾ I. ATANASIU. Recherches géologiques dans les environs de Tulgheș, distr. de Neamț. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, București, 1928.



occupe une position supérieure par rapport au groupe à cristallinité réduite des schistes épizonaux. Mais ceci n'est pas la preuve d'une tectonique complexe, de plis accentués jusqu'à des nappes; c'est uniquement la conséquence d'un plissement concomitant avec la venue, probablement hercynienne, des intrusions et qui a déterminé l'étranglement, accompagné de déversement latéral du matériel nouvellement arrivé.

2. La série épizonale — métamorphisée pendant le Paléozoïque — a été intéressée par au moins deux phases de plissement, ce qui ressort de la disharmonie intime des plis. En grandes lignes, la tectonique de la masse cristalline a été esquissée avant le Trias inférieur, la plus ancienne formation sédimentaire transgressive.

3. Ensemble avec les dépôts du premier cycle sédimentaire (Trias inférieur-Lias supérieur), la masse cristalline a subi les mouvements cimmériens et, après le dépôt des séries du deuxième cycle (Dogger-Malm) et du troisième (Crétacé inférieur), les effets de plus en plus atténués des mouvements mésocrétacés.

4. Fait important, tous les plissements qui ont eu lieu jusqu'au Mésocrétacé inclusivement ont accentué une direction N 35°W et accusent un déversement vers l'W; c'est un « style altaïque ». Ceci explique les inclinaisons générales vers l'E dans le cristallin et le Mésozoïque qui le recouvre, sans faire intervenir des nappes de charriage. Au fond, la région se caractérise par une structure d'écaillés poussées vers l'W, à la constitution desquelles le cristallin prend souvent part (Hăghimaş, gorges du Bicaz).

5. Les dépôts du Crétacé inférieur à facies Flysch (couches de Sinaia) sont transgressifs sur la bordure externe du cristallin (l'« aile externe »). C'est par eux que débute le fonctionnement du géosynclinal du Flysch qui, par rapport au précédents bassins, montre un axe déplacé vers l'E.

6. Le contact entre le cristallin et le Flysch (couches de Sinaia) a lieu suivant un plan qui, en certains endroits, se présente comme un plan normal de transgression, tandis que dans d'autres montre un renversement sur les couches de Sinaia. On ne peut cependant voir dans cette disposition l'avancée, comme masse charriée, du cristallin sur un autochtone de Flysch; mais seulement l'influence des plissements tertiaires qui, en imprimant à l'édifice montagneux en évolution le « style alpin »



(direction N 25°W et déversement vers l'E), a provoqué une torsion du plan initial.

Les vues de M. I. ATANASIU, concernant en particulier le noyau cristallin, ainsi que celles de M. G. MACOVEI sur le Flysch, complètent le sens de l'interprétation en structure normale des Carpates orientales.

Comme il était à attendre, les précisions apportées par MM. M. MACOVEI et I. ATANASIU en faveur de leur opinion attirent une réaction dans le sens de la structure en nappes. C'est M. I. P.-VOITEȘTI qui la présente, en 1929, sous la forme d'une synthèse générale des Carpates¹⁾, dans laquelle l'auteur apporte certaines modifications et précisions au système publié en 1921.

En grandes lignes, on y distingue, pour les Carpates, des nappes mésocrétacées et des nappes tertiaires.

Les nappes mésocrétacées, constituées durant le Crétacé moyen, sont la conséquence du grand paroxysme tectonique provoqué par une gigantesque poussée venue de l'W, des Dinarides. Ces nappes s'encadrent dans l'ensemble des nappes alpines, ayant leurs racines en arrière des régions centrales des Carpates, sur l'emplacement actuel de la Dépression Pannonique (celle-ci était alors inexistante, comme aussi la Dépression Transylvaine de son côté).

Fidèle à son principe, M. I. P.-VOITEȘTI respecte la nomenclature entrée en usage. Il garde donc les appellations des deux nappes mésocrétacées qu'il reconnaît: nappe transylvaine et nappe bucovinienne, en assimilant cette dernière à la nappe des conglomérats de Bucegi.

a) La nappe transylvaine, supérieure, consiste en: cristallin groupe I (équivalent des masses granodioritiques et leur enveloppe de contact décrites par M. I. ATANASIU), Paléozoïque (Permien), Mésozoïque (Trias de Hallstatt, Trias de Dachstein, Lias d'Adneth, Dogger, Malm, Néocomien, conglomérats, Crétacé supérieur de Gosau. La racine très éloignée de cette nappe est à envisager au fond de ce qui est devenu, longtemps après,

¹⁾ I. P.-VOITEȘTI. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol-Miner. Univ. Cluj.*, vol. III, Nr. 1, Cluj, 1929.



la Dépression Pannonique. Cette nappe est très sporadiquement conservée dans les environs de Tulgheș et de Inău. C'est aux dépens des éléments avancés de la région frontale de cette nappe que se sont formées les « klippes » de la bordure orientale du Cristallin II, klippes remaniées dans les conglomérats qui les débordent.

b) La nappe bucovinienne (ou nappe des conglomérats de Bucegi), inférieure, est constituée par: le cristallin du groupe II, Mésozoïque sans homogénéité (Trias de Hallstatt, grès et quartzites liassiques, calcaires récifaux tithoniques, marnes à *Aptychus*). C'est à cette nappe qu'appartient la majeure partie du cristallin des Carpates Orientales. Elle a chevauché dans le Mésocrétacé le premier autochtone de couches de Sinaia et de couches de Comarnic. Le paroxysme tertiaire (oligocène-miocène) l'a remise en mouvement, donnant à cette occasion les « klippes externes », de Bucegi, Ciucaș, Ceahlău.

Les nappes tertiaires commencent à se former dans l'Oligocène supérieur, la principale poussée venant également de l'W, des Dinarides. La nappe transylvaine remise en mouvement pousse devant elle et rabat sur le Flysch la nappe bucovinienne, en particulier son Mésozoïque, en provoquant en même temps une serrée dans le géosynclinal du Flysch. Ce géosynclinal est ainsi comprimé, écrasé jusqu'à son soubassement. Sous cette poussée, prennent naissance dans le Flysch trois nappes-écailles, correspondant aux trois zones de facies pétrographique différent des dépôts crétacés-paléogènes, à savoir: la nappe de Siriu la nappe de Fusaru et la nappe marginale dont le sens ne diffère pas de celui déjà relaté.

Après la formation des nappes-écailles du Flysch, les jeux des anciennes lignes de fractures déterminent la naissance des dépressions internes (pannonique, transylvaine, dépression de Hatzeg, etc.) et externes (subcarpates, plaine roumaine); c'est alors aussi que s'établit la démarcation entre Carpates Orientales et Méridionales à la ligne de la Dâmbovița.

Les tensions orogéniques se renouvellent après la fin du Miocène, pour atteindre leur maximum pendant le Pliocène supérieur (Levantin) et le début du Quaternaire. La conséquence en a été déjà notée.



Dans cette nouvelle présentation, M. I. P.-VOITEȘTI met l'accent sur les points suivants:

1. Le rôle important dans la formation des nappes n'a pas été joué par la sous-poussée de l'avant-pays, comme il a été affirmé antérieurement, mais par la poussée tangentielle de surface venue de grandes distances, les nappes carpatiques, s'encadrant dans les grands paroxysmes alpins.

2. Dans la formation de ces nappes, les plissements post-pliocènes sont intervenus comme élément important, en accentuant les charriages.

3. La nappe des conglomérats de Bucegi est assimilée à l'ancienne nappe bucovinienne. A sa constitution participe aussi le cristallin.

A l'occasion d'une étude plus récente, datant de 1935, M. I. P.-VOITEȘTI¹⁾, en possession de nouvelles données de terrain, parallélise la nappe des conglomérats de Bucegi, telle qu'elle se présente dans la Leaota-Bucegi, avec la nappe transylvaine.

En 1930, M. L. MRAZEC, dans une conférence faite à Prague²⁾, insiste sur la réalité des nappes dans la tectonique des Carpates. Par égard à la masse centrale cristallino-mésozoïque des Carpates orientales, il conteste l'éventualité d'une conservation du style hercynien, altaïque, tel qu'il y a été envisagé par M. M. I. ATANASIU et G. MACOVEI. Il affirme en revanche le prolongement jusqu'ici des nappes est-alpines supérieures (nappe transylvaine) et est-alpines inférieures (? nappe bucovinienne). Il considère d'autre part la série de Tulgheș comme l'autochtone immédiat de ces nappes.

M. L. MRAZEC relève en même temps, pour ce qui a trait à la zone du Flysch, l'existence des nappes telles qu'il les avait séparées dès 1909, puis en collaboration avec M. I. P.-VOITEȘTI (1911). Cette affirmation est étendue aux nappes-écaillés des Subcarpates, toutes ayant, comme autochtone, la formation à massifs de sel.

¹⁾ I. P.-VOITEȘTI. Evoluția geologică paleogeografică a Pământului Românesc. *Rév. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, vol. V, Nr. 2, Cluj, 1935.

²⁾ L. MRAZEC. L'état des nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. Prague. 1930.



Il précise aussi — en ce qui concerne le parallélisme tectonique envisagé des Carpates avec les Alpes — que, s'il y a bien une continuité tectonique par les nappes est-alpines communes, un parallélisme complet — dans le sens formulé par M. I. P.-VOITEȘTI — ne peut être encore démontré. En discutant l'idée de KOBER, il admet en plus que les Monts Apuseni (ou au moins leur partie ouest) pourraient appartenir à la zone des « Intérnides », et qu'ils constituent une démarcation précise entre les deux grandes chaînes. Il s'ensuit que les nappes des Carpates Centrales ne sauraient avoir une origine trop lointaine, et que les nappes du Flysch ont été déterminées par la striction très avancée du géosynclinal local; celà d'autant plus que la nature du matériel remanié révèle une double origine, carpatique à l'intérieur, cimmérienne — appartenant à l'avant-pays — à l'extérieur.

Les mouvements qui ont déterminé la formation des nappes se sont produits à deux époques: aptienne (nappe cristallino-mésozoïque) et oligocène-miocène, avec des reprises dans la Pliocène-Quaternaire inférieur (nappes du Flysch). Ces nappes se sont surtout constituées sous l'influence de l'appel de l'avantpays qui se trouvait en voie de continuelle descente. C'est ce qui a provoqué leur débordement vers le S et vers l'E.

Dans leur arrangement actuel, les nappes sont d'autant plus récentes qu'elles sont plus externes. De les débrouiller, c'est devenu un problème très malaisé du fait de l'apparition des zones d'affaissement interposées (Dépression Transylvaine, Dépression de Ciuc, Dépression de Brașov, etc.), et aussi à cause des dépôts nouvellement formés, surtout dans les Subcarpates, et qui ne reflètent que fort peu la structure agitée du tréfonds.

Les arguments soulevés à l'appui de ces conceptions, d'une part par MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU, de l'autre par M. I. P. VOITEȘTI et par M. L. MRAZEC ont eu pour effet que, les deux interprétations s'isolent de plus en plus. En 1931, les recherches entrent en une phase de controverse, dans laquelle — à côté des maîtres de la géologie roumaine — prend part la nouvelle génération avec son point de vue particulier.



A cette date, MM. G. MURGEANU et M. FILIPESCU étudiant le Flysch marginal de la courbure carpatique ¹⁾, soutiennent l'existence de deux nappes: nappe marginale et nappe médiane.

La nappe marginale est constituée par du Sénonien, Éocène marneux, Oligocène. Elle a comme autochtone la formation à massifs de sel attribué à l'Aquitanién. L'âge de la nappe est donc post-aquitanién, anté-burdigalien. Cette nappe englobe la nappe marginale dans le sens de M. VOITEȘTI, mais s'étend — d'après les auteurs — au delà du bord actuel du Flysch, sous les Subcarpates, jusqu'à la plateforme de l'avant-pays. Ses éléments sont visibles à Pietricica-Bacău. Entre la portion avancée, recouverte par le Néogène subcarpatique transgressif, et le reste proximal interne de cette nappe (correspondant à la zone marginale dans le sens de M. MACOVEI), donc à la bordure actuelle du Flysch, apparaît un accident plus ou moins accentué qui divise la nappe en deux digitations: l'une inférieure (dans les Subcarpates) et une digitation supérieure (dans les Carpates proprement dites). Cet accident est post-helvétien.

La nappe médiane formée par un Sénonien inséparable de l'Éocène gréseux et l'Oligocène correspond à la nappe de Tarcău-Fusaru, sens de M. VOITEȘTI, ou à la zone médiane sens de M. MACOVEI. Cette nappe est apparue après l'Helvétien, par décollement de la zone interne; c'est là que se trouvait originellement sa zone de sédimentation. Son autochtone actuel c'est la nappe marginale, l'Aquitanién, soit, dans les zones à sédimentation maxima, l'Helvétien.

Bien que les auteurs n'étendent pas leurs observations à l'entière largeur des Carpates, il n'est pas moins vrai que ces résultats remettent en discussion l'existence des nappes, idée qui sera un peu plus tard amplement développée par M. D. PREDA.

En continuant ses recherches dans la Vrancea, M. G. MURGEANU apporte en 1939 ²⁾ des données précieuses touchant l'existence de la nappe médiane dans le secteur méridional des Carpates orientales; ces données furent récemment confirmées par

¹⁾ M. FILIPESCU et G. MURGEANU. Communication à l'Inst. Géol., séance du 7 juin 1933.

²⁾ G. MURGEANU. Communication à l'Inst. géol., séance du 9 février 1940.



M. I. DUMITRESCU, lors de la reprise de la zone marginale entre l'Oituz et la Putna.

M. M. ILIE¹⁾ et M. M. PAUCĂ²⁾ apportaient eux aussi des contributions confirmant la nappe médiane, et cela dans un sens plus voisin de celui de M. VOITEȘTI.

En 1934, M. G. MACOVEI, à l'occasion du Congrès pour l'Avancement des Sciences tenu à Bucarest, communiquait ses observations sur le Flysch marginal de Valea Oituzului, en y relevant l'existence d'un chevauchement accentué du Sénonien sur l'Oligocène. Ceci constituait un nouvel argument en faveur de l'existence de la nappe médiane.

Depuis 1934, les plus larges contributions à la tectonique des Carpates orientales sont celles de M. D. PREDA. Ses opinions, consignées en plusieurs travaux parus jusqu'en 1940³⁻⁵⁾, tendent au dégagement d'une nouvelle synthèse, dans l'hypothèse des nappes. Bien que l'auteur n'ait pas encore donné une forme définitive à cette synthèse, nous essayons — pour la clarté de cet exposé — de la présenter telle qu'elle résulte des études déjà publiées.

Par égard à la zone cristallino-mésozoïque, dans une première présentation, en collaboration avec M. M. ILIE⁵⁾ en 1939, il soutient l'existence des nappes mésocrétacées, sans participation du cristallin, dans un sens voisin de celui de V. UHLIG. Les auteurs distinguent donc, dans le complexe sédimentaire, les groupes suivants:

a) Un groupe autochtone de conglomérats et grès quartzeux, probablement permien, dolomies et jaspes triasiques;

¹⁾ M. ILIE. Sur la tectonique de la zone mio-pliocène de la courbure des Carpates orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXII. Bucarest, 1938.

²⁾ M. PAUCĂ. Position tectonique de l'Éocène dans la chaîne des collines péricarpatiques. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXII. Bucarest, 1938.

³⁾ D. M. PREDA et M. ILIE. Nouvelles contributions à la géologie de la Cuvette externe des Carpates de Bucovine. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIV, Bucarest, 1940.

⁴⁾ D. M. PREDA et G. MACOVEI. Sur la structure géologique et les richesses minières du bassin du Trotuș. *Bull. Soc. Rom. Géol.*, III, București, 1937. *An. Inst. Géol. Rom.*, XVII, București, 1936.

⁵⁾ D. M. PREDA. La nappe des conglomérats de Zăganu. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, IV, București, 1939.



b) Un groupe allochtone, constitué par la « série noire », d'âge néocomien, englobant des klippes déracinées de roches éruptives et sédimentaires, et supportant une série continue du Dogger au Néocomien. La série noire formant l'élément nouveau et central de l'interprétation, nous précisons qu'elle représente un complexe de schistes et de grès quartzeux, schistes ardésiens, marnes argileuses schisteuses, le tout intensément bréchifié et de couleur sombre ou noire. Quant aux klippes, elles consistent en roches éruptives parmi lesquelles on remarque des diabases, serpentines, porphyres, etc., et des roches sédimentaires surtout calcaires: calcaires fossilifères werféniens, calcaires à facies de Guttenstein et de Hallstatt, calcaires rhétiens, calcaires liasiques à facies d'Adneth.

Le complexe allochtone comprend dans son ensemble, d'après les auteurs, des éléments très altérés et bréchifiés de deux nappes: la n a p p e d e s c a l c a i r e s d e H a l l s t a t t, inférieure (série noire à klippes de diabases, serpentines, porphyres, calcaires de Hallstatt, calcaires rhétiens, marno-calcaires liasiques d'Adneth), et la n a p p e d e s c o u c h e s d e W e r f e n (schistes de Werfen, calcaires de Guttenstein et série dogger-néocomienne).

Étant donné, d'une part l'âge néocomien attribué à la série noire, et la position de celle-ci à la base de certains éléments plus anciens; de l'autre la couverture transgressive de Crétacé moyen et supérieur, on peut facilement déduire l'âge de ces nappes; elles résultent de la phase orogénique mésocrétacée.

Dans une étude plus récente, M. D. M. PREDA¹⁾, en possession d'autres éléments concernant aussi bien l'âge de la série noire que le groupe autochtone, modifie en partie son interprétation, et apporte des éléments en faveur d'une tectonique de nappes cimmériennes, plus spécialement liasiques.

En ce qui regarde le groupe autochtone reposant sur le cristallin, il constate sa complexité et le répartit en trois cycles:

1. Trias inférieur-Trias supérieur (conglomérats, grès, dolomies, jaspes);
2. Dogger-Néocomien (conglomérats-calcaires);
3. Crétacé moyen et supérieur (marnes, grès, conglomérats).

¹⁾ D. M. PREDA. Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les Carpates Orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIV, București, 1940.



Quant au groupe allochtone, son sens est restreint à la série noire et à ses klippes. L'auteur affirme l'âge liasique de cette série noire et la position de celle-ci intercalé entre le premier et le second cycle de l'autochtone. La série noire n'a donc aucune liaison avec le soubassement cristallin.

Du fait des nouveaux rapports constatés, l'auteur déduit que... « la série noire, avec toutes les klippes triasiques et liasiques qu'elle englobe, représente des sédiments déposés plus à l'W et transportés dans la région par voie tectonique ». Comme dans l'ancienne interprétation, l'auteur distribue le groupe allochtone entre deux nappes mises en mouvement... « par l'appel des avant-fosses formées dans la zone externe des Carpates, avant-fosses qui se sont déplacées progressivement de l'W à l'E ». Du moment que le Néocomien offre des conglomérats dans lesquels on trouve remaniés des blocs de diabases (provenant des klippes), tandis que le Dogger est une formation transgressive que l'on voit monter en continuité jusqu'au Néocomien, on peut bien en conclure que... « la mise en place des nappes s'est effectuée après la sédimentation des jaspes triasiques et avant le Dogger; la présence du calcaire d'Adneth dans la nappe inférieure place le charriage entre le Lias inférieur et le Bajocien donc au cours des mouvements cimmériens ».

En partant du fait que par endroits on remarque au-dessous du Flysch crétacé des éléments des nappes cimmériennes (les diabases de Crăițele-départ. de Prahova), on peut déduire que le cristallin, accompagné par des restes du premier cycle et des nappes, se continue en profondeur en constituant le « soubassement carpatique » du Flysch. Les aspects de chevauchement du Flysch par le cristallin sont superficiels et dûs aux mouvements tertiaires, qui ont d'ailleurs déterminé des décollements importants également dans les cycles sédimentaires plus récents.

Pour ce qui a trait à la zone du Flysch, M. PREDA admet lui-aussi une tectonique en nappes charriées de l'W à l'E, à amplitude variable autant dans le sens longitudinal que transversal. Ces nappes sont poussées toujours vers l'extérieur à la surface d'un soubassement carpatique (cristallin et mésozoïque jusqu'au Crétacé inférieur inclus) et recouvrent à l'E, un soubassement d'avant-pays, de plateforme. La ligne précise de démarcation



entre ces deux sortes de soubassements est masquée par les dépôts du Flysch, déplacés vers l'E; mais cette dualité est suffisamment prouvée par la nature des éléments remaniés. Les formations à éléments carpatiques sont le Crétacé moyen et supérieur (le dernier comprenant aussi les « schistes noirs », qui sont sénoniens d'après l'auteur), et l'Éocène du grès de Tarcău. Les formations à éléments d'avantpays sont en partie plus récents: le Sénonien marno-gréseux à Inocérames, l'Éocène marginal, l'Oligocène.

La disposition actuelle de ces formations ne correspond plus aux zones originelles de sédimentation; cela, du fait que la masse entière du Flysch, sollicitée par l'affaissement répété de l'avantpays, s'est décollée de son soubassement primitif, prenant les caractères d'une grande nappe dont le front touchait la bordure ouest de la plateforme moldave. Cette grande nappe du Flysch s'est différenciée — au cours de son cheminement — en unités de second ordre créant une intéressante hétérogénéité; ce sont, de l'intérieur à l'extérieur:

1. Le Flysch interne;
2. La nappe moldave;
3. La nappe médiane;
4. La nappe marginale.

1. Le Flysch interne. En conformité avec l'idée de nappes cimmériennes, le Flysch interne repose sur un substratum de cristallin bien enraciné, et représente l'unité qui a été la moins dérangée, la moins déplacée. Elle a été en effet influencée par les mouvements mésozoïques et tertiaires, qui lui ont imprimé une structure de plis-écailles poussées vers l'E. Ceci établit un passage encore peu modifié vers la zone axiale du Flysch, occupée par le grès de Tarcău.

A cette manière de voir, contribue aussi le fait que l'auteur attribue aux conglomérats — aptiens d'après MM. MACOVEI et ATANASIU — un âge cénomanien et, aux schistes noirs — barrémiens pour les mêmes géologues — un âge sénonien¹⁾.

¹⁾ Dans la conception plus ancienne de nappes mésocrétacées, le Flysch interne constituait une zone profondément dérangée, ayant une partie profonde servant d'autochtone et l'autre superficielle, représentant un élément de la nappe.



2. La nappe moldave résulte du décollement, durant le Tertiaire, du sédimentaire recouvrant la masse cristalline de la Leaota et des Carpates orientales, comme suite à l'appel créé par les avant-fosses naissantes de la bordure externe des Carpates. Elle a un autochtone de Flysch interne (Valanginien-Hauterivien = couches de Sinaia), Barrémien-Aptien (couches de Comarnic), Albien. Elle s'est conservée surtout dans le massif de Zăganu (nappe des conglomérats de Zăganu), et celui de Ceahlău (nappe moldave proprement dite).

Les éléments les plus répandus de cette nappe sont les calcaires tithonique qui, dans la Zăganu, renferment aussi des témoins du Dogger et de jaspes à la base; aussi, les conglomérats du type Bucegi, qui recouvrent des étendues appréciables dans les Bucegi, Zăganu et Ceahlău¹⁾.

3. La nappe médiane représente une nappe décollée de la zone interne du Flysch et correspond en partie à la nappe du grès de Fusaru (MRAZEC-VOITEȘTI) et à la nappe médiane-Tarcău (FILIPESCU-MURGEANU). Ses éléments constitutifs sont: le Sénonien (schistes noirs et couches à Inocérames), l'Éocène (grès de Tarcău), Oligocène (schistes ménilitiques et grès de Kliwa). L'autochtone en est formé par la nappe marginale, laquelle affleure en plusieurs fenêtres (Păcuri, Doftana, Slănic). Le front de cette nappe est variable. L'âge de la nappe paraît être post-helvétique.

4. La nappe marginale, c'est la plus externe des nappes du Flysch. Elle se compose de Sénonien, Éocène marneux, Oligocène (schistes ménilitiques, grès de Kliwa). Son autochtone est formé par la formation à massifs de sel, attribué à l'Aquitainien, ce qui fixe à cette nappe un âge anté-burdigalien. La nappe est divisée en une digitation supérieure plus interne constituant le parautochtone de la nappe médiane et une digitation inférieure, masquée par dépôts miocènes subcarpatiques et

¹⁾ On sait que l'âge et la position tectonique de ces conglomérats ont donné occasion à de grandes controverses entre les géologues. Tandis que M. M. MACOVEI et ATHANASIU les considèrent comme des dépôts formés sur place, vers la fin de la régression aptienne, pour MM. MRAZEC et VOITEȘTI ils représentent les éléments d'une nappe entraînant à sa suite du cristallin; c'est la nappe des conglomérats de Bucegi.



affleure dans la colline de Pietricica. L'âge de la digitation supérieure est post-helvétien.

Présentée sous cette forme, la nappe marginale ne diffère pas du sens que lui ont donné MM. MURGEANU et FILIPESCU.

C'est encore dans la conception d'une structure en nappes qui se classent les observations publiées par M. I. ATANASIU en 1939; elles concernent le Flysch marginal compris dans le bassin du Cuejdiu (départ. de Neamț)¹⁾.

L'auteur établit à cette occasion l'existence de deux nappes: la nappe marginale, supérieure et la nappe submarginale, inférieure.

La nappe marginale est constituée par des éléments antérieurement attribués à la zone marginale, donc par le Sénonien (couches à Inocérames), Éocène (couches de Doamna) et Oligocène (couches de Bisericanî, schistes ménilitiques et dysodiliques, grès de Kliwa). En surface on y remarque des plis relativement simples, mais en réalité il s'agit d'une grande masse charriée.

La nappe submarginale est formée par du Barrémien (schistes noirs), Sénonien, Éocène (schistes noirâtres à intercalations de grès siliceux, calcaires siliceux, marnes bleu noirâtre à intercalations de marnes rouges), et Oligocène (couches de Bisericanî, schistes ménilitiques, bancs puissants de conglomérats verts, schistes gréseux compacts). Le trait caractéristique de la nappe est formé par l'Éocène et surtout par l'Oligocène, dans lequel les conglomérats à éléments verts occupent la place du grès de Kliwa et en partie celle des schistes dysodiliques.

La nappe marginale recouvre sur de grandes étendues la nappe submarginale, prenant souvent contact direct avec la zone néogène. A cause de ce fait, la nappe submarginale est visible uniquement dans les endroits de retrait de la nappe marginale (comme c'est le cas entre Neamț et la Bistrița). Souvent elle n'apparaît que sous la forme d'une étroite zone de conglomérats, pincée entre le bord de la nappe marginale et la zone néogène.

La nappe submarginale constitue le substratum de la zone néogène, dans laquelle elle forme les grandes masses de conglomérats.

¹⁾ I. ATANASIU. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch Moldave. *Ann. Sc. de l'Univ. de Iassy*, XXV, fasc. 1, Iași, 1939.



mérats verts, affleurant dans Culmea Pleșu (départ. de Neamț) et Pietricica (départ. de Bacău). Une valeur précise de nappe ne lui est pas encore suffisamment assurée, étant donné que cette nappe est masquée sur de grandes espaces et que son autochtone n'est pas connu. Toutefois à Gârcina, près du bord du Flysch, l'auteur constate l'affleurement en fenêtre, au milieu des conglomérats, de marnes et de gypses néogènes.

Par leur situation, les Carpates Orientales sont entrées dans une large mesure parmi les préoccupations des géologues polonais. Conduites par une discipline sévère, sous la directe influence de l'école viennoise, les recherches des géologues polonais se sont développées de bonne heure, si bien qu'à l'occasion du premier congrès de l'Association Carpatique en 1926, une interprétation suffisamment claire put être présentée¹⁾.

Nos confrères polonais mettent en évidence dans les Carpates du Nord un style tectonique particulier, le « style carpatique »; ce style est résulté, d'après TOLWINSKY²⁾, par « la dislocation en direction transversale de l'entière chaîne en blocs isolés les uns des autres, qui actuellement sont charriés les uns sur les autres, comme s'ils étaient plastiques et s'écoulaient du SW au NE, au-dessus de l'avant-pays ».

On a introduit, au sujet de ces masses charriées, le terme de « skiba » (motte de labour). Ces skiba diffèrent des nappes alpines — « nappes de surplissement » — par le facies moins profond des sédiments et leur origine moins éloignée. Elles diffèrent aussi des « digitations » — les ramifications frontales des nappes — par le fait qu'elles sont individualisées grâce à des fractures profonds.

Pour ce qui a trait au groupement des skiba en unités d'ordre supérieur, les avis sont assez partagés, du fait de l'uniformité des facies offrant des transitions d'une unité à l'autre. J. NOWACK³⁾ distingue trois ensembles de skiba, à savoir:

¹⁾ Voir les *Mémoires de la Première réunion de l'Assoc. Karp. en Pologne*. Warsovie, 1926.

²⁾ K. TOLWINSKY. Géologie des Karpates Polonais Orientales de Borislav, jusqu'au Pruth. *Ibid.*

³⁾ J. NOWACK. Nouvelles données sur l'ensemble de la tectonique des Karpates et de l'avant-pays en Pologne. *Ibid.*



1. Le groupe bordier oriental, comprenant du Miocène (couches de Dobrotow et conglomérats de Sloboda (? Oligocène), qui constituent l'élément caractéristique du groupe), ensuite de l'Oligocène, Éocène et Crétacé qui sont communs avec les autres groupes. Le groupe bordier semble avoir comme autochtone l'Helvétien, et se continue de Bucovine en y offrant une largeur de 17 km jusqu'aux environs de Chyrow, où il disparaît.

2. Le groupe central est constitué par de l'Oligocène (dans lequel le grès de Kliwa est remplacé vers l'extérieur par les « couches de Polanicza », et à l'intérieur par les « couches de Krosno », par de l'Éocène (« couches de Popiele », grès de Wigoda et « calcaires de Pasieczna »), du Crétacé supérieur (de type silésien à l'W, passant vers l'E à des couches à Inocérames), Crétacé inférieur (du même type — couches de Wernsdorf — avec des passages vers l'Albien).

Les skiba qui composent ce groupe sont plus accentuées tectoniquement à l'extérieur et de plus en plus simples vers l'intérieur — jusqu'à de plis isoclinaux; ils montrent à l'intérieur une tendance de descendre vers l'E.

3. Le groupe de Măgura, fait par de l'Oligocène (représenté par des grès, calcaires et grès de Măgura), Éocène (schistes marneux rouges à intercalations de grès verts vitreux à la bordure orientale, grès massifs au centre et schistes verts, rouges, gris à veines de calcite et intercalations minces de grès à la bordure ouest), Crétacé supérieur (type silésien à l'W, couches à Inocérames à l'E), Crétacé inférieur très rare.

Le problème de l'autochtone de ces groupes est bien plus confus. A l'intérieur, les vagues de skiba semblent chevaucher un soubassement ancien (l'anticlinorium des Sudètes) qui, se trouvant à un niveau plus élevé, n'a permis la conservation que d'une mince couverture (500 m au maximum) de Flysch autochtone. Par contre, à l'extérieur, ces skiba ont tectoniquement recouvert une aire synclinale, celle de Michow-Pocutie, à situation plus basse au-dessous de laquelle le Flysch autochtone est plus épais.

Par comparaison avec la Moldavie, le groupe bordier (I) correspondrait à la zone néogène plissée (= nappe péricarpatique =



digitation inférieure = nappe sub-marginale); le groupe de Măgura (III) équivaudrait à la zone médiane (nappe de Tarcău-Fusaru = nappe médiane); le groupe central (II), au reste du Flysch.

Un parallélisme plus détaillé entre le Flysch polonais et le Flysch roumain a été tenté par SWIDERSKY¹⁾, qui distingue les unités suivantes:

1. Zone du facies de la Pocutie, qui ne passe pas en Bucovine.
2. Zone du facies de Sloboda, correspondant au Miocène plissé de la Moldavie (zone néogène).
3. Zone du facies de Skole, correspondant à la zone marginale (nappe marginale).
4. Zone du facies de Cernahora, équivalent de la zone médiane (nappe médiane).
5. Zone du facies de Pietrosul, enfin, avec correspondant probable en Moldavie la zone interne (nappe de Siriu).

En Pologne, chacune de ces zones de facies constitue une nappe; ces nappes s'enracinent les unes sous les autres, et se trouvent différenciées (d'une manière plus ou moins accusée) par des charriages de plus faible envergure en une série de « skiba ».

En achevant cet exposé du développement des idées relatives à la tectonique des Carpates Orientales, nous ne saurions que reprendre et de mettre un fort accent sur la remarque consignée dès le début: le sens tectonique des Carpates Orientales a été largement discuté et continue à l'être; essayer, dans la phase actuelle des recherches, de tirer une conclusion définitive, cela nous semble peu naturel et en dehors du but poursuivi. Ce que nous devons cependant reconnaître — abstraction faite de la conception qui a conduit les différents chercheurs — c'est que, la voie de la discussion, suivie avec persévérance pendant trente ans, a permis d'arriver à connaître une somme de faits qui ouvrent la perspective de conclusion plus proches de la vérité.

¹⁾ SWIDERSKY. Sur quelques problèmes de la géologie des Carpates Orientales polono-roumaines. *Mém de la Première réunion de l'Assoc. Karp. en Pologne*. II-ème Partie. Warsovie 1926.

— Quelques nouvelles données sur la tectonique des Carpates Orientales polono-roumaines, *Bull. Ac. Sc. de Cracovie*, sér. A. 1925, p. 347 et suiv.



L'extension des recherches microscopiques et le lever du terrain aussi minutieux que possible, pourront apporter de nouvelles précisions sur des questions qui pour le moment n'apparaissent pas bien claires; en même temps les nombreux schémas présentés, arriverons, après révision, à constituer d'excellentes hypothèses de travail, si nécessaires à toute recherche scientifique.

Séance du 10 février 1939

Présidence de M. D. M. PREDA.

Discussions concernant la communication faite par M. I. BĂNCILĂ, dans la séance précédente.

Prennent part aux discussions MM. D. M. PREDA, G. MURGEANU, I. BĂNCILĂ.

Séance du 17 février 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. G. MACOVEI a le grand regret d'annoncer la mort prématurée de notre jeune collègue M. HOLLY, ingénieur. Caractère d'élite, infatigable chercheur, passionné pour son métier, il a mené à bonne fin les premières recherches géophysiques dont l'Institut Géologiques l'avait chargé. Malheureusement il n'a pas eu la chance de voir les résultats de son travail commencé avec tant d'élan.

On garde un moment de recueillement.

— M. N. PETRULIAN. — La minéralisation aurifère de Vârful Negrii ¹⁾.

Séance du 24 février 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. MIRCEA PAUCĂ. — Nouvelles données sur l'anticlinal de Cislău-Punga (départ. de Buzău).

¹⁾ Publié dans: *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.*, T. XXIV, Nr. 1, Bucureşti, 1941.



L'anticlinal de Cislău-Punga est connu par les études, datant depuis avant la Guerre Mondiale, de G. MACOVEI¹⁾ et par celles récentes de KREJCI-GRAF²⁾ et M. FILIPESCU³⁾.

Dans la bibliographie parue jusqu'à ce jour, cet anticlinal est parfois appelé l'anticlinal de Tega-Măguricea: il a fait déjà avant la guerre mondiale l'objet de petites exploitations et, après la guerre, de certaines explorations pétrolifères. Quoiqu'il en soit, cet anticlinal s'étend — dans le sens de sa longueur — au delà de ces localités, à savoir, vers le SW il atteint les environs de Cislău, tandis qu'au NE il arrive dans la proximité du village Punga, ce qui était d'ailleurs connu aussi par les travaux antérieurs.

Dans le sens transversal, nous attribuons à cet anticlinal aussi le ruban de dépôts miocènes qui, dans le versant sud, commence également dans la région de Cislău, passe à l'E du cours du Buzău, pour affleurer tout le long de Valea Cârnelui et au NE de celle-ci, où se trouve le village Muscelul-Țigani; ses dépôts arrivent ainsi jusque dans la région de Punga.

Ainsi délimité, cet anticlinal offre une longueur d'environ 12 km, et une largeur de 2 à 4 km.

Dans les travaux antérieurs, les dépôts miocènes de Valea Cârnelui étaient considérés comme appartenant à un anticlinal tout à fait indépendant de l'affleurement compris entre Tega et Măguricea.

Il est vrai qu'entre la bande large de 200 à 500 m de dépôts méditerranéens de la région des villages Tega-Măguricea, formant le flanc nord de cet anticlinal, et celle large de 300 à 1000 m de Valea Cârnelui — constituant son flanc sud — s'intercale une

¹⁾ MACOVEI GH. Cercetări geologice în regiunea cutelor diapire din jud. Buzău. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* în 1914, p. XXII, București, 1922.

MACOVEI GH. Constituția geologică a Văii Buzăului între Păltineni și Cislău. *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* în 1915, p. 34—36, București, 1924.

MACOVEI GH. Structura geologică a Văii Buzăului între Păltineni și Cislău. *D. de S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII (1915—1916), București, 1916.

²⁾ KREJCI-GRAF K. und WENZ W. Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien). *Zeitsch. d. Deutsch. Geol. Ges.*, Berlin, Bd. 83, Heft 2—3, 1931.

³⁾ FILIPESCU M. G. Études géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bâsca Mică. *Bul. Lab. Min. București*, Vol. II, 1937.



zone large de 200 à 400 m de grès méotiens. Ceux-ci commencent dans la rive gauche du Buzău, dans le village même de Râpile, à environ 80 m d'altitude de la « lunca » du Buzău; cette zone se prolonge en direction NE le long de la colline de Cârnău et de Muchea Chiliei, par les sommets Geroasa, Muchea Inaltă et Piatra Dascălului jusque dans la région du village Punga, où elle s'unit au Méotien du flanc nord de cet anticlinal.

Il arrive toutefois que les dépôts méotiens de cette région forment un synclinal tout à fait superficiel, qui flotte sur la voûte Cislău-Punga, la divisant en deux anticlinaux secondaires également superficiels; ceux-ci étaient considérés jusqu'à présent comme entièrement indépendants et séparés par le synclinal de Méotien, estimé comme pincé profondément dans les dépôts méditerranéens. Cependant, en profondeur, les deux bandes de Méditerranéen constituent un seul anticlinal: ceci peut être déduit de l'allure d'un affleurement situé dans la rive droite du Buzău.

L'inclinaison de 30° ou 40° que l'on peut mesurer dans les grès de ce synclinal, ne permettent pas au Méotien de traverser vers le SW la vallée du Buzău pour s'unir au Méotien de sa droite; le fait ressort clairement des cartes actuelles. Ce Méotien reste en réalité suspendu à quelques 80 m au-dessus du niveau de la rivière. Ce qui appuyait à première vue l'ancienne interprétation, c'était les nombreux blocs de grès éboulés depuis la hauteur qui domine le village de Râpile, blocs parsemés sur toute la région située au SW du village, jusque dans le lit même de Buzău. Les sources d'eaux saumâtres et les efflorescences salines de cette région confirment cependant l'existence du Méditerranéen à faible profondeur sous les dépôts méotiens.

Vers le NE, dans la région du village de Punga, après une interruption de près de 300 m due à l'affleurement de dépôts méditerranéens, le Méotien affleure à nouveau sous la forme d'un petit synclinal à même dans le village de Pietrile. L'établissement ici de ce village est dû d'ailleurs à la nappe d'eau douce de la base des grès calcaires méotiens. Ce Méotien repose à cet endroit en discordance sur les dépôts méditerranéens, fait qui semble avoir échappé jusqu'à présent aux investigations.

Du point de vue morphologique, nous constatons entre Cislău et Punga une inversion du relief; en effet, le synclinal de grès



méotiens occupe, comme nous venons de le dire, la colline principale tandis que les deux anticlinaux secondaires qui l'affectent se trouvent crevés par les deux vallées plus ou moins profondes que nous avons déjà nommées.

Prennent part à la constitution de l'anticlinal Cislău-Punga, des dépôts miocènes, à savoir le Méditerranéen et le Sarmatien, et des dépôts pliocènes, le Méotien, le Pontien et le Dacien.

Ces étages ne se rencontrent pas dans toutes les coupes; ils manquent au moins partiellement dans certains d'entre elles, soit du fait d'une interruption dans la sédimentation, soit à cause des laminages tectoniques. Ainsi, p. ex., le Sarmatien est absent dans le flanc nord, et sur la voûte faiblement ondulée de l'anticlinal; par contre, il prend part à la constitution du flanc sud de celui-ci, et aussi des plis situés immédiatement au N et au S.

Le Méditerranéen est représenté par des schistes argileux à intercalations peu nombreuses de bancs de grès, à tuf dacitique et à gypse. Nous n'avons pas des preuves pour pouvoir affirmer un âge précis, du fait de l'absence de l'horizon rouge et des conglomérats rencontrés en d'autres régions. En tous cas, nous n'avons pas des motifs de croire que le massif de sel qui affleure, accompagné par de petits fragments de roches étrangères au Méditerranéen, dans le cours moyen du Cârnău, se trouve en place.

Le Méotien de l'anticlinal Cislău-Punga consiste en bancs de grès à intercalations de grès oolithiques fossilifères, et de grès à abondant ciment argileux. A remarquer son épaisseur réduite, toujours inférieure à 100 m.

Le Pontien a été signalé déjà par M. FILIPESCU sous la forme d'une bande étroite de quelques mètres à peine au NE de Coculești. Nous l'avons trouvé représenté aussi par un horizon de quelque 20 m de calcaires à Cardiacés, occupant une surface d'environ 300 m² dans le sommet de Geroasa (P. T. 686). Cet affleurement n'est pas, à ma connaissance, cité dans la bibliographie actuelle.

L'anticlinal de Cislău-Punga diffère, stratigraphiquement, des plis immédiatement voisins du N et du S: il y a des différences paléontologiques et pétrographiques entre ces plis eux-mêmes, différences liées à une épaisseur également variée des sédiments



de certains étages. Ces différences commencent à se manifester au moins dès le Sarmatien. Tandis que dans les environs du village de Sibiciul, cet étage est représenté par une série épaisse de plusieurs centaines de mètres de sables blancs, généralement pauvres en fossiles, il manque complètement le long de la voûte de l'anticlinal Cislău-Punga et est peu développé dans son flanc sud. Dans les plis situés plus au S, le matériel détritique est de moins en moins développé, faisant place à des dépôts organogènes.

Le Méotien est représenté, dans le flanc nord du synclinal de Zăhărești, par une série épaisse de plus de 100 m de marnes à Mollusques d'eau douce: *Theodoxus*, *Unio*, *Viviparus*. Dans le flanc nord de l'anticlinal Cislău-Punga, il est constitué par des sables offrant peu de restes fossiles et, le long de la crête et dans son flanc sud, par un grès sableux à intercalations de grès oolithique renferment en abondance des Mollusques d'eau saumâtre: *Dosinia maeotica* ANDRS., *Modiola volhynica minor* ANDRS. et *Potamidés disjunctum-istritzensse* TEISS.

L'absence du Sarmatien le long de l'axe de l'anticlinal Cislău-Punga prouve qu'au moins depuis le Sarmatien — probablement même dès le Méditerranéen — la région comprise entre Cislău et Punga remplit la fonction d'anticlinal. Après une exondation complète dans le Sarmatien, quand tous les sédiments transportés de la région montagneuse s'accumulaient dans un sillon occupant la contrée au N de la ligne Sibiciul de Jos — Pătârlagele, cet anticlinal continue à fonctionner pendant le Méotien. À ce moment, il était très peu immergé — partiellement et temporairement — pour occasionner la formation des intercalations de grès oolithiques, en même temps qu'il séparait, le long du rivage de la mer méotienne, une lagune hébergeant des Mollusques d'eau douce; cette lagune, qui fonctionnait comme une avant-fosse, devait cependant avoir une profondeur appréciable pour pouvoir donner la possibilité aux marnes méotiennes de s'accumuler sous une épaisseur dépassant 100 m, sans changement dans le facies. Une constatation à faire, c'est que l'avant-fosse s'est déplacée pendant le Méotien un peu vers le S, de sorte que le maximum d'épaisseur des dépôts méotiens ne correspond plus à celui des dépôts sarmatiens.



Après le dépôt du Méotien, la différence de facies d'un pli à l'autre disparaît; le Pontien est en effet représenté dans toute la région par le même facies de marnes à intercalations de bancs de calcaires coquillers. Ce Pontien se fait aussi remarquer par l'épaisseur réduite de ses dépôts.

Le Dacien affleure, dans les deux synclinaux qui bordent au N et au S l'anticlinal de Cislău-Punga, avec une épaisseur au delà de 100 m. Il est représenté par des sables à intercalations de cailloutis à éléments constitués par les matériaux du Flysch, particulièrement par les ménilites. Ces graviers sont le signe d'une régression. Régression à caractère certainement, local car nous savons qu'en Mounténie occidentale le Dacien est représenté par des sables fossilifères déposés au cours d'une transgression.

Le Levantin fait défaut dans notre région; en revanche, il est développé vers le NW, dans la contrée qui reprenait le rôle d'avant-fosse qu'elle avait rempli pendant le Méotien.

A la fin du Pliocène, l'anticlinal de Cislău-Punga accentue son asymétrie, particularité qu'il présentait probablement encore pendant le Méditerranéen. Sur son bord septentrional, le Sarmatien est — comme on l'a déjà vu — absent, de sorte que les dépôts méditerranéens prennent contact direct, soit avec le Méotien, soit avec le Dacien, les deux étages étant légèrement chevauchés le long d'une faille.

Par différence des autres anticlinaux asymétriques de la région des plis diapirs, où les anticlinaux sont déversés du N vers le S, chez l'anticlinal Cislău-Punga c'est le flanc nord qui est le plus faillé et chevauché; le fait a pour la première fois été signalé par MACOVEI. Du fait de ce déversement exceptionnel vers le N, qui est en connexion avec l'existence de l'avant-fosse représentée par le synclinal de Zăhărești à jeu pliocène, c'est le flanc nord qui présente ici de l'intérêt du point de vue des exploitations pétrolifères — et non pas le flanc méridional comme il arrive dans la majorité des cas dans toute cette région de plis diapirs.

On connaît des manifestations d'hydrocarbures le long de cet anticlinal à son bout SW, près de Cislău, où certaines explorations ont été faites, comme aussi dans le cours moyen de la



vallée du Cârnău; dans ce dernier endroit se trouvent deux volcans de boue hauts d'à peine 30 cm, volcans qui exhalent des hydrocarbures gazeux en faible quantité.

L'évolution paléogéographique pendant le Néogène de la région qui nous occupe ne peut être étudiée et comprise que dans la lumière de l'évolution de l'entière région de diapirs dont elle fait partie. Cette évolution présente un intérêt particulier, du fait des mouvements tectoniques embryonnaires qui se sont manifestés durant tout le Néogène, déterminant l'actuelle tectonique de la région comprise entre les rivières Râmnicul-Sărat et Dâmbovița.

— M. T. JOJEA fait un rapport sur: H. SWIDZINSKI. — Quelques observations sur la géologie des environs de Seletyn (Bukovine). *Bull. du Service géologique de Pologne*. Vol. IX, Livr. 2, pag. 223. Varsovie, 1938.

— M. M. PAUCĂ fait un rapport sur les travaux suivants:

1. C. MOTAȘ. — Biogeografia Mării Negre. *Analele Dobrogei*, An. XIX, Cernăuți, 1938. (*Tome jubilaire*).

2. W. WEILER. — Neue Untersuchungen an Mitteloligozän Fischen Ungarns. *Geologica Hungarica*. Ser. pal., Fasc. 15, Budapest, 1938.

Séance du 3 mars 1939

Présidence de M. D. M. PREDA.

— M. I. BÂNCILĂ. — Données sur le Flysch du bassin supérieur du Tazlăul Dulce (départ. de Neamț).

Morphologiquement, le bassin supérieur du Tazlăul Dulce s'appuie sur les hauteurs de Goșmanu-Geamăna, appartenant à une crête NNW-SSE qui porte la série de sommets, Murgoci, Goșmanu, Geamăna, Stirigoiul, Runcul, Tașbuga. Cette crête domine à l'W une région large, quasi-dépressionnaire, correspondant au développement mitoyen du grès de Tarcău, et à l'E une contrée à relief chaotique de Flysch marginal.

Les premières vallées composantes du Tazlăul, qui prennent leurs sources au-dessous de Goșmanu-Geamăna, sont encadrées par



deux crêtes secondaires très accidentées: Goşmanul-Nechitul au N, Geamăna-Fruntea Comanului au S. La plus vigoureuse parmi ces vallées initiales, Cracul Tazlăului, prend bientôt les caractères d'un collecteur; celui-ci reçoit sur sa droite Pârâul Negru, P. Şoimului, P. Geamăna, P. Limpegiorul, tous de puissance presque égale et, sur sa gauche, P. Brusturatul très allongé, assez superficiel et pauvre en eau.

Par cette distribution des vallées, le bassin du Tazlăul Dulce présente une asymétrie bien visible et qui est accentuée par l'existence de terrasses uniquement sur sa rive gauche. Cette asymétrie est le résultat de la tendance à l'affouillement du rivage droit, activée par le relief et par la torsion brusque vers le S de la vallée à sa sortie de la zone montagneuse.

Du point de vue géologique, le bassin supérieur du Tazlăul Dulce se superpose à l'intérieur au Flysch médian, au centre et à l'E au Flysch marginal. Son étude a préoccupé surtout M. H. GROZESCU ¹⁾ qui a publié de 1920 à 1928, plusieurs travaux à son sujet.

Stratigraphie. 1. Dans le Flysch médian, la stratigraphie est assez simple: on y distingue seulement du Sénonien et de l'Éocène.

Le Sénonien forme une zone arrivant du N, de la vallée supérieure du Nechitul, où elle est large de près de 1 km; elle continue en s'amincissant vers le S, jusqu'à sa disparition dans le Plaiul Gruiul Pietrei. Il constitue le soubassement de l'Eocène qui forme le massif de Goşmanu-Geamăna et représente le prolongement du Sénonien mentionné dans Valea Bistriţei, vers Pângăracior, par MM. S. ATHANASIU, G. MACOVEI et I. ATANASIU ²⁾.

¹⁾ GROZESCU H. şi M. POPESCU. Notă preliminară referitoare la structura geologică a basinului superior al Tazlăului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Geol. vol. VIII, 1920.

GROZESCU H. Geologia basinului superior al Tazlăului Mare. *An. Inst. Rom.*, vol. XII, 1927.

— Geologia zonei marginale a flişului dintre Moineşti şi Piatra-Neamţ. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVIII, 1928.

²⁾ S. ATHANASIU, G. MACOVEI et I. ATANASIU. La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistriţa. *Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates. Guide des Excurs.*, 1927.

G. MACOVEI. Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. *Assoc. Carpat. Guide des Excurs.*, fig. 83, Bucureşti, 1927.



Dans le complexe sédimentaire de notre région, les marnes gris-bleu à Inocérames et Fucoïdes sont peu représentées et, fait remarquable, là où elles apparaissent, elles appartiennent toujours à un horizon inférieur.

La plus grande partie du complexe est constituée par des grès gris-bleu, micacés, durs, à nombreuses veines de calcite, montrant des intercalations de grès en plaquettes et aussi par des marnes peu consistantes, noirâtres, donnant des éboulis particuliers. L'existence de ces éboulis, qui compliquent l'observation, est en relation avec la situation du Sénonien à la base d'une unité poussée vers l'E.

Cette série gréseuse correspond par son aspect aux couches de Tisaru, considérées comme formant la base du complexe sénonien dans la vallée de la Bistrița. Pour ce qui nous concerne, nous considérons ce complexe comme appartenant à la partie supérieure de l'étage, ainsi que nous l'avons affirmé en traitant la stratigraphie du Sénonien de la vallée du Tazlăul Sărat¹⁾. Les récentes observations de M. I. ATANASIU sur le Sénonien du bassin du Cuejdiu-Neamț sont dans le même sens²⁾.

L'Éocène du Flysch médian occupe la partie la plus haute de la région, à l'W d'une ligne dont le trajet est le suivant: commençant au N de Plaiul lui Ioniță, elle passe dans Cracul Tazlăului au confluent de Pârâul Comorilor, puis dans P. Negru au confluent de P. Făinei, ensuite dans P. Geamăna à 200 m en amont des anciens puits de pétrole; plus loin, elle passe dans Plaiul Floaca près de Piciorul Urzicei, d'où elle descend dans la vallée du Tazlăul Sărat, au confluent de P. Lingurei. Le développement vers l'intérieur de cet Éocène au delà du massif Goșmanu-Geamăna atteint environ 30 km de largeur. Il s'accroche finalement au Crétacé de la zone interne. Dans la haute zone du bassin du Tazlăul Dulce, l'Eocène appartient donc au flanc externe de la « zone médiane » des Carpates Orientales,

¹⁾ I. BĂNCILĂ. Observations géologiques sur la zone marginale du Flysch dans la vallée du Tazlăul Sărat. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIII, Bucarest, 1940.

²⁾ I. ATANASIU. Contribution à la stratigraphie et la tectonique du Flysch moldave. *Ann. Sc. de l'Univ. de Iassy*, XXV, fasc. 1, Iași, 1939.



dans le sens précisé par M. G. MACOVEI¹⁾); il y est développé sous le facies du grès de Tarcău avec son aspect bien connu. Dans la partie nord, dans la zone d'affleurement du Sénonien, le grès offre un aspect moins massif et présente de fréquentes intercalations marneuses. Vers le S, le grès massif commence à la ligne limite et chevauche ici l'Oligocène de la zone marginale. La partie inférieure du complexe éocène disparaît donc graduellement depuis la dernière apparition du Sénonien vers le S.

La partie supérieure qui, dans Plaiul Stirigoiului, au S du Tazlăul Sărat apparaît, au-dessous de l'Oligocène normal du grès de Tarcău, sous un facies de marnes rouges à intercalations de grès en plaquettes, ne peut être observée nulle part. Nous estimons que son absence est un effet de l'érosion, l'entier de massif de Goşmanu-Geamăna montrant un important soulèvement axial. Le fait explique suffisamment aussi l'absence de l'Oligocène qui est si bien représenté dans le prolongement de la crête vers le S (Stirigoiul-Runcu).

2. Dans le Flysch marginal, la stratigraphie est bien plus variée: on y distingue, en effet, du Sénonien-Éocène, de l'Éocène, Oligocène, Miocène et du Quaternaire.

Au Sénonien-Éocène, correspond un complexe de grès durs, homogènes, en couches de 5 à 20 cm, alternant avec des marnes gréseuses, noir-grisâtre. Cet ensemble paraît représenter la partie terminale du Sénonien, mais, vu l'absence de preuves paléontologiques comme aussi l'insuffisance de caractères pétrographiques, on ne saurait dire rien de précis. Dans tous les cas, il apparaît sur le terrain sous la forme d'une lentille débutant dans Dealul Tulbure, d'où elle gagne Pârăul Şoimul et y atteint 400 m de longueur. Elle disparaît plus au N, dans

Tazlăului à l'W de Zăvoaie, où elle disparaît par plongement.

L'Éocène, c'est la formation la plus difficile à paralléliser, vu l'absence d'une coupe complète comme aussi la variété et la répétition des roches qui peuvent être considérées comme caractéristiques. Ce que l'on peut constater d'une manière certaine, c'est la différence de contenu pétrographique vis-à-vis

¹⁾ *Op. cit.*



de l'Éocène du Flysch médian, le grès typique « de Tarcău » étant ici remplacé par un complexe où prédominent les marnes.

Sous la réserve de compléments que nous espérons pouvoir apporter par une extension de nos observations sur un plus grand espace, l'Éocène présente, dans la vallée du Tazlăul Sărat, la succession suivante:

A la partie inférieure, se trouve un ensemble de marno-calcaires et de grès souvent silicifiés, roches dures, en couches de 10 à 50 cm, qui — par altération — prennent une couleur blanche à nuance bleuâtre. Elles correspondent aux couches de Doamna (S. ATHANASIU), parallélisables aux couches de Pasieczna des géologues polonais. Ces couches sont bien représentées dans les vallées du Șoimu et du Tazlău.

Suit vers le haut un horizon de marnes un peu calcaires, à fréquentes empreintes de *Fucoïdes* de petite taille, alternant avec des grès micacés en plaquettes de quelques centimètres, à surfaces curbicorticales et des hiéroglyphes. Dans ce complexe, s'intercalent localement de minces lits de conglomérats à éléments verts de faibles dimensions, presque complètement arrondis, montrant parfois des restes de *Nummulites* (Pârăul Șoimului, au confluent du P. Verde).

Dans le Pârăul Șoimului, en amont du confluent du P. Verde, et dans celle du Tazlău, au-dessous de Piciorul Babelor, apparaissent dans le complexe supérieur — sur 20 m d'épaisseur environ — des marnes rouges, molles, passant à des marnes gris bleu.

L' *Oligocène*. C'est la formation la plus répandue dans le Flysch marginal.

A la base on trouve les Couches de Bisericani. Sous cette dénomination nous avons séparé un horizon de marnes sableuses à minces intercalations de grès siliceux, qui séparent l'Éocène du type marginal des ménilites.

Les marnes sableuses présentent une stratification confuse, ce qui occasionne des cassures ovales, presque conchoïdes. La couleur gris verdâtre en cassure fraîche en devient d'un vert clair par lavage dans le lit des ruisseaux. Le plus souvent elles sont grossières et toujours exemptes de restes organiques.

Les grès y forment de rares intercalations, jusqu'à 5 cm d'épaisseur. Ils ont un grain fin, siliceux et sont un peu micacés;



leur couleur est grise. Étant rares surtout à la partie supérieure, ils laissent à cet horizon une apparence d'homogénéité.

Le plus souvent le complexe forme des parois nues sur de grandes étendues et qui manifestent une faible résistance à la désagrégation. Du fait de la fréquence de crevasses, la roche s'effrite continuellement formant, à la base des parois, des éboulis à petits éléments facilement enlevés par les eaux. Les parois ainsi exposées acquièrent une couleur brune à taches fréquentes couleur de rouille; dans les endroits moins exposés, ils sont couverts d'efflorescences blanches.

Par leurs caractères pétrographiques, ces roches représentent une transition suggestive de l'Éocène marginal grés-marneux à l'Oligocène inférieur marno-calcaire et silicifié. L'attribution de ces couches à l'un ou l'autre de ces subdivisions reste donc un problème ouvert. On sait que M. le Prof. S. ATHANASIU, qui a introduit l'appellation de « couches de Bisericani », a compris dans cet horizon des marnes schisteuses, sableuses, à minces intercalations de grès siliceux, qui correspondent en tout à l'horizon que nous venons d'analyser; il situe ces couches à la base de l'Oligocène de Valea Bistriței.

Pour ce qui nous concerne, nous sommes enclins à considérer les couches de Bisericani comme une série de transition vers l'Éocène supérieur marginal, ou même comme appartenant à cette subdivision. C'est à cette affirmation que conduit l'absence complète, dans le bassin du Tazlăul, du « grès de Lucăcești »¹⁾. Ce grès s'individualise graduellement vers le S, depuis la vallée du Tazlăul Sărat vers Berzunțiu, à mesure que les couches de Bisericani tendent à s'arrêter, approximativement dans la région de Chilii-Schitul Frumoasa. Nous sommes conduits par ce fait à croire que le grès de Lucăcești, attribué à l'Éocène supérieur marginal, représente l'équivalent stratigraphique des couches de Bisericani, qui seraient donc du même âge.

Le reste des horizons, ménilitiques, schistes ménilitiques, dysoïles, grès de Kliwa, se présentent dans la région avec leurs caractères bien connus. A noter cependant le grand développe-

¹⁾ I. P.-VOITEȘTI. Aperçu général sur la géologie de la Roumanie. *Ann. des Mines de Roum.*, 4-e Année, Nr. 8—9, p. 787, Bucarest, 1921.



ment du grès de Kliwa dans toute l'étendue de la zone marginale, où il constitue partout le haut relief. Aussi, la présence dans l'Oligocène de certains éléments exotiques, schistes verts et calcaires jurassiques, sous forme de conglomérats et de brèches.

La présence de ces éléments originaires du soubassement de la partie externe des Carpates, appartenant à l'aire cimmérienne, a été l'objet d'une attention toute spéciale. C'est en effet une question bien délicate, pour laquelle il n'y a pas encore une interprétation généralement admise.

Dans le bassin supérieur du Tazlăul Dulce, les éléments exotiques se trouvent en abondance et avec des dimensions plus fortes vers la périphérie du Flysch marginal; mais cela sans manquer dans le reste de ce Flysch. Ils apparaissent ainsi à « Poiana Vărăriei » située à l'extrémité sud de Măgura Tazlăului. Ici, les blocs exotiques atteignent 1 m^3 ; on y remarque, en dehors de schistes verts, de nombreux blocs d'un calcaire jurassique compact, qui sont recherchées par les habitants de l'endroit en vue d'une rudimentaire industrie de la chaux. En jugeant d'après le mélange de roches aussi hétérogènes, par le ciment particulier dur et schisteux qui les relie, on peut croire que ce matériel n'a pas de liaison en profondeur avec le soubassement, bien qu'il laisse l'impression que celui-ci n'est pas très éloigné. Les mêmes éléments, bien qu'avec des dimensions plus faibles, se retrouvent dans Pârâul Limpegiurul, surtout sur les pentes orientales de Măgura Tazlăului, dans Pârâul Negru et, plus au S, aux pieds de Măgura Clopoțelul-Bâtca Scroafei, dans Pârâul Argintăriei. Sur toute cette étendue, les éléments exotiques sont intercalés dans les schistes ménilitiques près de leur limite supérieure.

Vers l'intérieur, les éléments exotiques sont plus rares et représentés presque uniquement par des schistes verts. Les dimensions en sont plus faibles, et ils sont mieux arrondis. On en trouve à des niveaux variables dans le complexe des ménilites et du grès de Kliwa (Plaiul Scroafa).

On peut donc affirmer, en conclusion, que les éléments exotiques se répartissent dans presque toute l'épaisseur de l'Oligocène moyen et supérieur, et que la fréquence autant que la grosseur progressent vers le bord externe du Flysch. Leur présence



ne peut être due qu'à la destruction de quelques crêtes anticlinales de l'avant-pays par les vagues de la mer oligocène, et aussi à la destruction progressive de l'avant-pays cimmérien constituant le rivage oriental de cette mer.

Ces éléments subissaient la sélection habituelle, d'après la grosseur et le poids spécifique, imprimée par le jeu des vagues et se déplaçaient de l'E à l'W, en s'arrondissant de plus en plus. Dans leur répartition ont pu sans doute intervenir aussi les courants, bien que les courants de la mer oligocène n'ont pu avoir autant d'intensité, si l'on se réfère aux dépôts fins de cette mer. Plus actif que ces courants, a du être le simple glissement du matériel sur le fond incliné de la mer. Quoiqu'il en soit, on ne saurait prêter à ces éléments un caractère tectonique, plus particulièrement les considérer — comme M. I. P.-VOITEȘTI le suggère — comme venus de profondeur grâce à une fragmentation de l'avant-pays dans les différentes phases de plissement; non plus, comme des manifestations de fortes oscillations du niveau marin. Une grande partie de ce matériel, en spécial celui de faibles dimensions et roulé, a pu être amené dans la zone de sédimentation de l'Oligocène par transport mécanique, sous forme d'alluvions depuis le relief cimmérien, lors des périodes d'humidité plus accentuée.

Il est nécessaire d'ajouter que ces points de vue ne peuvent être pour le moment soulevés aussi à propos des grandes masses de conglomérats du bassin de Cujești et de Culmea Pleșului considérées comme oligocènes par M. I. ATANASIU.

Le Miocène. L'existence de dépôts miocènes dans la zone du Flysch de la vallée du Tazlăul Dulce n'a pas encore été mentionnée jusqu'à présent. Toutefois, dans la Valea Gro-pilor, aux pieds du mont Urzica, à 6 km en ligne droite de la bordure du Flysch, affleure un complexe argilo-gréseux, qui ne peut être attribué à aucune des formations passées en revue précédemment. Il y a là des argiles peu consistantes d'un gris-bleu foncé, légèrement bitumineuses et qui se recouvrent par dessiccation d'efflorescences salines. Ces argiles, qui affleurent sur une largeur de 100 m, présentent des intercalations — épaisses jusqu'à 3 m — de grès plutôt grossiers, micafères, à ciment peu consistant, argileux, gris-foncé. Ce complexe est redressé jusqu'à la



verticale. On peut noter dans son périmètre une source sulfureuse puissante, et une source salée à faible débit mais d'une concentration accusée. Ce complexe apparaît en continuation des manifestations salines de la vallée du Tazlăul Sărat, de « Poiana Bălătau » et représente, on peut le croire, l'horizon inférieur du Méditerranéen.

Un autre affleurement miocène se trouve dans Pârăul Clopoțelu, à 2,5 km de la bordure du Flysch, dominé par la hauteur dite « Icoana lui Hurjui ». Il est constitué par des argiles bleu-noirâtres et des grès micafères grossiers, accompagnés par des gypses qui peuvent appartenir à l'Helvétien.

En outre, vers la bordure du Flysch, entre Valea Frumoasă et Valea Nechitului, apparaissent sur une longueur de 2 km plusieurs sources salées, qui sont certainement en connexion avec des dépôts miocènes existant dans le tréfonds. Telles sont, dans Valea Popei, deux sources, une autre dans Pârăul Negru et deux autres dans Pârăul Sărat, accompagnées celles-ci de sources sulfureuses et de manifestations de pétrole. En outre, on en compte cinq dans la vallée du Tazlăul Dulce, dont trois du côté du village et deux au confluent du Brusturelul; enfin, trois sources dans Valea Nechitului près de la bordure. Toutes ces sources pénètrent dans l'Oligocène le long de lignes de dislocation. Leur répartition, comme celle des dépôts miocènes de la zone du Flysch, présente de ce fait un sens tectonique important, sur lequel nous reviendrons.

Le Quaternaire est représenté dans la région par les dépôts des deux terrasses qui accompagnent Tazlăul Dulce, en occupant presque exclusivement la rive-gauche; la supérieure (+ 8 m) est développée sur une longueur de 2 km, et sa largeur atteint 300 m au lieu dit « Preluci ». Depuis Piciorul Ciuhiei jusqu'à la sortie du Tazlău de la montagne, donc sur une longueur de 4 km, se développe la terrasse inférieure, dont la largeur varie entre 200 et 500 m.

La présence de ces terrasses dénote une activité récente du cours d'eau, qui entame partout la roche vive.

Tectonique. Il résulte de cet aperçu sur la stratigraphie de la région que le Flysch de la vallée du Tazlăul Dulce



comprend deux unités tectoniques, caractérisées par des différences de facies dans l'Éocène. Ces unités sont d'ailleurs reconnues par tous les auteurs qui connaissent le Flysch; les différences résident uniquement dans l'interprétation. Quant à nous, nous sommes arrivés à la conclusion que ces deux unités représentent des nappes de décollement se chevauchant de l'intérieur vers l'extérieur, nappes qui peuvent garder les dénominations déjà proposées de « nappe médiane » et de « nappe marginale ».

La nappe médiane (ou nappe du grès de Tarcău) est supérieure et à situation interne. Dans l'aire d'extension que nous lui attribuons, elle comprend l'Éocène du massif de Goşmanu-Geamăna et le Sénonien qui constitue son soubassement. La ligne, déjà mentionnée, qui forme sa limite orientale a donc le caractère d'une ligne structurale et répond au maximum d'avancement vers l'E de cette nappe médiane.

Voici les arguments qui appuient cette manière de voir:

a) Le plongement constant vers l'W du Sénonien et de l'Eocène sur l'entier parcours de cette ligne, plongement qui peut être particulièrement bien vérifiée dans les nombreux affleurements de la vallée de la Geamăna.

b) Le plongement dans le même sens des dépôts de l'Oligocène qui constituent la partie inférieure du relief, et qui sont pris sous le Sénonien-Eocène charrié de la partie supérieure de ce relief.

c) Le laminage progressif et l'écrasement du Sénonien du soubassement de l'Eocène.

d) Le fait que des horizons variables de l'Oligocène sont pris sous le plan de charriage (couches de Bisericani dans Pârăul Negru, ménilites dans les vallées du Tazlăul et de la Geamăna, grès de Kliwa à l'endroit dit Ciungetul).

e) Le parcours ondulé de la ligne de contact, s'avancant sur les hauteurs, se creusant au contraire en golfe de long des vallées.

f) L'existence de deux lambeaux avancés de grès de Tarcău à la surface de l'Oligocène sur la crête du Plaiul Negru.

Nous n'avons pas eu l'occasion de constater dans le périmètre étudié la présence de fenêtres dans lesquelles puisse



apparaître l'un ou l'autre des éléments de la nappe marginale, de l'autochtone. Autant que nous connaissons les environs, de tels éléments affleurent toutefois un peu plus au S, dans la vallée de la Dofteana, dans le bassin du Troțuș¹⁾.

En ce qui concerne la continuation vers le N de cette unité, nous soupçonnons qu'elle a lieu vers la vallée de la Bistrița, mais en se retirant graduellement vers l'W. La ligne de dislocation tracée par MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU²⁾ à la base du Sénonien ligne qui va jusqu'au Pângărăcior correspondrait donc à la ligne de chevauchement de la nappe médiane.

Pour ce qui est du prolongement vers le S de la nappe, nous sommes en possession de preuves suffisantes de l'existence de la même structure dans la vallée du Tazlăul Sărat-Moinești. Nous sommes donc en mesure de rectifier l'interprétation que nous avons eu l'occasion de présenter dans un travail plus ancien³⁾. Nous ajoutons que dans le bassin du Tazlăul Sărat, l'Oligocène se trouve lui aussi dans la composition de la nappe médiane (Runcul, Stirigoiul). Son facies est dans une certaine mesure différent, par la réduction des couches de Bisericani. Quant à la présence de l'Oligocène sous le facies de Krosno, nous n'en avons aucune indication à la bordure orientale de notre nappe. Ce facies devrait être cherché dans les zones plus internes.

L'étendue relativement petite occupée par la nappe médiane dans la vallée du Tazlăul Dulce, et aussi l'absence d'une coupe continue, empêchent de tirer des conclusions sur son arrangement. Il est à remarquer toutefois que les inclinaisons du grès de Tarcău vers la base de la nappe sont très fortes, parfois même verticales. Ceci surtout dans les vallées. Si l'on avance vers l'intérieur, les inclinaisons diminuent graduellement, et on arrive même à un régime de plis plus ou moins déversés vers l'E. Les observations faites à diverses occasions dans la vallée du Troțuș nous ont fourni des suffisants éléments de ce style. Sous cette

¹⁾ G. MACOVEI et D. M. PREDA. Sur la structure géologique du bassin du Troțuș. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, vol. III, București, 1937.

²⁾ G. MACOVEI et I. ATANASIU. Carte géologique de la zone marginale du Flysch à Piatra Neamț. *Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpat. Guide des Excursions*, București, 1927.

³⁾ *Op. cit.*



forme la nappe médiane ne saurait présenter que la valeur d'une nappe de décollement, dépourvue de racine et de flanc inverse, son avancement étant déterminé par l'appel des régions plus externes de moindre altitude et ayant lieu sur des distances variables. Dans la vallée du Tazlău, l'avancement de la nappe a du être peu considérable. Ceci explique son éloignement par rapport à la bordure, l'absence ou du moins la rareté de lambeaux de recouvrement, et aussi son aspect rappelant celui d'une nappe-écaille.

Quant au moment d'avancement et de mise en place de la nappe, il semble être ici antérieur au Pliocène. En effet, le petit lambeau pliocène, qui se trouve dans la vallée du Tazlăul Sărat, à l'W de Poiana Bălătau, recouvre la ligne de contact. Étant donné que les dépôts pliocènes de Valea Tazlăului Sărat sont formés par des graviers grossiers exempts de fossiles, donc d'un âge incertain, et qu'aux environs d'Asău, dans le flanc ouest du bassin, le Méotien est pincé sous le grès de Tarcău, on arrive à considérer le processus d'avancement de la nappe médiane comme ayant duré jusque dans le Pliocène moyen.

La nappe marginale, se développe largement dans la vallée supérieure du Tazlăul Dulce. Elle comprend le Sénonien, l'Éocène marno-gréseux, et l'Oligocène à ménilites et grès de Kliwa. Cette unité s'étend depuis le contact avec la nappe médiane jusqu'au bord de la zone du Flysch, où elle prend contact vers l'extérieur avec le Miocène qui lui sert d'autochtone. Elle a ainsi une situation inférieure par rapport à la nappe médiane et représente comme celle-ci une nappe de décollement. Elle est toutefois bien plus accidentée que la nappe médiane, du fait de la plasticité plus grande de certaines roches qui entrent dans sa composition, comme aussi du fait des fortes compressions qu'elle a dû subir grâce à l'avancement de la nappe médiane. Il convient, dans ces circonstances, d'étudier séparément les aspects d'ensemble qui font voir le décollement, et les aspects de détail qui masquent jusqu'à un certain point le vrai style.

Voici les caractères d'ensemble:

a) D'abord, la forme festonnée du Flysch au contact du Miocène; le Paléogène constitue les parties supérieures du relief, le Miocène les inférieures;



b) Le pendage général vers l'W tout le long de la bordure, le Paléogène dépassant le Miocène qui forme le soubassement;

c) Le recoupement diagonal des plis du Miocène par la ligne de bordure du Flysch;

d) L'apparition de nombreuses sources salées dans une zone qui s'élargit jusqu'à 2,5 km depuis la bordure du Flysch, sources salées qui pénètrent dans le complexe paléogène et cela sans aucune trace en surface de dépôts miocènes, bien qu'en réalité elles en proviennent;

e) L'aspect en fenêtre des deux affleurements miocènes, mentionnés plus haut, le premier dans Valea Gropilor, l'autre dans Valea Clopoțelu. La première fenêtre se trouve dans l'axe d'un anticlinal d'Oligocène, au fond de la vallée et on peut bien y observer le plongement en sens inverse, malgré le plissement serré, à redressements jusqu'à la verticale. La position de ces dépôts, de même que la présence des sources salées, empêchent de les considérer comme des synclinaux laminés. La deuxième fenêtre, bien plus proche de la bordure et qui est mieux encore caractérisée par la présence des gypses, présente une situation nette au-dessous de l'Oligocène.

Toutes ces particularités militent pour une valeur de nappe de cette unité marginale qui, dans la vallée du Tazlăul Dulce, comprend tout le compartiment compris entre la nappe médiane et la bordure du Flysch. Cette nappe, antérieure comme âge à la nappe médiane, est née par décollement à la suite de l'appel exercé par la fosse subcarpatique; elle a comme autochtone le Miocène inférieur.

La nappe marginale se prolonge avec le même contenu vers le N, au moins jusqu'à la vallée de la Bistrița, où elle offre les complications connues par les études de MM. MACOVEI et I. ATANASIU.

Vers le S, la nappe marginale se prolonge également, mais en se compliquant par l'adjonction, à partir de Valea Tazlăului Sărat (Chilii-Bălățau), d'une unité intermédiaire, dans laquelle l'Eocène présente un mélange de facies. Les rapports de cette unité mériteraient de faire l'objet d'une étude particulière.



En ce qui concerne l'ampleur de l'avancement vers l'E de la nappe marginale, la région n'offre aucun argument en faveur de l'idée d'un éventuel prolongement en profondeur sous le Mio-cène des Subcarpates, idée exprimée par MM. M. FILIPESCU et G. MURGEANU ¹⁾ et G. MACOVEI et D. M. PREDA ²⁾.

Si l'on considère les aspects de détail de la nappe marginale, on peut remarquer une disharmonie accusée entre les plis des couches de Bisericani et des schistes ménilitiques qui sont souvent écrasés et redressés à la verticale, par rapport aux plis du Sénonien-Eocène tracant les directions anticlinales et au grès de Kliwa qui constitue, sur les crêtes du relief, des plis larges marquant les directions synclinales. Cette disharmonie, qui est occasionnée par la plasticité différente des roches composantes, laisse en même temps ressortir une phase de compression de la nappe marginale, postérieure à sa constitution d'ensemble. Au cours de cette compression, qui a dû atteindre son point culminant pendant la formation de la nappe médiane, une série de fractures est apparue qui a déterminé la fragmentation et la division en compartiments des dépôts en train de glisser. Ces compartiments ont évolué en écailles, dont la plus importante est délimitée par une faille qui passe à l'W du confluent du Pârâu Brusturatu.

On peut affirmer, en conclusions, que la tectonique du Flysch de la vallée du Tazlăul Dulce met en évidence un style de charriage par glissement, traduit par deux grandes unités, la nappe médiane et la nappe marginale. Ces unités se sont déplacées à des moments différents de l'intérieur à l'extérieur, s'abordant et se superposant finalement l'une à l'autre entre l'avant-pays de soubassement et la charge de sédiments glissant vers l'extérieur. C'est là la cause du fait qu'il n'est pas possible de préciser dans le Flysch des zones de racines, que ces nappes sont dépourvues de flanc inverse, et que souvent les plis se succèdent avec une apparence quasi-normale.

¹⁾ G. MURGEANU et M. FILIPESCU. La zone du Grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpates entre le Caîin et la Zabala. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, t. XXI (1932—1933), p. 138. Bucarest, 1937.

²⁾ G. MACOVEI et D. PREDA. *Op. cit.*



Séance du 10 mars 1939

— Présidence de M. D. PREDA.

— M. G. DEMETRESCU. — Les tremblements de terre à foyer profond de Roumanie.

C'est le célèbre astronome et séismologue anglais TURNER, d'Oxford, qui parla le premier, il y a près de 50 ans, de tremblements de terre à foyer profond.

L'idée qu'il peut y avoir des tremblements de terre qui se produisent à de grandes profondeurs, à des centaines de kilomètres au-dessous de la surface terrestre, rencontra, tout d'abord, une forte opposition. Il n'en est plus de même aujourd'hui. Grâce aux travaux de TURNER, JEFFREYS, BERLAGE, BRUNNER, GUTENBERG, RICHTER, pour ne citer que les sommités, depuis une dizaine d'années, on mesure couramment des profondeurs de centaines de kilomètres pour maints séismes.

De nos jours, les séismologues font une distinction nette entre les tremblements de terre tectoniques, proprement dits, de profondeur normale, allant jusqu'à 60 kms environ, et les tremblements de terre plutoniques, de profondeur anormale, de plus de 80—100 kms.

Maints géologues refusant encore d'accepter la possibilité des séismes de profondeur anormale, nous nous proposons d'éclaircir, par la discussion élémentaire de quelques exemples, pourquoi les séismologues ne peuvent plus douter de la réalité des foyers profonds.

Pour le faire, nous choisirons deux exemples seulement, deux tremblements de terre de Roumanie, celui de 8 juillet 1938, du Banat, et celui de Vrancea qui a suivi quelques jours après, le 13 juillet 1938.

Le premier a été assez fort pour démolir une cheminée dans la commune de Periam. Ce fut, par conséquent, un séisme du VII-e degré macroséismique au moins dans la région épacentrale. Mais il n'a été ressenti, avec cette intensité, que sur une très petite étendue. A Macău, par exemple, il n'a eu que le degré VI et à Seghedin V, un affaiblissement très sensible, par conséquent, à des distances de quelques kilomètres seulement.



En examinant les enregistrements microséismiques de ce séisme, on constate qu'il a donné des phases distinctes à Belgrade, à 160 kms de l'épicentre, ainsi qu'à Budapest, à 235 kms; il en a été de même à București, à 440 kms, où l'enregistrement a été bien faible pourtant. Sans phases distinctes il a été à peine enregistré à Stuttgart, à 1000 kms environ. Au delà de cette distance il n'a plus eu la force de mettre en action aucun séismographe. Les enregistrements montrent, par conséquent, que ce tremblement de terre a été l'un des plus faibles en son point d'origine, là où s'est produite la secousse initiale. Car, il faut bien faire la distinction entre l'intensité macroséismique superficielle d'un tremblement de terre et la force du choc initial qui se produit au-dessous de la surface du globe.

Le second tremblement de terre, celui de Vrancea, n'a causé aucune avarie, son intensité superficielle n'a dépassé, nulle part, le degré macroséismique IV, mais, avec toute cette force, il a été ressenti sur une région très étendue, jusqu'à 190 kms, à Lăpușna, jusqu'à 215 kms, à Rusciuc. Par ailleurs, les enregistrements microséismiques de ce tremblement de terre ont présenté des phases distinctes jusqu'à 1535 kms, à Ksara dans le Liban, jusqu'à 1734 kms, à Bruxelles, jusqu'à des distances 4 fois plus grandes que pour celui du Banat. Loin d'être violent, le choc initial de Vrancea a été sensiblement plus fort que celui du Banat.

Nous avons, par conséquent, d'une part le tremblement de terre du Banat, dû à un choc initial des plus faibles, mais fortement ressenti sur une très petite étendue de terrain, d'autre part, le tremblement de terre de Vrancea, dû à un choc initial beaucoup plus fort, mais qui, avec une intensité macroséismiques bien plus faible s'est fait sentir, en surface, sur une aire de beaucoup plus étendue.

Un exemple très simple fera saisir la cause de cette différence: une bougie, placée tout près d'un mur, éclaire fortement une petite portion de ce mur; la même bougie, placée à quelque distance, éclaire, plus faiblement, mais une grande portion de la surface du mur.

Il en est de même des tremblements de terre: les ondes émises par un foyer peu profond arrivent à l'épicentre avec presque toute leur force et y agitent avec cette force une portion du



sol bien restreinte; les ondes émises par un foyer profond arrivent en surface bien affaiblies, mais, avec leur force ainsi réduite, elles agitent une aire beaucoup plus étendue.

Tous les tremblements de terre de Vrancea, ceux du moins qui ne sont pas trop faibles, offrent cet aspect caractéristique: ils se font ressentir, avec leur maximum d'intensité, sur une vaste étendue de terrain.

Avant d'apporter d'autres arguments, encore plus probants, pour démontrer la grande profondeur de nos séismes de Vrancea, rappelons que, du foyer d'un séisme partent simultanément deux sortes d'ondes principales: les ondes longitudinales, notées *P*, et les ondes transversales, notées *S*. Jusqu'à des profondeurs de quelques centaines de kilomètres, les ondes *P* se propagent avec une vitesse de 7—9 kms à la seconde, les *S* avec 4 kms environ. Dans toute station sismique les ondes *S* arrivent donc avec un certain retard sur les ondes *P*. Il est bien clair que plus la station est éloignée plus ce retard est fort.

L'étude d'un nombre considérable de séismes a permis aux sismologues de dresser des tables donnant la valeur de ce retard *S* — *P* pour toute distance épacentrale Δ .

Voici quelques nombres extraits d'une table de JEFFREYS.

Δ	<i>S</i> — <i>P</i>	
o kms	<i>o_m</i>	<i>o_s</i>
1000.	1	41
1500.	2	30
2000.	3	18
2500.	4	0
3000.	4	37

On comprend donc que lorsqu'une station enregistre un tremblement de terre, si l'on identifie sur le séismogramme les ondes *P* et *S*, on détermine les heures d'arrivée de ces ondes et on calcule le retard *S* — *P*, les tables donnent la distance épacentrale Δ .

Supposons que ces opérations aient été faites pour plusieurs stations, notées *A*, *B*, *C*,... sur une carte (fig. 1). Traçons, sur la carte, autour de chaque station, une circonférence de rayon égal à la distance épacentrale correspondante; ces circonférences s'interceptent en un point unique *E*, position de l'épicentre sur la carte.



Telle est, en deux mots, la méthode classique de détermination des épicentres. La méthode est, de toute évidence, valable si on l'applique à un tremblement de terre normal, peu profond, en se servant d'une table de séismes normaux, analogue à celle dont nous avons extrait les quelques nombres ci-dessus.

Par contre, si les ondes séismiques ont une origine profonde et qu'on veut appliquer la méthode en utilisant une table de

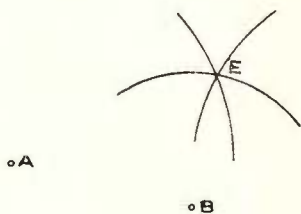


Fig. 1.

séismes normaux, c'est-à-dire superficiels, on arrive à des discordances telles que la détermination de l'épicentre devient absolument impossible. Il faut nécessairement utiliser une table qui correspond à la profondeur du séisme. Voici, en exemple, le

même tremblement de terre de Vrancea du 13 juillet 1938, déjà cité.

Un nombre de 26 stations séismiques nous ayant envoyé, sur notre demande, leurs séismogrammes, nous avons pu identifier, sur ces séismogrammes, les ondes P et S , déterminer les heures d'arrivée de ces ondes à chacune de ces stations et calculer les retards $S - P$, des ondes S sur les ondes P . Une table de séismes normaux a permis ensuite de déterminer des distances épicentrales Δ qui séparent l'épicentre de chacune de ces stations. Voici, pour 5 stations, les plus proches, les retards $S - P$ et les distances Δ , déterminées comme nous venons de l'expliquer:

Stations	$S - P$	Δ	Δ'
București	19 sec	189, kms	155 kms
Cernăuți	29	272	283
Sofia.	38	366	427
Simféropol	48	466	596
Budapest	50	499	612

En figurant les 5 stations sur une carte et en traçant, autour de ces stations, des circonférences de rayons égaux aux distances Δ ci-dessus, nous avons obtenu les arcs de cercles tracés en pointillé (fig. 2).



Ces arcs, on le voit, sont loin de se couper en un point unique; il ne peut être question d'une détermination de l'épicentre. Les discordances constatées sont dues au fait que nous avons utilisé une table de séismes de profondeur normale, pour étudier un séisme de profondeur anormale.

Par contre, en étudiant systématiquement le séisme, nous avons pu déterminer, pour la profondeur de son épicentre, la

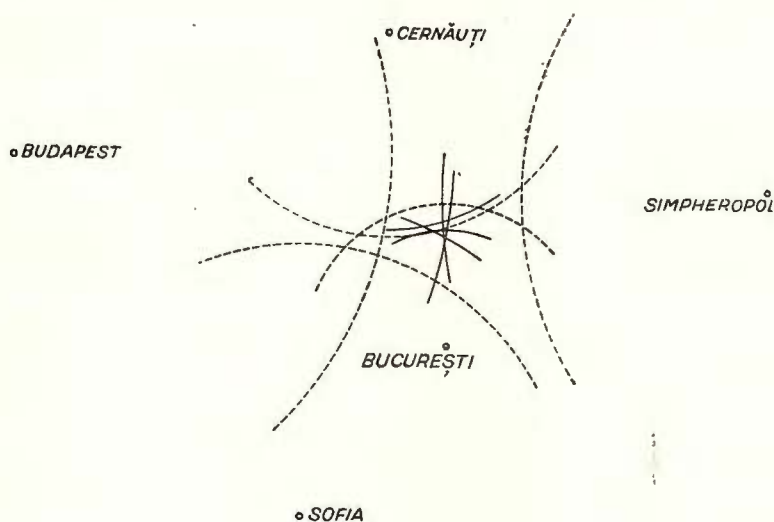


Fig. 2.

valeur de 170 kms. En utilisant cette fois-ci une table correspondant à la profondeur que nous venons d'indiquer, nous avons trouvé les valeurs exactes Δ' , des cinq distances épicentrales, valeurs qui se trouvent inscrites dans la dernière colonne du tableau précédent. Avec ces distances exactes Δ' , nous avons tracé, sur la même figure 2, les arcs de cercle en trait continu. Cette fois le résultat est évident, les arcs tracés s'interceptent presque rigoureusement en un point unique. L'épicentre peut donc être déterminé avec toute la précision désirable.

Par quels moyens peut on déterminer la profondeur d'un tremblement de terre?

Figurons sur la surface de la terre (fig. 3) l'épicentre E , et une station sismique A ayant enregistré le tremblement de terre.



Cette station se trouve à la distance épacentrale EA . Figurons en I l'hypocentre, à une grande profondeur. Les ondes sismiques se propagent de I en A suivant une ligne presque droite IA . C'est la longueur de cette ligne IA — distance hypocentrale — qui détermine le retard $S-P$ et non la distance épacentrale EA . En conséquence, si l'on utilise une table de séismes superficiels, comme si le foyer se trouvait en E , non en I où il se trouve réellement, on attribue à la distance épacentrale EA la longueur IA de la distance hypocentrale. On commet donc une erreur

d'autant plus forte que la différence $IA - EA$ est, elle-même, plus forte.

En réalité les choses ne se passent pas aussi simplement que nous venons de les présenter. L'accroissement des vitesses de propagation des ondes sismiques avec la profondeur, apporte d'import-

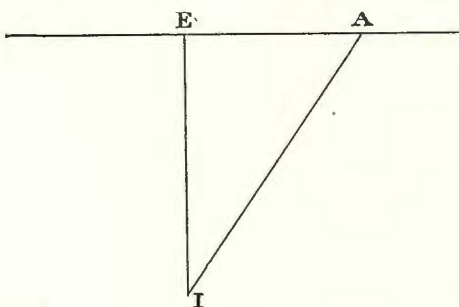


Fig. 3.

antes modifications sur lesquelles il serait trop long de nous arrêter. Il suffit de faire constater que, pour certains séismes, comme c'est le cas de nos tremblements de terre de Vrancea, les tables convenant très bien pour l'étude de l'immense majorité des séismes, ne sont plus valables. L'adoption de profondeurs convenables supprime toutes les discordances et permet de faire une théorie entièrement satisfaisante de ces séismes.

Le principe de la méthode de détermination des profondeurs réside, comme on le voit, sur l'évaluation de la distance hypocentrale IA en fonction de la distance épacentrale EA et de la profondeur. Ainsi posée, la question se réduit à un problème très simple de mathématiques élémentaires, sur lequel nous n'avons pas à insister.

Arrêtons-nous toutefois, quelque peu, sur le point suivant.

On conçoit sans peine que, dans ces déterminations, la valeur de la différence $IA - EA$ des distances hypocentrale et épacentrale joue un rôle de premier ordre: plus cette différence est grande, plus la détermination est précise. Or, il est évident

que cette différence, forte dans le voisinage immédiat de l'épicentre, décroît à mesure que nous nous éloignons de ce point, jusqu'à une certaine distance au delà de laquelle elle commence à devenir inappréciable.

Ce sont donc les observations des stations voisines de l'épicentre qui fournissent les données les plus importantes pour ces déterminations.

Il existe encore une méthode fort ingénieuse et très élégante pour la détermination des profondeurs des hypocentres. Avant

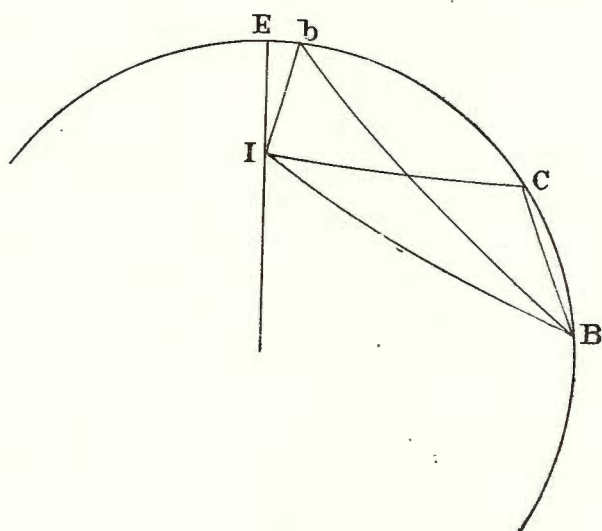


Fig. 4.

d'en parler, il convient de faire quelques remarques concernant les chemins suivis par les ondes sismiques.

Représentons (fig. 4) la surface de la terre et plaçons en I l'hypocentre d'un séisme profond. Une onde quelconque, P par exemple, part de l'hypocentre et arrive en B à une station sismique. Au même moment part une autre onde toujours P , qui se dirige sur un point b très proche de l'épicentre. En b cette dernière onde est réfléchiée par la surface de la terre et, en suivant le chemin bB , arrive, elle aussi, en B . Elle y arrive avec un certain retard sur la première onde P qui a parcouru la route directe IB . Il est manifeste que ce retard est d'autant

plus grand que l'hypocentre est lui-même plus profond. On conçoit donc que la mesure de ce retard conduise à la détermination de la profondeur.

L'onde qui a suivi la route directe IB est notée P , celle qui a suivi la route indirecte IbB est notée pP .

Mais au moment initial partent de l'hypocentre aussi des ondes transversales vers B et b . On trouvera donc sur les séismogrammes aussi les ondes S et sS .

La réflexion en b peut transformer les ondes longitudinales en ondes transversales et inversement; on aura donc aussi les ondes pS et sP .

Il y a encore des ondes qui arrivent en B après une réflexion en C , à mi-distance environ. On aura, par conséquent aussi des ondes PP , PS , SP , SS .

Il y en a d'autres qui arrivent en B après deux réflexions éloignées, les ondes PPP , PPS , PSP , SSS ...

Des ondes, enfin, qui pénètrent dans le noyau quasi-liquide du globe, SKS , PKS , SKP , $SKKS$, $SKSP$, $PSKS$...

Toutes ces ondes peuvent être doublées par d'autres ondes qui les suivent, avec certains retards, après une réflexion dans un point voisin de l'épicentre. On aura donc des ondes pPP , pPS ..., sPP , sPS ..., $pPPP$, $pSPS$..., $sPPP$, $sPPS$..., $pSKS$, $pPKS$..., $sSKS$, $sSKP$...

Toutes ces ondes peuvent servir à la détermination de la profondeur.

Il faut pourtant noter que les réflexions aux points tels que b , proches de l'épicentre, ne peuvent s'effectuer que sous certains angles; c'est pourquoi les ondes retardées, dont nous venons de parler, ne peuvent être enregistrées qu'à de grandes distances et, bien entendu, seulement dans le cas des séismes assez forts pour donner, même à de telles distances, des enregistrements bien détaillés.

La théorie, complétée par les données des observations, permet de calculer les retards de ces ondes secondaires pour toute profondeur et toute distance épicentrale. On arrive ainsi à dresser des diagrammes et des tables facilitant l'étude de ces tremblements de terre à foyer profond. Citons la « Chart of depth, time and distance for deep focus earthquakes, by G. J. BRUNNER,



S. J. Saint Louis University, 1935 ». Citons encore les magistrales tables, publiées en 1937, par GUTENBERG et RICHTER, les célèbres dirigeants du « Seismological Laboratory » de Pasadena, Californie. Ces dernières tables ont été éditées par le Bureau International de Séismologie de Strasbourg sous le titre « Données relatives à l'étude des tremblements de terre à foyer profond ». Elles donnent, pour toutes les distances épicentrales, et pour toutes les profondeurs hypocentrales, de 100, 200, 800 kms, les durées de parcours d'une cinquantaine d'ondes sismiques. Les séismologues du monde entier s'en servent et arrivent à des résultats des plus satisfaisants et concordants.

Peut-on dédaigner un travail d'une telle importance, sans même vouloir en prendre connaissance ?

C'est au moyen de cette très belle méthode que GUTENBERG et RICHTER ont étudié jusqu'à présent près de 300 tremblements de terre à foyer profond du monde entier. Ils ont publié les résultats auxquels ils sont parvenus dans le *Bulletin de la Société Géologique d'Amérique*, vol. 49 et 50, sous le titre « Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes ». Dans le premier de ces deux mémoires on trouve une carte montrant que, dans toute l'Europe, il n'y a qu'un seul foyer profond de tremblements de terre, celui de Vrancea, en Roumanie.

* * *

Nous ne saurions terminer sans attirer tout particulièrement l'attention sur l'importance capitale que présentent les recherches de séismologie en Roumanie. Nous avons montré l'importance des observations effectuées à proximité des épicentres. En ce qui concerne l'important foyer de Vrancea, unique en Europe, ce n'est qu'en Roumanie qu'on peut faire de telles observations. C'est donc à nous qu'il incombe de faire ces observations.

Mais objectera-t-on, certains géologues n'admettent pas la possibilité de foyers plus profonds de quelques dizaines de kilomètres. Nos séismes seraient, d'après ces géologues, pareils à tant d'autres. Pourquoi consentirions nous à des dépenses pour l'étude de ces phénomènes, assez bien connus ?



A cette éventuelle objection, nous opposons le fait que les tremblements de terre dont le foyer se trouve, selon les plus grands séismologues du monde, dans notre Vrancea, selon les géologues et surtout selon certains géographes en divers autres points, sont essentiellement différents de l'immense majorité des séismes ordinaires; ce sont des tremblements de terre uniques en Europe. Abstraction faite des différences de moindre importance, dues aux conformations géologiques locales, ces tremblements de terre agitent, avec leur maximum d'intensité macroséismique, une très grande aire de la surface du globe, toujours la même, s'étendant du Danube et de l'Olt jusque dans le nord de la Moldavie. Toute cette énorme aire se met en branle au même moment — à quelques secondes près — et non progressivement, comme il serait naturel si les choses se passeraient en surface.

Ajoutons encore que tous ces séismes se font sentir d'abord par des oscillations verticales jusqu'à des distances dépassant les 200 kms. Ce sont évidemment les premières oscillations dues aux ondes longitudinales *P*, des oscillations — compressions et dilatations — s'exécutant dans la direction de propagation. Si la profondeur du foyer ne peut pas dépasser les 20 ou 30 kms, ces ondes longitudinales, arrivées à des distances de 150—200 kms, devraient produire des secousses presque horizontales. Pourquoi se font-elles sentir verticalement?

Voilà, entre autres, trois problèmes d'importance capitale, que les séismologues ont posés et résolus.

Admettons cependant que les plus célèbres séismologues du monde se trompent dans leurs déductions et dans leurs calculs. Admettons qu'il ne peut y avoir des tremblements de terre à foyer aussi profond. Dans cette hypothèse même, les trois problèmes que nous venons de formuler restent toujours à résoudre dans le cadre des séismes de Roumanie, par les roumains.

Quelles observations devons nous faire?

Les observations macroséismiques ont, certes, une grande importance; une cheminée démolie, une maison avariée permettent aux géologues d'en tirer d'intéressantes et précieuses conclusions; mais c'est seulement par les données quantitatives si précises fournies par les appareils séismiques que l'on peut déterminer la position exacte des épicentres. C'est d'autant plus



difficile à préciser un épïcêtre moyennant des observations macroséismiques seules, lorsqu'il s'agit — comme c'est le cas des séismes roumains dont nous parlons ici — de tremblements de terre se faisant sentir sur des surfaces si étendues. Les effets macroséismiques dépendent, comme l'on sait, en bonne partie, des conformations géologiques locales et les observations macroséismiques peuvent laisser passer des erreurs sur la détermination des épïcêtres. L'épïcêtre n'est pas nécessairement le point où les effets macroséismiques sont les plus forts. On peut citer bien des cartes macroséismiques, dressés par de grands géologues, sur lesquelles l'épïcêtre se trouve placé précisément dans des zones des plus faibles intensités macroséismiques. C'est là un fait dont on doit tenir compte.

Il nous faut donc un service séismologique roumain, bien organisé à tous points de vue, lequel soit mis à la disposition de ceux qui ont déjà travaillé et ont fait leurs prevues en séismologie.

L'organisation d'un service séismologique en Roumanie demanderait les réalisations suivantes:

Installation de deux autres stations de premier ordre, l'une à Timisoara, l'autre en Moldavie septentrionale.

Installation de 8 à 10 stations séismiques secondaires, pourvues d'appareils robustes et de faibles grossissements, dont l'emplacement devra être judicieusement choisi.

Organisation d'un réseau de stations macroséismiques dans toute l'étendue du pays.

Tous les appareils nécessaires à ces stations peuvent être construits à l'Observatoire de Bucarest. Ces appareils seraient pour le moins aussi bons que les quelques types d'appareils commercialisés par certains étrangers — j'insiste particulièrement sur ce point — mais à des prix incomparablement plus avantageux.

Une somme de seulement 500.000 lei pourrait couvrir les frais de construction de tous ces appareils.

Enfin, qu'il me soit permis d'attirer tout particulièrement l'attention sur la station séismique de Bucarest, qui s'est fait connaître par une activité très honorable en prenant activement part aux travaux des grandes institutions internationales de séis-



mologie d'Europe et d'Amérique, mais qui n'a pas encore obtenu les moyens de travail.

— M. MIRCEA PAUCĂ. — Espèce nouvelle de poisson fossile provenant du Pliocène de Tg.-Jiu (départ. de Gorj).

Les dépôts pliocènes de la rive gauche du Jiu, à Tg.-Jiu, consistent en marnes massives à intercalations très feuilletées, dont l'aspect rappelle parfois beaucoup celui des schistes dyso-diliques de l'Oligocène. Elles en diffèrent cependant par leur couleur bien plus claire, fait qui est dû à l'absence de substances bitumineuses. A l'oeil nu on peut constater qu'elles consistent en feuillets de couleur bleu noirâtre à nuance verte, et dont l'épaisseur est inférieure à un mm; il y a aussi des feuillets bien plus minces encore, de couleur plus claire, presque blanche. L'âge de ces dépôts était considéré jusqu'ici comme pontien ¹⁾. Les recherches plus récentes semblent conduire à la conclusion qu'ils appartiendraient au Méotien ²⁾.

De ces schistes, j'ai décrit en 1931 ³⁾ un échantillon très bien conservé d'*Alosa nordmanni* ANTIPA, espèces migratrice qui vit encore aujourd'hui dans le NW de la Mer Noire, d'où elle passe périodiquement dans le Danube. En 1935, j'ai déterminé ⁴⁾ d'autres régions du départ. de Gorj (Bârsăști, Runcu, etc.). *Labrax lupus* Cuv., *Gadus* sp., et *Alosa* sp., poissons trouvés dans une marne de couleur également bleu-noirâtre, mais qui se présente plutôt sous une forme massive, ou moins apparemment stratifiée, du fait de la rareté des intercalations très minces à nuance plus claire.

Notre regretté confrère FREY, de la Société « Concordia », a mis à notre disposition une riche collection (environ 15 exemplaires) de poissons récoltés par lui, en 1938, dans le même gisement fossilifère de Tg.-Jiu.

¹⁾ I. P.-VOITEȘTI. Privire generală asupra structurii și evoluției morfologice și geologice a județului Gorj. *An. Liceului « Tudor Vladimirescu »*, Tg. Jiu, 1935.

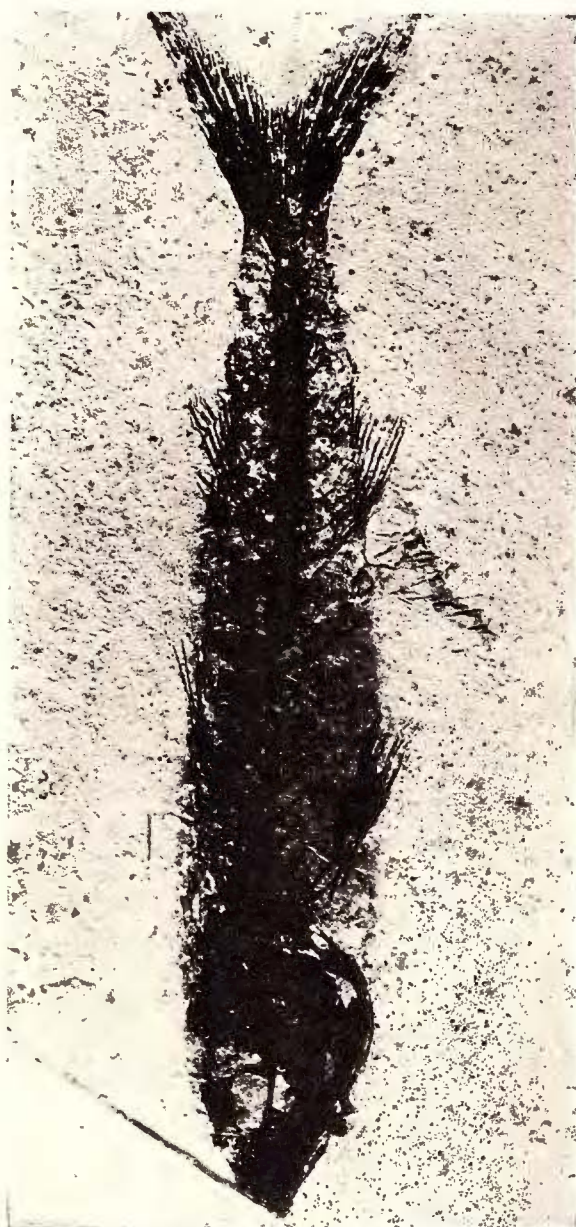
²⁾ Communications orales de MM. FREY et M. G. FILIPESCU.

³⁾ PAUCĂ MIRCEA. *Alosa nordmanni* ANTIPA aus dem Pontien von Tg. Jiu. *Ac. Roum. Bull. Sect. Sc.*, XIV, p. 106—108, București, 1931.

⁴⁾ PAUCĂ MIRCEA. Poissons fossiles du Pontien de l'Olténie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, vol. II, p. 98—103, București, 1935.



M. PAUCĂ. Poisson fossile du Pliocène de Tg. Jiu



C. R. Inst Géol. Roum. t. XXVII



Institutul Geologic al României

Cette collection consiste en échantillons déterminables comme *Alosa nordmanni* ANTIPA et *Labrax lupus* CUV., dont la première est représentée par un nombre d'échantillons de beaucoup supérieur à la deuxième. Mais en dehors de ces deux espèces nous avons constaté l'existence, dans la même collection, d'un poisson entier et très bien conservé, dont la détermination a montré qu'il s'agit d'une forme encore inconnue dans la faune fossile. C'est,

Mugil freyanus n. sp. (voir la planche).

L'échantillon étudié présente une longueur totale de 122 mm, dont 22 mm pour la nageoire caudale. La forme générale du corps est celle d'un fuseau un peu épaissi à l'un des bouts. Le maximum de largeur est atteint à la tête, dans la région operculaire, où l'on peut mesurer 19 mm. A partir d'ici la hauteur diminue graduellement jusqu'au pédoncule caudal, où elle est de 8 mm seulement. La distance entre les sommets des deux lobes de la nageoire caudale est de 28 mm.

La tête présente un museau pointu, dont le niveau se trouve à la moitié de la hauteur du corps. Sa longueur, en comptant celle de l'appareil operculaire, est de 26 mm. L'ouverture bucale mesure seulement le tiers environ de la longueur totale de la tête.

La première nageoire dorsale commence de suite après le premier tiers du corps; elle est formée de quatre épines, caractéristiques aux espèces de ce genre; de ces épines, les trois premières sont également longues et très rapprochées. Les os interneuraux correspondant à ceux-ci s'appuient sur la 5-e et la 6-e vertèbre abdominale; la quatrième épine est de moitié moins longue, et se trouve à une distance d'une moitié de vertèbre des premières.

La deuxième dorsale consiste en deux épines et approximativement dix rayons; de ceux-ci, le premier atteint le maximum de hauteur. Les os interneuraux correspondants s'appuient sur les vertèbres 2 jusqu'à 6 caudales.

Les nageoires pectorales sont moins bien conservées; toutefois, on peut y constater la présence de plus de dix rayons, et leur position dans la moitié supérieure du corps.



Les nageoires ventrales se trouvent à moitié distance des pectorales et de la première dorsale.

La nageoire anale consiste en deux épines et douze rayons, dont le premier atteint le maximum de hauteur. Les épines interhémales qui leur correspondent s'appuient sur les premières six vertèbres caudales.

La nageoire caudale consiste en six rayons de chaque lobe, en un rayon médian et en trois rayons, courts et épais, de chaque côté extérieur des lobes. Elle s'appuie sur l'os hypural et sur les apophyses très allongées des dernières deux vertèbres.

Parmi les os de la tête, les plus évidents sont le frontal, l'operculaire en forme de triangle isocèle à côtés convexes, puis le suboperculaire de forme semicirculaire, et l'os carré. L'orbite est grande et traversée dans sa moitié inférieure par le basi-sphénoïde.

La colonne vertébrale présente un aspect faiblement arqué, la concavité étant dirigée vers le haut. Elle montre les vingt-quatre vertèbres caractéristiques pour le genre *Mugil*, à savoir 11 abdominales et 13 caudales. Les vertèbres abdominales sont près de deux fois plus longues que hautes, et d'une constitution plus délicate que les caudales. Les deux premières se distinguent avec quelque difficulté, étant placées sous l'opercule et sous la base des nageoires pectorales. Les vertèbres caudales sont une fois et demie plus longues que hautes et très robustes.

Du genre *Mugil* on connaissait jusqu'à présent seulement deux espèces fossiles: l'une, *M. princeps* AG., d'Aix-en-Provence et la deuxième, *M. radobojanus* KRAMB., du Sarmatien de Croatie ¹⁾. Les deux se trouvent dans des dépôts d'eau assez adoucie. Le caractère de poisson migrateur que possèdent les espèces actuelles du genre s'est donc fixé dès l'apparition du genre, pendant le Miocène.

Comparé aux espèces fossiles de *Mugil* décrites jusqu'à présent ²⁾, *Mugil freyanus* diffère en particulier par sa forme un peu plus allongée. Il est possible que ce caractère soit cependant dû à l'âge jeune de l'échantillon.

¹⁾ KRAMBERGER D. Die jungtertiäre Fischfauna Croatiens. *Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns*, vol. II, Wien, 1896.

²⁾ WOODWARD A. S. Catalogue of fossil fishes. Part. III, London.



Après *Alosa nordmanni* et *Alosa* sp., *Mugil freyanus* c'est la deuxième espèce migratrice entre le haute mer et les lacs littoraux qui soit connue du Pontien de Tg.-Jiu. Les autres deux espèces connues du Pliocène du NW de l'Olténie, *Gadus* sp. et *Labrax lupus*, sont des Poissons caractéristiques pour des eaux à salinité normale ou pour les eaux saumâtres.

— M. M. PAUCĂ. — Carnivores du Quaternaire supérieur des environs de Bucarest¹⁾.

Séance du 17 mars 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. TH. KRÄUTNER. — Les dépôts mésozoïques dans la région des sources du Someșul Cald et de Vlădeasa (départ. de Bihor).

Le massif éruptif de Vlădeasa domine vers l'E et le SE une zone de dépôts mésozoïques, comprise entre les roches éruptives au N et les schistes cristallins du Gilău au S. Cette zone commence au NE, sous le sommet de Vlădeasa, par une série de klippes isolées, séparées par des lignes de faille et de fracture et entourées par les roches éruptives. Vers le SW, dans la région des sources du Someșul Cald, les dépôts mésozoïques constituent une zone continue, correspondant à un « graben », ou à un petit bassin affaissé. Au N, ils viennent en contact avec les roches éruptives de Vlădeasa; mais au S le Mésozoïque est limité par une faille, qui le met en contact anormal avec les schistes cristallins du Gilău et leur couverture sédimentaire normale affleurant dans Măgura Vânăta et Vărășoaia. Cette ligne de fracture est caractérisée par l'apparition de quelques filons de roches éruptives dacitiques.

Le Mésozoïque de la région des sources du Someșul Cald fait partie du « facies de Bihor » du Mésozoïque. Il n'y a que dans la partie nord que ces sédiments soient recouverts (chevau-

¹⁾ Publié, en allemand, dans *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.*, t. XXIV, No. 3, p. 220. București 1941.



chés) par une étroite bande de quartzites et de conglomérats permien (Verrucano), qui doivent être parallélisés avec l'échelle inférieure de la série charriée, développée sous le « facies de Codru ». Cette ligne de chevauchement se continue vers le SW dans la ligne du Bulz, qui sépare ici aussi, dans le SW, le facies charrié de Codru au N, du facies autochtone de Bihor au S. Dans les klippes mésozoïques de la partie orientale de Vlădeasa, ces deux facies se trouvent représentés, leurs rapports tectoniques étant toutefois plus compliqués. Au bord ouest du bassin mésozoïque de la région des sources du Someșul Cald, les lignes marginales de fracture du « graben » se rencontrent sous un angle aigu.

La nature de « graben », c'est-à-dire l'effondrement du Mésozoïque dans la région des sources du Someșul Cald, fait que les sédiments triasiques n'y affleurent pas; le Jurassique y présente par contre une vaste répartition. Dans la partie orientale de Vlădeasa, la tectonique est un peu plus compliquée du fait des éruptions récentes, qui ont recouvert en partie les sédiments mésozoïques, dont il affleure seulement quelques klippes isolés.

Les premières indications sur la géologie de la région sont dues à A. KOCH ¹⁾ qui, à l'occasion d'excursions dans la région d'Onceasa, a recueilli une série de fossiles liasiques. Le premier lever géologique a été fait par G. PRIMICS ²⁾, en 1889 et 1890. En ce qui concerne la stratigraphie, cet auteur y a trouvé de nouveaux fossiles dans les dépôts liasiques. Il est le premier qui ait considéré, en 1890, les quartzites blancs et les conglomérats rouges comme du Lias inférieur, au lieu de Permien comme on les avait estimés jusqu'alors.

¹⁾ KOCH A. und DEZSÖ. Bericht über einen Besuch der Knochenhöhle Onceasa und vergleichende Studien am Skelett von Ursus spelaeus. *Erd. Mus. egyl. Évk.*, I, 1876, p. 129.

²⁾ PRIMICS G. Über die Spuren des Höhlenbären in Ungarn und das Resultat der jüngsten Ausgrabungen in der Höhle von Onceasa. *Földt. Közl.*, XVI, 1886, p. 344—381.

— Bericht über die geologische Detailaufnahme im Vlădeasa-Gebirgszug des Kolozs-Biharer Gebirges. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1889, p. 66—79.

— Skizzenhafter Bericht über die im nördlichen Teile des Bihar-gebirges im Jahre 1890 bewerkstelligte geologische Detailaufnahme. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1890, p. 44—62.



En 1905, I. v. SZADECKZY ¹⁾ reprend l'étude de la région. Il revient à l'ancienne idée sur l'âge des quartzites et des conglomérats, qu'il attribue de nouveau au Permien. Le même auteur découvre dans la région le Dogger moyen, sous le facies de calcaires à *Stephanoceras humphriesianum* Sow. En ce qui concerne la tectonique, il reconnaît l'affaissement en graben du Mésozoïque.

Une description détaillée est présentée, en 1910, par PÁLFY, SZONTAGH et ROZLOZSNIK ²⁾, qui s'occupent de près du Lias, et qui reprennent l'idée d'un âge liasique pour les quartzites et les conglomérats rouges, en en faisant du Lias inférieur. La nature de graben est confirmée.

En 1913, PÁLFY ³⁾ essaye, sur la base d'investigations plus étendues, une interprétation de la tectonique de la région dans le sens d'un grand pli couché, essai qui — à notre avis — ne peut être considéré comme réussi. PÁLFY reconnaît toutefois que le Mésozoïque de la région appartient au facies de Bihor. En 1914, PÁLFY ⁴⁾ continue ses levers vers le NE, dans la partie orientale de Vlădeasa, et décrit les klippes mésozoïques de la contrée de Piatra Arsă et Pietrile Albe-Valea Seacă; il étudie aussi les dépôts du Crétacé supérieur, fossilifères, de la partie orientale de Vlădeasa, signalés déjà par PRIMICS.

En 1915, L. v. LÓCZY jun. ⁵⁾ détermine quelques Ammonites calloviennes de la région des sources du Someșul Cald.

Stratigraphie. I. Le cadre du graben. Schistes cristallins. Les schistes cristallins du massif de Gilău constituent,

¹⁾ SZADECKZY I. v. Bericht über die im Jahre 1905 im Bihargebirge vorgenommene geologische Aufnahme. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1905, p. 144—151.

²⁾ SZONTAGH, T., PÁLFY, M. und ROZLOZSNIK, P. Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1910, p. 84—98.

— Beiträge zur geologischen Kenntnis des zentralen Teiles des Bihargebirges. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1911, p. 107—114.

³⁾ PÁLFY M. Geologische Notizen aus dem Bihargebirge. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1913, p.

⁴⁾ — Geologische Beobachtungen aus dem Bihargebirge und der Ostseite der Vlădeasa. *Jahresb. ung. geol. A. f.* 1914, p. 333—344.

⁵⁾ LÓCZY L. v. jun. Monographie der Villányer Callovien-Ammoniten. *Geologica Hungarica*, I, 3—4, 1915.



vers le S et vers l'E, le cadre cristallin de la zone mésozoïque des sources du Someșul Cald. Ils viennent en contact anormal avec le Mésozoïque du bassin le long d'une faille dirigée E-W jusqu'à ENE-WSW. Ce cristallin est représenté par des schistes sérícito-chloriteux, qui en certains endroits contiennent des porphyroblastes d'albite (vallée du Someșul Cald); souvent ces schistes sont très riches en quartz; ils montrent bien des fois un plissement très serré. En dehors de schistes, on trouve aussi des phyllites, comme aussi des schistes chlorito-épidotiques. La biotite est très rarement rencontrée dans ces roches.

Vers l'E, les schistes cristallins deviennent plus métamorphiques. Ils passent le long de la vallée du Someșul Cald à des micaschistes à grenats typiques, qui sont très développés en particulier dans la région de Cuciulata et de Răchitele. Les intercalations d'amphibolites et de schistes amphiboliques sont très rares.

Dans la région des sources du Someșul Cald, les schistes cristallins avancent en forme de triangle vers l'W. Vers le N, ils s'arrêtent à la faille limite du bassin, tandis qu'au S ils sont recouverts en discordance par les sédiments habituels mésozoïques autochtones, développés sous le facies de Bihor.

Nous présentons de suite la description de ces sédiments, en commençant par les plus anciens.

Verrucano-Trias inférieur. Vers le S, dans la région de Măgura Vânăță, le cristallin est surmonté par les sédiments du Verrucano et du Trias inférieur. A Măgura Vânăță, ces sédiments commencent à l'altitude de 1380—1400 m, par des conglomérats quartzitiques. Suivent au-dessus et sur une grande épaisseur des quartzites rouges disposés en bancs épais, qui forment la plus grande partie du massif de Măgura Vânăță. Vers le SE, ces sédiments traversent Valea Izbucului — où les quartzites présentent de puissantes intercalations de grès micafères rouges et verts — pour se retrouver dans Piciorul Bătrânei. D'ici, par Valea Călineasa, ils passent dans le Dealu Hireșului. Vers le NW, la série de Măgura Vânăță se retrouve dans la vallée du Someșul Cald. Sur les pentes nordiques de Măgura Vânăță, affleure, sous les conglomérats et les quartzites, une série de schistes phylliteux, lustrés, de couleur rouge et verte, qui



contiennent en intercalations quelques lentilles de porphyres pressés. Ces roches manquent sous le sommet de Măgura Vânăță, où la série qui nous occupe débute par des conglomérats à éléments de quartz. La série schisteuse phylliteuse à intercalations de porphyres correspond au Permien inférieur de l'ancienne classification. Si cependant nous attribuons aux conglomérats et aux quartzites un âge werfénien, en les faisant passer dans le Trias inférieur, il reste alors pour la série sernifitique-phylliteuse un âge permien. L'absence d'affleurements nets empêche de voir le mode dont se termine cette série vers Măgura Vânăță et de comprendre la raison de son absence dans le sommet de ce massif.

Les quartzites triasiques inférieurs passent parfois vers le haut à des schistes rouges et verts finement stratifiés qui, à leur tour, passent à des calcaires et des dolomies anisiens. Ces schistes représentent sans doute les couches de Werfen.

Trias moyen. Dans le S et le SW, les dépôts werfénien sont suivis par des dolomies et des calcaires de couleur foncée. Comme ces calcaires ne font pas partie de notre région, nous n'entrerons pas en des détails à leur sujet. Nous mentionnons à leur égard le travail de PÁLFY, ROZLOZNIK et SZONTAGH, paru en 1910 (v. note p. 81).

Trias supérieur. Les dolomies et les calcaires du Trias moyen sont recouverts par une série très puissante de calcaires blancs, massifs, qui souvent présentent des veines rouges et une structure saccharoïde. Ils sont répandus surtout dans Valea Bulzului, à Boga et Piatra Boghii. Ces calcaires n'ont pas non plus des affleurements dans notre région (v. le travail déjà mentionné).

Dans la partie nord de Măgura Vânăță, on trouve cependant au contact direct des quartzites permien-triasiques inférieurs, plusieurs klippes de faibles dimensions de calcaires blancs, qui ressemblent beaucoup aux calcaires triasiques supérieurs du sommet de Vărășoia. On trouve de telles klippes aux environs de la cote 1381 (Poiana). SZÁDECZKY rappelait en 1905 des klippes tithoniques au N de Măgura Vânăță. Il est probable qu'il est question de nos klippes. Comme nous le montrerons de plus près dans la partie tectonique de ce travail, ces klippes sont exac-



tement situées le long de la ligne de fracture méridionale, qui sépare les schistes cristallins et leur couverture sédimentaire, des sédiments affaissés du bassin mésozoïque de la vallée du Someșul Cald. Vers le N, ces klippes sont normalement recouvertes par le Lias inférieur. Leur roches diffèrent d'ailleurs pétrographiquement des calcaires tithoniques par une cristallinité un peu plus élevée.

II. *Les dépôts mésozoïques à facies de Bihor dans la région des sources du Someșul Cald.* Comme nous l'avons dit dans l'introduction, les sédiments mésozoïques du bassin commencent avec le Lias, suivi par le Dogger, et celui-ci par le Malm-Tithonique.

Lias inférieur. Cette subdivision est représentée, dans le facies de Bihor, par des dépôts détritiques, conglomérats et quartzites, très puissants. La série présente de grandes analogies avec le Verrucano et a été considérée comme permienne, aussi bien dans notre région, que dans le reste des Monts du Bihor et dans Pădurea Craiului (voir l'historique de la question). Dans la plupart des cas, la position stratigraphique et tectonique de ce complexe est, comme le montre la carte, très nette, de sorte qu'il ne peut rester de doute sur son âge liasique inférieur. Ceci, surtout si l'on prend en considération ses rapports dans Pădurea Craiului et le reste des Monts du Bihor. Une autre preuve en ce qui concerne son âge, c'est aussi la récurrence du facies des quartzites dans le Lias moyen, qui est fossilifère. Quant au Lias inférieur, il ne renferme pas des fossiles; en plusieurs endroits cependant on observe un passage graduel au Lias moyen bien caractérisé.

Le Lias inférieur est très répandu dans le « graben » de la région des sources du Someșul Cald. Il est particulièrement développé dans sa partie méridionale et s'étend au loin vers le N sous les dépôts supérieurs, le long des vallées. Dans le N, ces sédiments constituent aussi une bande orientée W-E, qui affleure dans les vallées du Ponor et de l'Onceasa.

On remarque un beau développement du Lias inférieur, dans la zone qui s'étend depuis la vallée du Someșul Cald, du SW au NE, à travers Valea Alunului Mic et le sommet Alunul, jusque dans la vallée du Ponor; cet affleurement sépare ainsi les deux massifs de calcaires tithoniques. Les grès et les schistes prédo-



minent dans la partie inférieure de la série, la supérieure offrant surtout des quartzites blancs et rouges, et aussi des conglomérats.

Lias moyen et supérieur. Le Lias moyen est représenté dans la région par des calcaires sableux, passant à des calcaires foncés à veines de calcite. Dans certains endroits, on remarque des bancs de quartzites, qui sont identiques à ceux du Lias inférieur, et qui représentent une intéressante récurrence de facies. Les calcaires peuvent devenir aussi marneux, ce qui s'observe surtout dans la partie supérieure de la série. Dans la vallée d'Onceasa, on trouve des calcaires un peu bitumineux.

Ces sédiments appartiennent, d'après les restes organiques qu'ils renferment, au Pliensbachien et au Domérien. Le Lias supérieur, le Toarcien, est représenté par des marnes gris brun, à cassure fine et qui contiennent des restes d'Ammonites.

Cet ensemble est assez fossilifère, fait qui a permis son identification par les premiers géologues qui ont parcouru la région, KOCH et PRIMICS. Voici la liste des formes connues jusqu'à présent dans le Lias moyen:

Pecten liasinus NYST.

Pecten sp.

Pecten aequivalvis SOW.

Gryphaea sp.

Gryphaea cymbium GOLDF.

Avicula inaequalis SOWERBY

Amaltheus margaritatus MONTF.

Phylloceras costatoradiatum STM.

Belemnites paxillosus SCHLOTH.

Belemnites cf. *paxillosus* SCHLOTH.

Belemnites sp.

Rhynchonella cf. *austriaca* SUESS

» *senta* DAVIDS.

» *variabilis* SCHOLTH., var. *bidens* PHILL.

Terebratula subcornuta QUENST.

» cf. *punctata* SOW.

Waldheimia numismalis LAMK.

Spiriferina haueri SUESS

» *rostrata* SCHOLTH.



Ont été citées du Lias supérieur:

Pecten sp.

Ammonites sp.

Harpoceras radians REIN.

Hildoceras bifrons BRUG.

Coeloceras sp.

Belemnites cfr. *paxillosus* SCHOLTH.

Spiriferina rostrata SCHOLTH.

» *haueri* SUESS

Le Lias moyen et supérieur affleurent toujours ensemble, en étroite connexion, tandis que le Lias inférieur offre une répartition moins régulière du fait de l'intervention de failles et de fractures.

Le Lias moyen et supérieur sont représentés, dans le S de la région, par une zone étroite au S du sommet Chicera-cu-Colac. Cette zone se prolonge vers l'W, à travers Valea Ponorului, vers la vallée d'Alunu Mic, dont le profil détaillé a été plusieurs fois décrit par les auteurs. A partir d'ici, le Lias moyen et supérieur passent dans la vallée du Someșul Cald. Les deux subdivisions sont bien représentées également dans Valea Alunului Mare (Valea Seacă), comme aussi aux sources du Someșul Cald, dans la région de Cuciulata et jusqu'à Fântâna Arsă. Dans la vallée d'Alunu Mic, les quartzites liasiques inférieurs supportent des marnes calcaires appartenant au Lias moyen et supérieur.

Dans le N du bassin affaissé, le Lias moyen et supérieur ont également une grande extension. Dans les vallées tributaires de celle d'Alunu Mare-Valea Seacă, les calcaires du Lias moyen se trouvent en contact anormal avec les calcaires tithoniques. Ces deux sous-étages peuvent être suivies, à partir d'ici, à travers la région des sources de l'Alunu Mare, jusqu'à Poiana Onceasa. Ils se continuent dans Valea Onceasa; ils offrent de beaux affleurements dans cette vallée, où ils recouvrent le Lias inférieur. Le Lias moyen et supérieur sont aussi bien développés à l'E de Valea Ponorului, pouvant être suivis vers le N jusqu'à Micău, et au S jusqu'au Vârtopel. Dans ce dernier endroit, les marnes schisteuses du Lias supérieur affleurent dans une belle dépression, environnée par des calcaires tithoniques. D'ici, le Lias



moyen et le supérieur peuvent être suivis vers l'E jusque dans Valea Feiriei.

Dogger. Le Dogger est connu dans la région seulement sporadiquement, ce qui est le cas aussi du reste des Monts du Bihor et de Pădurea Craiului. Les fossiles sont particulièrement rares. L'Aalénien qui, dans Pădurea Craiului, ressemble fortement au Lias supérieur, n'a nulle part été observé dans notre région. Le Bathonien peut y être représenté par quelques couches de grès jaunes schisteux, affleurant dans le N, dans le contrefort qui mène de Valea Ponorului à Piatra de Gard. Ces affleurements sont toutefois peu nets, la contrée étant très boisée. Le Dogger moyen et supérieur ont été cependant mis en évidence par des trouvailles heureuses de fossiles en plusieurs endroits. Ainsi SZADECKZY a récolté *Stephanoceras humphriesianum* Sow. (déterminé par M. SIMIONESCU), dans un calcaire marneux sableux, aux pieds de Cuciulata; ce fossile démontre l'existence du Bajocien. De leur côté, PÁLFI, ROZLOZNIK et SZONTAGH rappellent aussi un calcaire rouge oolithique, au-dessus du Lias supérieur de Cuciulata, et qui est recouvert à son tour par un calcaire clair, qui probablement appartient aussi au Dogger. Ces auteurs ont signalé également, dans Valea Alunului Mare, l'existence de calcaires doggeriens. Dans la vallée du Someșul Cald, on trouve en plusieurs endroits un calcaire rouge en plaques, à la base des calcaires jurassiques supérieurs.

L. LOCZY jun. a eu l'occasion de déterminer, dans une faune récoltée par PÁLFI dans le bassin du Someșul Cald, et provenant d'un calcaire sableux-bréchoïde un peu métamorphique, quelques formes caractéristiques pour le Bradfordien supérieur et le Callovien inférieur. Voici ces formes :

Stepheoceras extinctum ROL.

» *rectelobatum* HAUER.

» *bullatum* d'ORB.

Macrocephalites macrocephalum SCHL.

Lytoceras aff. *adeloides* KUD.

, *Pleurotomaria* sp.

Il y a donc des preuves paléontologiques pour affirmer la présence dans notre région, de deux zones doggeriennes, la zone



à *Stepheoceras humphriesianum* (Bajocien) et la zone à *Macrocephalites macrocephalum* (Callovien).

Malm-Tithonique. Les sédiments doggeriens passent à leur partie supérieure à des calcaires blancs, massifs, d'âge malm-tithonique. A leur base, ces calcaires offrent un développement quelque peu différent, étant représentés par des calcaires foncés, en plaquettes ou en bancs minces, calcaires qui ressemblent jusqu'à un certain degré aux calcaires de Gutenstein (Trias moyen). Ils affleurent dans de bonnes conditions en plusieurs endroits, p. ex., dans les défilés du Someșul Cald, au-dessous du sommet Cuciulata. Vers le haut, ces calcaires passent aux calcaires typiques du Malm-Tithonique, la plupart du temps massifs, sans trace de stratification.

En ce qui concerne leur répartition, ils débutent dans l'E. de la région formant les klippes isolées de Valea Seacă-Pietrile Albe, puis les klippes de Valea Stanciului et de Piatra Arsă et, plus au S, les klippes du Prislop. A commencer à l'E de Valea Feiriei, ces calcaires forment des plateaux plus hauts et assez étendus. Ils peuvent être suivis de Valea Feiriei vers l'W, par Humpleul, Vârtopel, Valea Ponorului, Piatra Alunului, Valea Alunului Mic, Runcul Ars, Valea Someșului Cald, sous la forme d'un plateau plus large. Son maximum de largeur se trouve sur la coupe Chicera cu Colac-Humpleul-Vârtopel. Ce plateau présente une morphologie typique de karst, à dolines et autres dépressions plus considérables sans écoulement (Humpleul, Vârtopel). Ce relief ne figure pas sur les feuilles respectives de la carte topographique de la région, qui offrent une image complètement fautive de cette contrée.

Plus à l'W, s'étend un autre plateau calcaire, séparé du précédent par des sédiments lias-doggeriens. Il s'étend également du NE au SW, comme le premier. Il débute à l'W de Valea Ponorului, par le rocher calcaire où se trouve la grotte d'Onceasa, et peut être suivi d'ici, par Piciorul Alunului et Valea Alunului Mare, jusqu'au delà de Cuciulata.

Dans le N de la région, on trouve aussi quelques klippes peu étendues formées par les mêmes calcaires.

Gisements de bauxite liés aux calcaires du Malm-Tithonique. I. v. SZÁDECZKY a remarqué



dans la région, déjà en 1905, plusieurs affleurements de bauxite que nous avons retrouvés. Voici ces affleurements:

1. Dans l'ensellement entre Obârșia Văii Alunului Mic et Poiana Onceasa, on observe quelques blocs de bauxite, dans le chemin qui conduit à Onceasa. On n'y a pas trouvé des gisements proprement dits mais, en considérant la configuration du terrain, on peut penser que ces matériaux ne peuvent provenir que du proche voisinage.

2. Dans Valea Ponorului, à droite, là où la vallée forme des gorges dans les calcaires tithoniques, des blocs de bauxite se trouvent à côté du chemin qui passe dans les gorges; ces blocs proviennent probablement de Piatra Alunului. Ici non plus la bauxite n'est pas en place.

3. Sur les calcaires tithoniques au-dessus de Peștera Onceasa, dans la forêt, se remarquent bien des blocs de bauxite qui, d'après toutes les apparences, se trouvent ici en place. D'autres blocs se trouvent à l'W de ce point, le long du chemin qui mène à Poiana Onceasa.

Dans tous ces cas, la forme de gisement ne peut être précisée sans recherches spéciales: on n'y remarque autre chose que des blocs isolés. C'est le fait qui empêche de voir si ces bauxites sont recouvertes par des calcaires néocomiens. Dans tous les cas, ces bauxites offrent de grandes analogies avec celles de Pădurea Craiului et du reste des Monts du Bihor pour tout ce qui a trait à leur genèse et leur situation géologique. Elles se trouvent d'ailleurs à une distance de seulement 12 km des bauxites les plus proches des Monts du Bihor-Valea Galbenă.

Les klippes mésozoïques de la partie orientale de Vlădeasa. Dans le N et le NE de la région, se trouvent plusieurs klippes de faibles dimensions de calcaires mésozoïques, surtout de calcaires tithoniques. Ces klippes surmontent en certains endroits les schistes cristallins, et se trouvent directement entourées par les roches éruptives plus récentes de Vlădeasa. Voici ces klippes:

1. Une petite klippe de calcaires tithoniques se trouve dans Valea Feiriei.

2. On trouve dans le sommet du Prislop deux petits affleurements de calcaires tithoniques. Dans l'ensellement du Prislop,



on connaît, à la base du Tithonique, des schistes et des marnes liasiques supérieurs. Ce Mésozoïque repose sur des schistes cristallins. La klippe du sommet du Prislop constitue le prolongement du plateau de calcaires tithoniques de Valea Feiriei vers le NE.

3. Dans Valea Stanciului, à l'E de Răchițele suit, au-dessus des schistes cristallins, les conglomérats permien-triasiques inférieurs, qui affleurent seulement en gros blocs isolés à même dans la vallée. Ils sont surmontés par des dolomies anisiennes et des calcaires plus foncés ladinien, en général peu développés et sous un faciès un peu particulier. Au-dessus; suivent des calcaires blancs et rouges aussi triasiques. Des quartzites et des schistes rouges du Lias inférieur leur suivent, surmontés à leur tour par des calcaires foncés du Lias moyen et de schistes et de marnes du Lias supérieur. Suivent après des calcaires rouges à veines rouges (Dogger?) qui supportent, enfin, les calcaires-clairs, massifs, du Malm-Tithonique. Alors que les sédiments du Trias et du Lias de cette klippe affleurent seulement dans la vallée, le long du thalweg, les calcaires tithoniques ont une répartition plus vaste, constituant une bande d'environ 2 km de longueur sur 7 à 800 m de largeur, et dirigée N-S. Cette klippe est entourée vers le N, l'W et le S par l'éruptif de Vlădeasa. Un peu plus haut, dans la même vallée, se dresse brusquement la klippe de Piatra Arsă, constituée par des calcaires tithoniques blancs, un peu métamorphiques, saccharoïdes, qui ressemblent aux calcaires du Trias supérieur. La klippe de Piatra Arsă est elle-aussi entourée par les roches éruptives de la Vlădeasa.

4. Dans Valea Seacă, à Pietrele Albe, apparaît un grand affleurement de calcaires tithoniques, qui a été déjà décrit en détail par PÁLFI. Ces calcaires sont en partie recouverts par le Crétacé supérieur et les roches éruptives de la Vlădeasa. Les calcaires montrent — du fait de leur situation en plein éruptif — des signes de métamorphisme; il sont devenus saccharoïdes et, dans leur partie inférieure, très friables. A la base et même à l'intérieur de cette klippe calcaire se trouvent des schistes métamorphisés, surtout épidotisés, également remarquables et étudiés par PÁLFI, et dont l'âge ne peut être précisé; il est possible qu'ils appartiennent en partie au Lias, en partie au Crétacé supérieur.



A la base des calcaires tithoniques, on trouve ça et là des calcaires offrant des analogies avec les calcaires du Trias moyen.

III. *Les dépôts à facies de Codru dans la région des sources du Someșul Cald et de Vlădeasa.* 1. Ainsi que nous l'avons déjà affirmé, la majorité du Mésozoïque de la région appartient au facies mésozoïque de Bihor. On trouve cependant dans le NW de la région, entre ces dépôts et l'éruptif de Vlădeasa, une zone de conglomérats et de quartzites du type verrucano. Cette zone commence dans le NE, à l'W de Valea Ponorului, et s'étend à partir d'ici vers le SW jusqu'à Piatra Arsă et Valea Bulzului. Comme nous le montrerons plus loin, dans le chapitre consacré à la tectonique, ces conglomérats et quartzites doivent être considérés comme appartenant à la série charriée, développée sous le facies de Codru. La position tectonique de cette zone au-dessus des calcaires tithoniques conduit à la même conclusion.

2. Sur les pentes nord du Muncelul Mare et à Dealul Fântânei affleurent des schistes verts qui ne sont pas connus dans le facies de Bihor et qui, au contraire, ont une grande extension dans le facies de Codru, dans les Monts du Codru et le Massif de Bihorul Mare. D'après les recherches de M. D. GIUȘCĂ et M. M. PAUCĂ, et d'après les vues de géologues hongrois, ces schistes sont à considérer comme permo-carbonifères. De pareils schistes forment dans notre région un ruban étroit, commençant au S de Piatra Arsă et s'étendant ESE sur une longueur d'environ 3 km. Ces schistes verts sont surmontés à Muncelul Mare, vers le S, par des quartzites et des conglomérats du type verrucano. Pétrographiquement, les schistes verts consistent en schistes chloriteux et amphiboliques, riches en zoïsite et épidote. Habituellement ils sont de couleur verte tachée de rouge. Dans certains endroits, ces schistes montrent des intercalations de grès rouges durs et aussi de conglomérats à éléments de quartz. A première vue, ces schistes ont des analogies avec les schistes cristallins épizonaux du Gilău, et ont été considérés jusqu'à présent comme tels. Ils diffèrent cependant des schistes cristallins par leur dureté supérieure, et surtout par leurs intercalations de grès et de conglomérats. Nous parlerons de la position tectonique de ces schistes dans la partie de ce travail traitant la tectonique.



3. Dans l'ensellement qui sépare Nimoiasa de Muncelul Mare, à la cote 1482, on voit apparaître — en arrivant de Nimoiasa — au delà de l'andésite qui y affleure, des dolomies anisiennes et des calcaires d'un blanc roussâtre, triasiques aussi. Cette association présente bien plutôt le facies de Codru que celui de Bihor. Suivent au-dessus des calcaires blancs massifs, qui peuvent être attribués au Trias supérieur. Vers le SW, on rencontre à nouveau des dolomies anisiennes suivies par des calcaires typiquement ladinien, qui s'étendent vers le NE jusqu'à la proximité de Piatra Arsă. Dans la vallée de Piatra Arsă, en amont du massif du même nom, on trouve des conglomérats et des quartzites du Verrucano, qui constituent probablement le soubassement des dolomies et des calcaires dont nous venons de parler. La klippe de Nimoiasa-Muncelul Mare fait donc partie de la série charriée, développée sous le facies de Codru.

IV. *Crétacé supérieur*. Le Crétacé supérieur s'est déposé en transgression — après l'orogénèse mésocrétacée — sur les deux facies, de Bihor et de Codru, rappelés plus haut. Vers le haut, il passe aux roches éruptives de Vlădeasa.

Tandis que, dans la région des sources du Someșul Cald, le Crétacé supérieur n'a été que très brièvement cité par SZÁDECZKY, ses affleurements dans les régions orientales de Vlădeasa sont connus de longue date. PRIMICS déjà y a récolté une riche faune; ultérieurement, PÁLFI a étudié en détail ces affleurements.

a) *Région des sources du Someșul Cald*. Dans cette région, le Crétacé supérieur constitue une zone étroite, recouvrant directement le Permien charrié, à facies de Codru. Il est surmonté, entre Piatra Grăitoare et Piatra de Gard, par l'éruptif de Vlădeasa. Le Crétacé supérieur est coïncé entre l'éruptif du plateau de Vlădeasa et le Mésozoïque affaissé de Poiana Onceasa; il occupe le versant recouvert d'éboulis de grands blocs d'andésite provenant du plateau. On trouve toutefois assez souvent des blocs de conglomérats faiblement cimentés, à éléments de schistes cristallins, de quartzites permien et de matériel éruptif (andésites). On rencontre de ces blocs de conglomérats aussi en descendant de Piatra Grăitoare dans Valea Alunului Mare. Au-dessus de ces conglomérats



suivent les andésites du plateau de Vlădeasa. On ne connaît pas d'autres affleurements de Crétacé supérieur dans cette partie de la région.

b) Partie orientale de Vlădeasa. Dans cette contrée, le Crétacé supérieur offre un développement plus complet. Au-dessous du sommet de Micăul, dans l'ensellement de la côte 1383, on observe des grès peu cimentés, d'un brun sale, micacés, du type de Gosau; ces grès peuvent être suivis à partir d'ici jusque dans Valea Feiriei, où ils montrent des intercalations de schistes fins, micafères, et aussi de grès conglomératiques.

A Pietrile Albe, au-dessus des parois de calcaires tithoniques, suivent vers l'E, en discordance de stratification, des schistes fins de couleur grise, des conglomérats, et des grès micafères à intercalations de schistes sableux. Ces dépôts contiennent des restes d'Actéonelles et d'autres fossiles. PÁLFY cite de cette contrée une très riche faune, récoltée en partie déjà par PRIMICS. On y trouve les formes suivantes:

Cypricardia testacea ZITT.

Trigonia limbata d'ORB.

Nerita Goldfussi KEFST.

Glauconia conoidea SOW.

Cerithium münsteri KEFST.

Volvulina laevis d'ORB.

Actaeonella gigantea SOW.

Actaeonella lamarcki SOW.

Cerithium sp.

Cette faune prouve les caractères de Gosau du Crétacé supérieur de la région.

Tandis que dans le N des Monts du Bihor, dans la région de Meziad et le bassin de Remeti, PÁLFY a noté un passage graduel du Crétacé supérieur aux tufs rhyolitiques et dacitiques de Vlădeasa (alternance au contact de dépôts crétacés supérieurs et de tufs), ce passage est moins évident dans notre région, du fait de l'absence des tufs. Ce passage a lieu ici par des brèches. Des brèches et de grands blocs de matériel éruptif s'intercalent dans la partie supérieure du Crétacé jusqu'à ce que le matériel éruptif arrive à prédominer, tout en englobant çà et là du maté-



riel sédimentaire de ce Crétacé. Par conséquent la limite entre l'éruptif et le Crétacé supérieur est peu nette sur le terrain ce qui fait qu'elle est parfois, sur la carte, arbitraire. De telles brèches chargées de matériel éruptif offrent de beaux affleurements, p. ex. à Muncelul Mare, où ces brèches descendent jusqu'au moins 1420 m d'altitude. Elles reposent sur les quartzites et les conglomérats du Verrucano et de ce fait contiennent bien des éléments de ces roches. La brèche de Muncelul Mare renferme donc des blocs de quartzites et d'andésites, rarement de schistes cristallins, éléments qui sont cimentés par des argiles rouges. En d'autres cas, les blocs de quartzites et de schistes cristallins sont cimentés par du matériel éruptif.

Il y a des rapports similaires plus au N, dans la partie orientale de Pietrile Albe. Ici aussi la limite entre le Crétacé supérieur et l'éruptif devient hésitante. Dans les conglomérats du Crétacé supérieur, on remarque fréquemment des blocs d'andésite, si bien que, là surtout où les bons affleurements font défaut, la limite en question devient forcément arbitraire.

Au N et à l'W de la klippe de Pietrile Albe, les rapports sont semblables. Les dacites et les rhyolithes de la Vlădeasa passent progressivement vers le bas aux sédiments du Crétacé supérieur.

Les dépôts du Crétacé supérieur se trouvent à la bordure S et E du plateau éruptif. Le passage graduel de ce Crétacé à l'éruptif prouve l'âge crétacé supérieur au moins des premières éruptions de Vlădeasa.

V. *Roches éruptives.* Les roches éruptives de Vlădeasa, se trouvant au bord W et NW de la région, ne sont pas décrites ici. Nous mentionnons seulement que le plateau andésitique de la partie sud de ce massif, qui a été étudié par SZÁDECZKY et M. GIUȘCĂ, recouvre les dépôts du Crétacé supérieur.

Les roches éruptives n'affleurent que sporadiquement à l'intérieur de notre région. La ligne de fracture du S, ligne qui sépare le Mésozoïque affaîssé des schistes cristallins du Gilău, est jalonnée par quelques petits pointements éruptifs. Le premier — une dacite rhyolithique — a été trouvé et décrit par SZÁDECZKY. Cet affleurement s'étend de Valea Someșului Cald vers l'ENE,



à travers la vallée d'Alunu Mic. Nous avons réussi nous mêmes à trouver un deuxième affleurement de la même roche, vers le NE et également sur la faille marginale du S, entre les calcaires tithoniques et les schistes cristallins. Il est toutefois impossible de localiser bien exactement ce filon du fait des inexactitudes locales de la carte topographique. Plus au N, dans Valea Feiriei, se trouve un filon semblable de dacite dans la même situation tectonique.

Tectonique. Comme nous l'avons déjà signalé, le Mésozoïque de la région des sources du Someșul Cald correspond à un « graben », bordé par le massif éruptif de Vlădeasa au N, et par les schistes cristallins du Gilău au S. Le bassin, autant que ses failles bordières, se dirigent ENE-WSW. Dans l'W de la région, ces deux failles se recoupent sous un angle aigu.

La faille septentrionale représente la continuation vers le NE de la ligne du Bulz. Remarquée d'abord par les géologues hongrois, cette faille sépare dans le SW le facies charrié de Codru au N, du facies de Bihor au S. C'est le même rôle qu'elle joue dans notre région; elle délimite la bande charrié de quartzites permien au N, par rapport au Mésozoïque développé sous le facies de Bihor et formant une grande demie-fenêtre, au S. Cette ligne de chevauchement, née pendant le Mésocrétacé, a été reprise plus tard, jouant plutôt comme une faille. Elle peut être suivie vers l'E jusqu'au delà de Valea Feiriei, où elle sépare le Verrucano de Muncelul Mare des dépôts tithoniques et liasiques autochtones. Le Verrucano de Valea Feiriei s'appuie dans le N sur les schistes verts permo-carbonifères, lesquels sont — comme nous l'avons déjà affirmé — caractéristiques seulement pour le facies de Codru, manquant totalement dans le facies de Bihor. Cette ligne sépare donc, dans Valea Feiriei également, l'autochtone du S, de la série charriée développée sous le facies de Codru au N.

Les schistes verts sont, dans le N également, recoupés par une faille; ils viennent en effet en contact anormal avec la klippe de calcaires tithoniques de Piatra Arsă et les andésites de Vlădeasa. La klippe triasique de l'ensellement entre Nimoiasa et Muncelul Mare appartient d'après toutes les probabilités encore



à la série charriée à facies de Codru. Le Crétacé supérieur est transgressif sur les deux séries.

La ligne de fracture ou de faille du S sépare les dépôts liasiques-doggeriens et les calcaires malm-tithoniques du bassin effondré, des schistes cristallins du Gilău avec leurs sédiments mésozoïques de couverture. Le long de cette ligne, affleurent en certains endroits, à la base des dépôts liasiques inférieurs, des calcaires du Trias supérieur sous forme de klipptes; ceux-ci sont les seuls dépôts triasiques affleurant dans le graben des sources du Someșul Cald.

A l'intérieur du bassin, la direction des plis est SW-NE, direction qui fait un angle aigu avec la direction des failles mar-

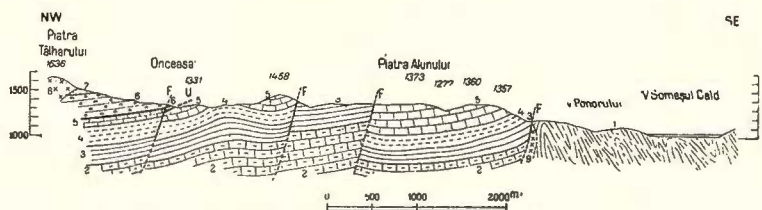


Fig. 1. — Coupe de la région des sources du Someșul Cald

Autochtone du Gilău: 1, schistes cristallins; 2, Trias; 3, Lias inférieur; 4, Lias supérieur (et Dogger); 5, Malm-Tithonique. Série de Codru: 6, Permien. Sédiments post-tectoniques; 7, Crétacé supérieur. Eruptif: 8, Andésite; 9, Dacite.

ginales. Le plissement est toutefois peu accentué et combiné avec des lignes de fracture ou de faille.

Ainsi que les coupes ci-jointes le montrent bien (fig. 1 et 2), la tectonique de la région se présente de la manière suivante:

Au S, la faille marginale sépare les sédiments mésozoïques du graben, des schistes cristallins du Gilău. Le long de cette faille apparaissent en certains endroits des klipptes de calcaires considérés par nous comme appartenant au Trias supérieur. Vers le N, ces calcaires sont normalement recouverts par le Lias inférieur. La série lias-doggerienne plonge vers le N sous le plateau de calcaires malm-tithoniques. Au N de ce plateau, portant les noms locaux de Chicera-cu-Colac, de Humpleul et de Vârtopele, apparaissent également des dépôts liasiques, plongeant cette fois-ci vers le S, sous les calcaires. Les dépôts de ce plateau cal-



caire sont donc ployés en un synclinal, peu accentué d'ailleurs. Vers le N, les dépôts liasiques, comme les calcaires malm-tithoniques, sont recoupés par la faille déjà étudiée, le long de laquelle ils viennent en contact direct avec le Verrucano de la série charriée de la région de Muncelul Mare.

Dans la partie sud-ouest du massif calcaire, les calcaires du Malm-Tithonique viennent en contact anormal avec le Lias inférieur le long d'une faille dirigée SW-NE. Ce Lias inférieur supporte vers le N le Lias moyen et supérieur, le Dogger et un deuxième massif de calcaires du Malm-Tithonique; ce massif commence au NE de Peștera Onceasa et se continue vers le SW, par Onceasa, Valea Alunului Mare jusqu'au delà de Piatra Cuciulata. Au S de ce deuxième massif calcaire, les dépôts liasiques et doggeriens ont une grande extension et pénètrent profondément, surtout le long des vallées, sous les calcaires tithoniques. Ces sédiments forment dans Valea Alunului Mare un petit anticlinal à direction N-S. Dans le N, le massif de calcaire de Cuciulata vient en contact anormal avec les dépôts permien charriés, à facies de Codru. Au NE cependant, les calcaires tithoniques prennent contact avec les dépôts du Lias moyen et supérieur qui, plus loin vers le NE, à Poiana Onceasa et dans Valea Onceasa, supportent normalement les calcaires tithoniques. Dans le N de la région, on trouve au-dessus des dépôts liasiques quelques klippes isolées de calcaires tithoniques.

Le Crétacé supérieur recouvre transgressivement les deux facies du Mésozoïque; le charriage du facies de Codru sur le facies de Bihor est donc ici aussi d'âge mésocrétacé.

Le Crétacé supérieur accuse un développement plus complet et une plus grande extension dans la partie orientale de la Vlădeasa. Il recouvre ici la klippe de calcaires tithoniques de Pietrile Albe-Valea Seacă, comme aussi les schistes verts permocarbonifères et le Verrucano de Muncelul Mare.

Comme nous l'avons déjà signalé dans la partie stratigraphique, le Crétacé supérieur contient dans ses couches supérieures beaucoup de matériel éruptif sous forme de brèches, et est enfin recouvert par les andésites et les dacites de Vlădeasa. A l'E de Valea Feiriei, le terrain est fragmenté par de nombreuses failles transversales, déterminant une série de klippes isolées.



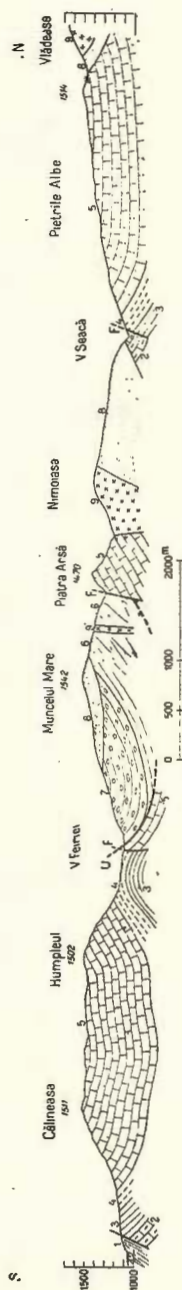


Fig. 2 — Coupe de la région des sources du Someșul Cald et des klippes de Vlădeasa orientale.

Autochtone du Giltau: 1, schistes cristallins; 2, Trias; 3, Lias inférieur; 4, Lias supérieur (et Dogger); 5, Malm-Tithonique. Série de Codru: 6, schistes verts; 7, Permien. Sédiments posttectoniques: 8, Crétacé supérieur. Eruptif: 9, Rhyodacite.

Ces klippes, dont quelques-unes sont recouvertes par le Crétacé supérieur, sont en partie entourées par les masses éruptives; elles constituent sur le terrain comme de gigantesques mottes de terre de labour au milieu des roches éruptives de Vlădeasa. Certaines de ces klippes présentent le facies de Codru, d'autres le facies de Bihor. Il en résulte que le facies de Codru s'est étendu au moins jusqu'au bord oriental actuel de Vlădeasa. (fig. 2).

La région des sources du Someșul Cald et la partie orientale de Vlădeasa — dont nous venons d'esquisser la tectonique de détail — s'encadre bien dans le style tectonique général du Bihor. La série autochtone montre en effet une tectonique relativement simple, plus particulièrement un plissement faible combiné à une série de failles à intérêt régional; cette tectonique, qui se retrouve dans toute cette série autochtone du Bihor comme aussi dans Pădurea Craiului, est très caractéristique pour la position des Monts Apuseni comme « Zwischengebirge ». Le charriage du facies de Codru sur cet autochtone montre les mêmes caractères dans notre région que dans le reste des Monts du Bihor et dans Pădurea Craiului.

Notre interprétation de la tectonique de la région des sources du Someșul Cald diffère profondément de l'interprétation présentée par PÁRLY en 1913. Cet auteur a essayé de mettre en évidence l'existence d'un grand pli couché



THEODOR KRÄUTNER
ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ENTRE LES SOURCES
DU SOMEȘUL CALD ET LA VLĂDEASA ORIENTALE
ÉCHELLE: 1:75000

LÉGENDE

AUTOCHTONE DU GILĂU

- Malm Tithonique
- Lias supérieur et moyen (Dogger?)
- Lias inférieur
- Trias supérieur
- Trias moyen
- Permo-Werfénien
- Porphyres quartzifères
- Permien
- Amphibolites
- Schistes cristallins
- Ligne de charriage
- Failles principales
- Failles

SÉRIE DU CODRU

- Trias moyen et inférieur
- Permien
- Schistes verts

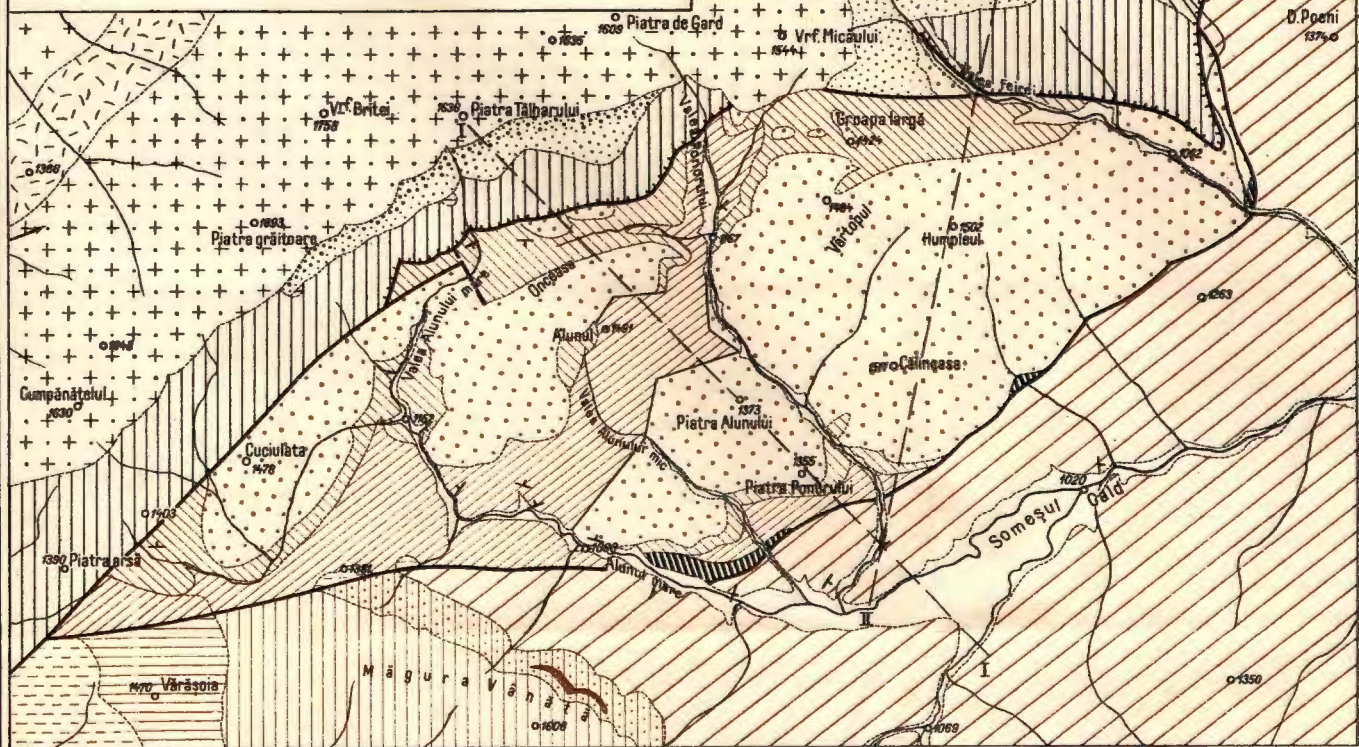
SÉDIMENTES POSTTECTONIQUES

- Blocs éruptifs dans la partie sup du Crétacé supérieur
- Crétacé supérieur

ÉRUPTIF DE LA VLĂDEASA

- Masses de rhyo-dacite
- Masses d'andésites
- Filons de dacite
- Brèches éruptives à matériel permien

- Direction des coupes
- La partie à l'extérieur de ces traits d'après les données de M. D. Giușcă



le long de Valea Alunului Mare, caractérisé par la présence d'une série inverse de dépôts jurassiques. Le profil même de PÁLFY montre cependant que le pli couché en question n'existe que dans cette vallée. Plus au N, au-dessous de Piatra Grăitoare, ce profil montre une succession normale des couches (Dogger-Malm), sans mettre en évidence les rapports de cette série normale avec la série inverse. La liaison — qui serait décisive pour l'exactitude du profil — est laissée en blanc. On peut remarquer en général qu'une tectonique en plis couchés n'existe pas dans l'autochtone du Gilău, l'interprétation donnée par PÁLFY n'est pas conforme au style tectonique général de cet autochtone. Les observations sur le terrain, qui ont probablement déterminé PÁLFY d'admettre un pli couché dans Valea Alunului Mare, peuvent d'ailleurs être autrement jugées. PÁLFY a observé que le long de cette vallée les dépôts plus anciens semblent reposer sur des dépôts plus récents; cela surtout si l'on prend en considération le sens du plongement dans le profil. Ce n'est cependant — croyons-nous — qu'une apparence, qui est due à l'intervention d'une tectonique en écailles très répandue dans la région, bien qu'à caractère local. Les affleurements rares et insuffisants, comme aussi les complications locales introduites par cette tectonique en écailles, empêche un lever exact de toutes ces écailles. Un bon exemple montrant la nature de cette tectonique d'écailles, c'est Valea Alunului Mare-Valea Seacă dans son cours supérieur. On peut y observer en effet comment les calcaires du Lias moyen viennent en contact anormal par faille avec les calcaires du Malm-Tithonique, laissant à première vue l'impression qu'ils sont supérieurs à ces derniers. Si cependant on regarde la région dans son ensemble cette impression s'évanouit, vu le fait que partout les dépôts liasiques et doggeriens se trouvent en situation normale au-dessous des grands lambeaux de calcaires tithoniques. La tectonique d'écailles mentionnée ne touche pas ces calcaires tithoniques; elle s'observe seulement dans les sédiments moins consistants du Lias, qui sont plus susceptibles de subir de tels mouvements et glissements tectoniques.

— M. N. ARABU. — Sur les plissements posthumes ¹⁾.

¹⁾ Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction.



Séance du 24 mars 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. ST. GHIKA-BUDEȘTI. Les Carpates méridionales centrales. (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng et le Negoi¹).

Séance du 21 avril 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. MIRCEA D. ILIE. — Contributions à la connaissance de la géologie des régions aurifères des Monts Apuseni.

En liaison avec la publication de la carte géologique et minière des Monts Apuseni par MM. GHIȚULESCU et SOCOLESCU, je présente ici de nouvelles contributions à la connaissance de nos régions aurifères. Étant donné que cette carte n'est pas accompagnée par un texte explicatif — qui paraîtra sans doute plus tard — mes observations seront relatives uniquement aux données consignées sur la carte.

Afin de présenter le plus clairement possible les problèmes géologiques que je touche dans cette note, je les consignerai par régions.

1. La région de Mada-Ardeu-Băcăia se caractérise par la grande extension des sédiments cénomaniens en discordance, soit sur la masse des roches éruptives, soit sur les calcaires tithoniques.

Une « dislocation principale » figure sur la carte en question entre le Tithonique de Pleșa Ardeului et le Cénomaniens, fait qui indiquerait une superposition anormale.

D'après ce qui était connu, on peut constater dans Valea Ardeului un chevauchement d'ordre secondaire entre le Tithonique et le Néocomien du thalweg; le Cénomaniens garde cependant sa position normale.

Une « dislocation principale » limite également la partie nord des calcaires d'Ardeu. On ne comprend pas cependant cet acci-

¹) Publié dans *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 175—200, București, 1940.



dent, du moment que les calcaires occupent une position normale vis-à-vis du soubassement formé par des diabases triasiques.

2. Dans la région de Glod-Cheia, se trouve le bassin tortonien encastré dans la masse des ophiolites. Sur la dite carte, les sédiments miocènes sont restreints à la partie moyenne du bassin et se trouvent encadrés par le Sénonien, qui en occupe toute la partie méridionale. C'était un fait nouveau: les cartes antérieures ne consignent que du Néogène, qui remplirait tout le bassin. Ni l'une ni l'autre de ces affirmations ne sont dans le vrai: à la place du supposé Sénonien, nous y avons trouvé les gypses de Nădăjdia, des marnes miocènes à *Globigérines* (Tortonien) et aussi des marnes calcaires à *Calpionella alpina* de Valea Almaşului (Valanginien-Hauterivien).

3. Région de Zlatna-Pătrânjeni. Les supposés sédiments sénoniens ont été étendus aussi dans le bassin de Zlatna, où ils englobent les dépôts néocomiens de Bulbuci-Valea lui Paul et le Miocène fossilifère de Galaţi.

La présence du Sénonien, tel qu'il est figuré sur la carte, pourrait conduire à la conclusion que les bassins en question ne sont pas miocènes — comme ils ont été considérés par tous les géologues jusqu'à présent — mais qu'ils auraient pris naissance au cours du Sénonien.

En dehors de cette question, on observe sur la carte que les dépôts rouges miocènes sont considérés comme tortoniens. On sait cependant que, dans les discussions sur l'âge de ces sédiments rouges, l'hypothèse d'un âge tortonien n'a pas été retenue.

4. La région de Galaţi-Prisaca, se caractérise par une bande d'ophiolites qui chevauche au N le Néocomien et qui, vers le S, supporte normalement le Cénomanién. Il est à souligner que les auteurs — qui en d'autres endroits marquent des « dislocations principales » à la place de contacts normaux — ne mentionnent pas cette ligne de chevauchement, bien visible pourtant. Il est probable qu'en ce point une difficulté d'ordre tectonique est intervenue qui n'était pas prévue par les auteurs: le charriage post-sénonien au S de Galaţi présente un sens inverse par rapport à celui de Valea Ardeului.

5. La région Almaşul Mare-Zlatna, est formée par des sédiments miocènes représentés par l'Aquitanién et le



Tortonien. Sur la carte ne sont marqués que des sédiments tortoniens.

Si l'on suit les discussions sur l'âge des sédiments de Zlatna on voit toutefois que la majorité des auteurs a attribué ces dépôts à l'Oligocène-Miocène, mais qu'aucun auteur n'a penché pour un âge tortonien.

Une autre innovation exprimée par cette carte, c'est la séparation du Sarmatien à la partie supérieure du Tortonien, à Almaşul Mare. Il arrive cependant que justement ici l'on trouve des preuves de l'existence du Tortonien, par la présence de Lamellibranches caractéristiques (*Pecten malvinae*, *Ostrea cochlear*), comme aussi de calcaires à *Lithothamnium*.

Ces erreurs dans le parallélisme du Miocène a comme conséquence l'impossibilité de fixer un âge aux effusions néogènes, en partant de données stratigraphiques. Étant donné qu'il ressort de la légende elle-même de la carte que l'âge des éruptions a été déterminé sur des bases stratigraphiques, on comprend que ce point ne saurait être soutenu du moment que le parallélisme du Miocène a été établi sur des bases erronées.

6. Dans la région de Feneş-Vultori, les dépôts du Flysch crétacé inférieur sont étroitement plissés et déversés vers le N. Ils supportent des lames de roches ophiolitiques et de calcaires tithoniques.

Sur la carte, on observe bien la tendance des auteurs de séparer des lames d'Aptien au contact des ophiolites. Ainsi, au N du village Feneş, on trouve figurés quatre affleurements de roches éruptives et, en liaison avec elles, quatre synclinaux d'Aptien.

La solution paraît simple. Si cependant on tient compte du fait qu'à cet endroit se trouvent jusqu'à soixante affleurements de roches ophiolitiques — au lieu de quatre — il est fort difficile d'admettre la présence de soixante synclinaux sur une largeur de quelques kilomètres.

Du fait de cette séparation arbitraire de l'Aptien, à Podiele, les conglomérats cénomaniens ont été levés comme de l'Aptien. Il arrive toutefois que justement à cet endroit on observe une discordance nette entre le Cénomanien et le Néocomien, et que là est citée aussi la trouvaille d'une *Exogyra columba*.



7. La région des klippes jurassiques de Dâmbău-Vulcan-Plotun comprend des calcaires jurassiques qui, grâce à leur situation supérieure par rapport avec les sédiments néocomiens, ont donné lieu à des interprétations variées. Nous avons déjà eu l'occasion de démontrer que ces masses calcaires représentent les lambeaux de recouvrement d'une nappe mésocrétacée.

Les déformations ultérieurement survenues ont provoqué un déversement des plis vers le N. Ce phénomène, en réalité secondaire, a été par bien des auteurs considéré comme étant de première importance.

Les deux auteurs ont adopté l'ancien point de vue, celui des géologues hongrois, qui soutenaient l'existence ici d'écailles plus ou moins déracinées.

De l'analyse du mode de représentation sur la carte de ce phénomène, il ressort toute une série de difficultés. Ainsi, les calcaires de Plotunul, ayant la forme d'ensemble d'un triangle, ils offrent des contacts anormaux seulement sur deux des côtés; il en résulterait que le bloc s'est déplacé seulement en ces endroits, le troisième côté ayant resté en situation normale. De même, les calcaires de Strâmba sont coincés entre deux failles qui s'unissent vers l'W, et s'écartent l'une de l'autre en direction opposée. D'autres affleurements sont, au contraire, exactement marqués: ce sont les calcaires de Pietra Sohodolului, passés comme lambeaux de recouvrement; malheureusement, les calcaires de Vulcan sont délimités de trois côtés par des failles, le quatrième étant passé comme contact normal par rapport au Néocomien.

Entre Vulcan et Brădişor, on trouve sur la carte une ligne tectonique qui unit quelques blocs de calcaires jurassiques, mais aussi des blocs résultant d'éboulements.

Les calcaires de Dâmbău sont délimités, vers le N, par une ligne de chevauchement. Ce phénomène est connu dans toute la région d'Ampoiţa-Vulcan, mais — comme nous venons de le dire — il s'agit d'un fait récent et secondaire en comparaison avec la formation de la nappe mésocrétacée.

De l'analyse des lignes tectoniques tracées sur la carte, on constate qu'on a donné toute l'importance à ce phénomène



secondaire, en laissant complètement de côté l'existence prouvée de la nappe mésocrétacée.

8. Le problème du parallélisme du Crétacé a rencontré dans la région de grandes difficultés, du fait de l'uniformité pétrographique et de l'absence de fossiles.

Voici, d'après les données actuelles, ce que l'on connaît sur la question dans les Monts Métallifères :

A la base du Néocomien, on trouve le Valanginien-Hauterivien (couches à *Aptychus*), déterminé par nous par analogie avec les Monts du Trăscău.

Cependant sur la carte sont tracées les limites de tous les étages du Crétacé inférieur.

La séparation du Valanginien par rapport à l'Hauterivien, ainsi qu'elle est faite sur la carte, est une impossibilité, même alors qu'on en trouve de faunes.

Le Barrémien, qui occupe sur la carte la plus grande partie du Néocomien, ne peut être séparé du fait des ressemblances pétrographiques avec l'Aptien; et de l'absence de fossiles.

L'Aptien se trouverait, d'après les auteurs, sous forme de synclinaux en liaison directe avec les roches ophiolitiques. La distinction de ces synclinaux d'Aptien, faite en tenant compte des effleurements de roches éruptives, ne saurait être considérée comme correspondant à la réalité.

A notre avis, le Néocomien est représenté dans les Monts Métallifères par le Valanginien-Hauterivien à facies vaseux, et à riche faune de Cephalopodes, et le Barrémien-Aptien à facies Flysch, dans lequel les restes organiques se réduisent à la présence de l'espèce *Orbitolina lenticularis*.

En ce qui concerne le Cénomaniien, nous devons remarquer que, du fait du parallélisme arbitraire du Néocomien, les conglomérats à *Exogyra columba* se trouvant au N de Zlatna ont été attribués à l'Aptien.

Enfin, le Sénomien, tel qu'il est figuré sur la carte, il circonscrirait les dépressions miocènes de la région de Zlatna. Toutefois, les sédiments marqués dans la région comme sénoniens comprennent, comme il a été déjà dit, des dépôts appartenant au Valanginien-Hauterivien, au Barrémien-Aptien et même au Tortonien.



Séance du 28 avril 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. ELEFTERIE HRISTESCU. — Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Gétique (départ. de Vâlcea).

Afin de prendre connaissance de la série stratigraphique d'une région à régime monoclinale, comme c'est le cas de l'Olténie du moins pour l'étendue comprise entre Valea Oltului et Valea Olăneștilor, il semble à première vue qu'une seule coupe suffirait. Cependant, le fait que les dépôts du Flysch de cette contrée — par différence de ceux des Carpates orientales — accusent, sur de faibles distances, de très grandes variations longitudinales de facies, je décrirai pour la clarté de la question trois coupes. L'une, c'est le profil de Valea Olăneștilor, en commençant à la hauteur de la station du même nom jusqu'au lac de Frumoasa; une autre, entre Muereasca de Sus et Fundătura; la troisième, de Călimănești à Olteni, dans la vallée de l'Olt.

Sur les conglomérats qui forment la limite nord de la station d'Olănești et qui laissent passage aux sources minérales bien connues, à cet endroit, comme aussi à Muereasca de Sus et à Călimănești, s'appuie une série marneuse assez épaisse. Elle consiste en marnes grises ou gris noirâtre, feuilletées, montrant en surface une couleur marron; ces marnes présentent des intercalations minces de grès calcaires durs, micafères, à hiéroglyphes. On y observe parfois des vides cylindriques à disposition normale par rapport à la surface de stratification, et qui ont été attribués à des Annélides. Vers la partie inférieure, près de la limite des conglomérats, s'intercalent quelques bancs calcaires à Nummulites, Orthophragmines, Coralliaires, Bryozoaires et restes de Lamellibranches (*Ostrea*, *Pecten*); ces bancs se retrouvent à Călimănești, dans la même position, dans le ruisseau dit Puturoasa.

Cette série, assez homogène, forme une zone qui s'étend, avec les mêmes caractères pétrographiques et paléontologiques, vers l'E, au N de Muereasca de Sus jusqu'à la vallée de l'Olt, passant à partir de cet endroit dans le départ. d'Argeș.



D'après la faune de Foraminifères récoltée par SABBA ȘTEFĂNESCU à Căpățineni (Argeș), et par G. MURGOCI dans la vallée de Puturoasa, la série a été attribuée dans sa partie inférieure à l'Eocène moyen, la supérieure étant considérée comme faisant passage à l'Oligocène inférieur; le fait a été reconnu plus tard aussi par M. VORTEȘTI dans la partie orientale de l'Olt, où cette zone est bien plus épaisse que dans Valea Olăneștilor.

Dans cette dernière vallée, à cent mètres au N du confluent du Pârâul Scaunelor, la série supporte des conglomérats à intercalations de grès et de marnes à Nummulites, Orthophragmines, etc. C'est à la base de ce complexe et dans la partie supérieure de la série marneuse qu'a été trouvé l'ambre décrit par MURGOCI. Pour ma part, je l'ai bien cherché, mais sans résultat jusqu'à présent.

Les conglomérats offrent des éléments roulés de schistes cristallins, de calcaires tithoniques, de grès de l'Eocène inférieur et des blocs de la série marneuse. Les grès offrent les mêmes éléments, et constituent des bancs ou des intercalations plus minces. Du fait de la désagrégation, les conglomérats font à première vue l'effet de graviers. Les marnes intercalées sont gris-bleu et dures; elles deviennent de plus en plus fréquentes vers la partie supérieure, où l'on observe une alternance de ces marnes et de grès grossiers.

A partir du ruisseau dit Seaca, et en concordance, suit une série de schistes faiblement bitumineux couleur rouille, à efflorescences jaunes et de petits cristaux de gypse sur les surfaces de séparation; ces schistes rappellent beaucoup les schistes dysodiliques des Carpates orientales. Leur importance est de 10 à 15 m; ils offrent un toit gréseux, bien visible sur la droite du Pârâu Glodu.

Ce complexe, bien développé ici, s'amincit vers l'E. Le long de Valea Muereasca, il affleure aussi, mais il est faiblement développé. Il disparaît complètement sur les pentes nord du Dealul Călimănești. On ne le trouve plus dans l'Olt, où la série marneuse se développe à son détriment.

MURGOCI, en se référant aux conglomérats de la partie inférieure du complexe que nous venons de décrire, les appelle « graviers oligocènes », en leur fixant ainsi un âge.



De son côté, M. I. Z. BARBU, déduit de la flore trouvée dans les marnes de la base de cette série, un âge qui ne peut être plus récent que l'Oligocène.

Le fait que j'ai eu la possibilité de récolter dans les grès intercalés dans cette série, à Muereasca de Sus, l'espèce *Serpula spirulaea* LAM., à Olănești des Nummulites et des Orthophragmines, et cela dans des couches supérieures à celles qui ont fourni la flore, permet de les considérer comme éocènes supérieures. Etant donné que *Serpula spirulaea* a été récoltée par moi-même à Muereasca de Sus, dans un banc de grès intercalé dans la partie inférieure des schistes dysodiliques, j'estime que ceux-ci peuvent être attribués à l'Eocène supérieur, du moins quant à leur base, passant peut-être à la partie supérieure à l'Oligocène inférieur. Je les considère donc comme représentant un horizon de transition entre l'Eocène et l'Oligocène.

A partir du confluent du Pârâul Glodului et de la rivière Olănești, on remarque dans la suite un ensemble de marnes gris bleu, à cassure irrégulière, formant une zone qui traverse la vallée de Muereasca et atteint l'Olt, en s'unissant à la grande zone marneuse descendant de Călimănești. Ces marnes deviennent sableuses à la partie supérieure; elles prennent des intercalations de grès, qui font transition à un horizon supérieur de conglomérats gréseux. Nous avons eu l'occasion de trouver dans les marnes de cette zone de passage de Muereasca, dans Pârâul Bancului, la faune suivante:

Isocardia cyprinoides BRAUNN

Pectunculus sp.

Dentalium kiksii NYST.

Pleurotoma regularis DE KON.

Pleurotoma duchastelii NYST.

Turritella sandbergeri MAYER

Chenopus callosus ROTH. v. TELEGD.

Nous discuterons plus tard le sens de cette trouvaille.

En suivant la série le long de Valea Olăneștilor, on la voit passer graduellement à la partie supérieure à un horizon constitué par des bancs de sables micafères, jaunâtres ou roussâtres, à intercalations de grès et de marnes en feuillets minces. Suivies



en plan, ces couches forment une zone qui s'élargit graduellement vers l'E jusqu'à la vallée de l'Olt. A Muereasca, cette zone devient conglomératique à sa partie inférieure; seule la partie supérieure garde le facies remarqué dans Valea Olăneștilor. Cette partie supérieure, représentée par des couches sableuses à fines intercalations de marnes et contenant du charbon, m'a fourni entre Hotarele et Gura Văii la faune à *Cerithium margaritaceum* BROCC. et *Cerithium plicatum* BRUG.

Les conglomérats inférieurs cantonnés à Muereasca sur une faible étendue, offrent des éléments de schistes cristallins parfois assez grands (gneiss de Cozia, pegmatites), des calcaires tithoniques, calcaires à Nummulites du type Albești, et des blocs provenant des marnes inférieures. La provenance de ces éléments est facile à interpréter, étant donnée la constitution du rivage remanié. Les calcaires à Nummulites ne se trouvent pourtant nulle part en place, ou même remaniés dans les dépôts inférieurs. Ils constituent un problème à résoudre, car même une transgression ne pourrait les expliquer, bien qu'il ne soit pas possible d'en envisager une dans la région.

La partie supérieure de cette série — que l'on peut appeler «série de Gura Văii», car c'est ici qu'elle affleure dans de bonnes conditions — en s'enrichissant de plus en plus en marnes, passe à un autre horizon entièrement marneux. Celui-ci consiste en couches de marnes grises, sableuses, à aspect rayé et des efflorescences salines; ces marnes présentent des intercalations de grès calcaires durs, en plaquettes, et de couches de sables rous-sâtres. A Gura Văii, à la limite entre ces deux formations, apparaît une série de bancs de tuf dacitique blanc, qui traverse l'Olt au N de Dăești. Cette série est homogène; elle constitue une zone qui s'étend de Valea Olăneștilor jusqu'à l'Olt, et d'ici à Dăești, dans le départ. d'Argeș, où elle montre des intercalations de gypses; ces intercalations font défaut dans le départ. de Vâlcea.

Cette zone s'étend avec une direction NE dans Valea Olăneștilor, à partir du confluent de Valea Dosului jusqu'au lac de Frumoasa et, dans Valea Oltului, de Gura Văii jusqu'au N d'Olteni.

Depuis cette ligne, le dernier horizon est recouvert en transgression par une puissante série de conglomérats formés par des éléments de cristallin, de calcaires tithoniques, calcaires à Alvéo-



lines et de grès éocènes. On y remarque des intercalations de bancs de grès et de sables contenant des Nummulites roulées. Par leur transgressivité nette, autant que par le fait qu'ils présentent à leur partie supérieure des intercalations de marnes rouges et verdâtres, ces conglomérats ne sauraient représenter que l'horizon suivi par M. I. P.-VOITEȘTI, depuis Câmpulung (départ. de Muscel) jusqu'à la vallée de l'Olt.

M. I. P.-VOITEȘTI attribue ces conglomérats au Burdigalien, d'après un *Pecten solarium* trouvé dans les conglomérats de Mățau; il avait parallélisé ces conglomérats, en 1915, d'accord avec MM. D. PREDA et H. GROZESCU, à ceux de la cuvette de Slănic, qui leur avaient fourni, *Pecten hornensis*, DEP. et ROM., *P. beudanti* BAST., *P. pseudo-beudanti* DEP. et ROM. M. MURGEANU est arrivé à la même conclusion pour les dépôts de Corbi.

Nous considérons tous les dépôts qui se trouvent au-dessous de ces conglomérats et jusqu'à la partie supérieure des schistes dysodiliques, comme oligocènes, et les divisons en trois horizons locaux:

1. Un horizon inférieur, marneux, recouvrant les schistes dysodiliques et dont la partie supérieure nous a fourni la faune spécifiée plus haut;

2. Un horizon moyen, conglomératique-sableux, à charbons, présentant vers sa partie supérieure des formes précitées de *Cerithium margaritaceum* et *C. plicatum*, prouvant un commencement de régression;

3. Le dernier horizon est à nouveau marneux, à gypses, efflorescences salines et tufs dacitiques, prouvant à nouveau le caractère régressif.

G. MURGOCI a attribué l'horizon 1 et une partie de l'horizon 2, à l'Oligocène, en se basant sur la présence de Nummulites et d'Orbitoïdes non déterminées spécifiquement; il les avait parallélisés aux « graviers oligocènes » d'Olănești, que nous avons attribués à l'Eocène supérieur.

La partie supérieure de l'horizon 2 est considérée par MURGOCI comme aquitain-burdigalienne, sans toutefois y trouver une séparation nette, mais se basant sur la présence de la faune à Cérithes.

Quant à l'horizon 3, il le faisait passer dans l'Helvétien, en acceptant pour le tuf dacitique le rôle de fossile caracté-



stique, ainsi que l'on avait autrefois l'habitude pour les Subcarpates de la Mounténie Orientale.

Nous avons dès le début prévu — étant donné la concordance qui existe entre tous ces horizons inférieurs à la transgression burdigalienne, et l'absence de tout accident tectonique — que les dépôts étudiés par MURGOCI devaient avoir un autre âge que celui qu'il leur assignait.

Si nous considérons la faune antérieurement citée, nous nous apercevons qu'elle présente de très grandes analogies avec celle du bassin de Mayence, de Cassel, et avec celle de God (Hongrie); qu'elle ne peut donc être qu'oligocène supérieure.

L'horizon 1 fait donc passage de l'Oligocène inférieur à l'Oligocène supérieur.

L'horizon 2, qui a fourni *Cerithium margaritaceum* et *C. plicatum*, et qui fait suite en concordance au premier, doit rester aussi dans l'Oligocène supérieur; cela du fait que l'horizon 3 représente l'Aquitarien, tel qu'il a été considéré dans les Carpathes Orientales, en premier lieu par M. L. MRAZEC et W. TEISSEYRE, et plus tard par M. M. FILIPESCU.

Conclusions. 1. La faune mentionnée nous donne la possibilité d'établir avec certitude la stratigraphie en particulier de l'Oligocène, qui n'était jusqu'à présent que supposé et attribué à des complexes divers.

2. Le passage de l'Eocène à l'Oligocène a lieu graduellement, ainsi qu'il arrive aussi en Transylvanie.

3. Le Paléogène de l'Olténie Orientale présente d'importantes variations longitudinales de faciès nécessitant la poursuite de proche en proche des formations, le parallélisme à base pétrographique ne pouvant pas suffire.

4. La présence de l'Aquitarien en Olténie est pour la première fois établie.

5. L'Aquitarien, sur lequel les discussions continuent encore à l'heure actuelle, s'il doit être considéré comme base du Méditerranéen, ou comme terminant l'Oligocène, ne peut être envisagé, en Olténie, que comme dernier terme de régression de la mer paléogène. Il doit donc être englobé dans l'Oligocène.



— MM. D. PREDA et MIRCEA ILIE. — Nouvelles contributions à la Géologie de la Cuvette externe des Carpates Orientales ¹⁾.

Séance du 5 Mai 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. G. MACOVEI fait part de l'attristante nouvelle de la mort de l'ingénieur MATHEI DRĂGHICEANU, l'unique membre d'honneur de l'Institut Géologique. La personnalité du grand disparu est suffisamment connue par ses nombreux et remarquables travaux, dans le domaine de la géologie comme dans celui des sciences connexes.

L'Institut Géologique a été représenté à la cérémonie de l'enterrement, qui a eu lieu à Câmpulung (Muscel), par MM. G. MACOVEI, G. MURGEANU, AL. CODARCEA et T. BĂRBAT.

Une minute de recueillement est gardée.

— M. D. M. PREDA. — Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les Carpates Orientales ²⁾.

Séance du 12 mai 1939

Présidence de M. G. MACOVEI.

Discussions concernant la communication faite par M. D. M. PREDA dans la séance précédente.

Prennent part aux discussions MM.: G. MACOVEI, D. M. PREDA, G. MURGEANU, AL. CODARCEA, I. BĂNCILĂ.

— M. N. ARABU présente la feuille 1:25.000 Wasselonne, de la Carte géologique d'Alsace et de Lorraine.

¹⁾ Publié dans *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIV, p. 51—67, Bucarest, 1940.

²⁾ Publié dans *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XXIV, p. 68—77, Bucarest, 1940.





TABLE DES MATIÈRES ¹⁾

TOME XXVII (1938—1939)

	Page
*ARABU N. Classification du Néogène de l'Europe Orientale . . .	13
* — Sur les plissements posthumes	99
BĂNCILĂ I. L'évolution des idées sur la tectonique des Carpates Orientales	14
— Données sur le Flysch du bassin supérieur du Tazlăul Dulce (départ. de Neamț)	51
DEMETRESCU G. Les tremblements de terre à foyer profond de Roumanie	65
*FILIPESCU M. G. Sur la nature et l'âge des dépôts du soubassement du Sarmatien rencontrés dans le forage de Horodnic-Bucovine	5
— L'étude pétrographique des roches rencontrées dans le sondage de Basarabasca (Bessarabie)	7
*GHIKA-BUDEȘTI St. Les Carpates Méridionales Centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parâng, et le Negoii)	100
HRISTESCU E. Contributions à la connaissance du Paléogène supérieur de la Dépression Gétique	105
ILIE MIRCEA. Contributions à la connaissance de la géologie des régions aurifères des Monts Apuseni	100
* — et PREDĂ D. M. Nouvelles contributions à la géologie de la Cuvette externe des Carpates Orientales	111
KRÄUTNER TH. Les dépôts mésozoïques dans la région des sources du Someșul Cald et de Vlădeasa (départ. de Bihor)	79
ONCESCU N. Le massif de sel de Măgura Mocearului (Vallée du Sărățelul, Budești, départ. de Buzău)	5

¹⁾ L'astérisque indique que le manuscrit n'a pas été reçu à temps ou a été publié dans un autre périodique.



PAUCĂ M. Nouvelles données sur l'anticlinal de Cislău-Punga (départ. de Buzău)	45
— Espèce nouvelle de poisson fossile provenant du Pliocène de Tg. Jiu	76
* — Carnivores du Quaternaire supérieur des environs de Bucarest	79
*PETRULIAN N. La minéralisation aurifère de Vârful Negrii	45
*PREDA D. M. Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les Carpates Orientales.	111
* — et ILIE MIRCEA. Nouvelles contributions à la géologie de la Cuvette externe des Carpates Orientales	111



Secrétariat et rédaction : MM. C. OLTEANU et N. ONCESCU

Traduction : M. N. ARABU



Institutul Geologic al României

Comptes rendus publiés jusqu'à présent.

Édition roumaine:

Vol. I (1910) — Vol. XVIII (1929 — 1930).

Édition française:

Tome I (1910) — VI (1914 — 1915), Tome VIII (1919 — 1920),
Tome XIX (1930 — 1931) — Tome XXVII (1938 — 1939).

C. 82.450.



Institutul Geologic al României