

B. I. G.

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

60819

04626

# COMPTES RENDUS

DES  
SÉANCES

TOME XXI  
(1932 — 1933)



MONITEUR OFFICIEL ET IMPRIMERIES DE L'ÉTAT  
IMPRIMERIE NATIONALE  
BUCAREST  
1937



Institutul Geologic al României

Pour tout échange ou achat de publications s'adresser à la  
*Bibliothèque*  
de l'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE  
*2, Chaussée Kiseleff*  
Bucarest (II)



Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

---

# COMPTES RENDUS

DES

# SÉANCES



---

TOME XXI  
(1932 — 1933)

---

MONITEUR OFFICIEL ET IMPRIMERIES DE L'ÉTAT  
IMPRIMERIE NATIONALE  
BUCAREST  
1937



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

COMPTES RENDUS  
DES SÉANCES  
DE  
L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

---

Séance du 2 décembre 1932

La séance est ouverte par M. le Prof. Ș. ATHANASIU.

— M. G. MACOVEI a le regret d'annoncer le décès de M. LOUIS DUPARC et de M. ANDRÉ NORDON. Il évoque la personnalité des défunts en relevant la perte que la science géologique éprouve du fait de leur disparition.

M. G. MACOVEI fait ensuite un compte rendu de l'activité de l'Institut Géologique en 1932. Il passe en revue les résultats des travaux exécutés sur le terrain et dans les laboratoires et relève le zèle avec lequel les membres de l'Institut ont rempli leur tâche.

— M. S. ATHANASIU fait un rapport sur: F. VON WOLFF (Halle). — *Das Präkambrium Finnlands. Geologische Rundschau*, XXIII. Bd. 2. Heft. S. 89. Berlin 1932.

— M. MIRCEA D. ILIE. — Les calcaires à *Lithothamnium* de *Piatra cu Var* (Sălătrucul de Sus, Argeș).

Dans la région de collines comprises entre la vallée de la Dâmbovița et la vallée de l'Olt (1, 2) on ne connaissait pas, jusqu'à présent, les calcaires à *Lithothamnium* d'âge tortonien.



Dans la communication présentée en séance du 29 janvier 1932 avec M. PAUCĂ (3), nous constatons que des conditions de formation des récifs devaient exister sur la bordure méridionale des Monts Gétiques. On connaissait leur existence à l'W de la vallée de l'Olt ; mais ils restaient inconnus plus à l'E.

Au cours de quelques excursions à l'occasion des travaux de sondage des tunnels de Momaia et Comarnic, j'ai pu reconnaître la présence de calcaires à Lithothamnium dans le bassin supérieur de la vallée du Topolog.

A Piatra cu Var, sur la rive droite de la Valea Mănicuței, dans la zone du Flysch éocène, les calcaires à Lithothamnium apparaissent sous la forme d'un lambeau échappé à l'érosion. Ils marquent un point avancé de la transgression de la mer tortonienne.

La roche est dure, compacte, de couleur cendrée ou blanche, avec des concrétions d'algues en relief à la surface des bancs.

Sous forme de blocs conglomératiques (2—6 cm en diamètre) on trouve des morceaux de micaschiste, de gneiss, d'amphibolite et de quartz, arrachés au massif cristallin du Făgăraș. En fait de débris organiques, en dehors des concrétions de Lithothamnium, on observe des Coraux, des fragments d'Echinides ainsi que *Pectunculus* sp. (*P.* aff. *pilosus* L.), *Pecten* sp., *Pecten Leithayanus* (?) PARTSCH.

En mentionnant la présence des calcaires à Lithothamnium, nous devons observer :

1. La transgression de la mer tortonienne a recouvert l'Eocène de la région. Le Tortonien y apparaît sous forme de petits lambeaux dans le voisinage de la zone de schistes cristallins.

2. L'existence de ce facies récifal tortonien est un indice de la présence d'un facies marneux plus au S ; celui-ci pourrait se trouver enclavé dans la partie supérieure de la Formation à Sel de cette région.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. SABBA ȘTEFĂNESCU. Memoriu relativ la geologia județului Argeș. *Anuarul Biroului Geologic*, 1883—1884, Vol. II.
2. I. P.-VOITEȘTI. Contributions à l'étude géologique de la région de collines comprises entre la vallée de la Dâmbovitza et la vallée de l'Olt



(résumé). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, 1908, p. 268 — 280. București, 1909.

3. M. PAUCĂ et MIRCEA ILIE. Le Tortonien de l'E et de l'W des Monts Apuseni. *C. R. Inst. Géol. de Roumanie*, XX, p. 24. Bucarest, 1935.

### Séance du 9 décembre 1932

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

— M. ȘT. CANTUNIARI communique le décès de M. HERMANN HECHT Codirecteur du « Chem. Laboratorium f. Tonindustrie » de Berlin, en exprimant, au nom des membres de l'Institut Géologique de Roumanie qui ont été ses élèves, leur sentiment de profond regret.

— M. EM. PROTOPODESCU-PACHE. — Le sondage de Călărași (district de Ialomița) <sup>1)</sup>.

— M. N. CERNESCU. — Vues nouvelles dans la chimie colloïde <sup>1)</sup>.

### Séance du 16 décembre 1932

Présidence de M. S. ATHANASIU.

— M. ȘT. GHIKA-BUDEȘTI. — Le deuxième groupe cristallin et ses granites dans la région entre la Latorița et l'Olteț (Carpates méridionales). (Note préliminaire).

La région qui s'étend au S de la Latorița et contient les sources de l'Olteț, allant des sources du Gilort aux sources de la Luncașița, a fait l'objet de nos recherches pendant une partie de la campagne de 1932. C'est la continuation directe de la région

<sup>1)</sup> Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction jusqu'à la mise sous presse du volume.



étudiée les années précédentes dans la vallée de la Latorița <sup>1)</sup> et fait donc partie du groupe du Parâng.

Dans cette communication préliminaire, notre intention est seulement de mentionner quelques unes des observations nouvelles que nous avons pu y faire, et de montrer dans quel sens nous pensons qu'il faut développer les hypothèses précédemment esquissées.

Les subdivisions principales que nous avons été amenés à faire dans la partie septentrionale, peuvent se maintenir aussi vers le S.

*La couverture schisteuse supérieure.* Cette couverture qui dans le N forme la série parautochtone, en bordure de la Nappe géotique, est formée de schistes phylliteux noirs, de schistes verts et de grauwackes, de quartzites et d'arkoses et de calcaires cryptocristallins. Elle est représentée, depuis Curmătura Funicelu, Stâna Milescu, Zăvidanu, Piatra Cernișorului, jusqu'à Piatra Polovracilor et Munții Cernădiei, par des masses importantes de calcaires, qui marquent elles aussi la limite des deux unités tectoniques. Le faciès de ces calcaires permet de leur prêter un âge tithonique; cela d'autant plus que entre Valea Seacă et Piatra Polovracilor, sur le versant S, ils ont un caractère de schistes calcaires à filonnets de calcite qui rappelle le Néocomien des Couches de Sinaia. Les calcaires sont accompagnés par endroits de très peu de schistes noirs; ce sont plutôt des argiles noires dont nous n'avons pu identifier la présence jusqu'à présent qu'à l'E de Stâna Milescu et à la sortie des défilés de la Cerna.

*La couverture schisteuse inférieure.* Cette couverture est représentée dans la partie septentrionale par des amphibolites, des schistes à épidote et chlorite, par des phyllites noires très compactes, des calcaires plus ou moins cristallins. Ceux-ci forment

<sup>1)</sup> Cf. Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. *Comptes rendus des séances de l'Inst. Géol. de Roum.*, T. XX, 1931—1932, pag. 14—18.

Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates méridionales. Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI (1931), Bucu-rești, 1934.



une série de synclinaux pincés dans la masse des roches granitiques et sont plus ou moins métamorphosées. Dans la partie méridionale, on retrouve de pareils paquets de roches sédimentaires, pincés dans la masse des roches granitiques; ces divers affleurements dessinent sur la carte une zone d'orientation SW-NE, qui s'étend de Cerbu à Gropița en passant au S de Gura Potecului, et de Gura Ungurelului à Pârâul Beleoaia. Ce sont des calcaires, des arkoses, des schistes graphiteux et diverses espèces de phyllites. Il est difficile de préciser leur âge. Les schistes graphiteux ont été considérés comme appartenant à la formation de Schela. Tous ces sédiments sont puissamment métamorphosés.

*Les roches granitiques.* Ces roches, qui constituent la plus grande partie du groupe de Parâng, présentent aussi dans cette région méridionale plusieurs faciès différents et jusqu'à un certain point distincts.

Ce sont en premier lieu les *granogneiss*, roches dont la composition minéralogique est celle d'un granite, à cette différence près que ses minéraux présentent des transformations; en particulier les plagioclases, qui représentent l'élément prédominant, sont bourrés de microlites de séricite, de clinozoïsite et de pistacite; la biotite est représentée par des chlorites et le quartz est toujours plus ou moins cataclaté. La texture de ces roches est parallèle et même schisteuse; tandis que dans la partie septentrionale ces roches sont toujours grenues, dans la partie méridionale elles sont parfois litées, présentant des bandes alternantes de matériel principalement feldspathique.

A côté des granogneiss, il existe de véritables *granites*. Ceux-ci présentent des types variés, ne sont que rarement parfaitement massifs et leurs feldspaths sont pour ainsi dire toujours remplis de minéraux hydroxylés. Citons le granite porphyroïde de Pietra Rea-Gilort, les granites phanéritiques de la Valea Cernei, les granodiorites qui affleurent dans la vallée de l'Olteț où l'on trouve aussi des granites blancs et des granites à biotite, le granite de la vallée du Galben au N de Corneșul Mic, les granodiorites de Urdele et celles plus gneissiques de Mohoru.



*Phénomènes de métamorphisme.* Ces granites, lorsqu'ils viennent en rapport avec les roches encaissantes, les roches d'origine sédimentogène en particulier, produisent toutes sortes de phénomènes de métamorphisme.

*Granites à xénolites.* C'est ainsi que dans la vallée de l'Olteț au lieu dit « Strâmțori » on voit, sur les parois dans lesquelles le torrent est encaissé des blocs de roches étrangères de formes et de dimensions variées : amphibolites, micachistes, etc. ; ils montrent des stades de résorption divers et bien souvent il ne reste plus que des flammes de biotite dont la couleur chatoyante tranche dans le granite blanc.

*Paragneiss injectés.* A Cerbu et en amont de Corneșul Mic dans la vallée du Galben par exemple, affleurent des paragneiss ayant tous les caractères des katagneiss, riches en biotite, à sillimanite ; ils sont traversés de véritables filonnets aplitiques, le tout donnant l'impression d'un métamorphisme très avancé avec injections.

*Phénomène de métamorphisme de contact.* Quand on rencontre les roches sédimentaires au contact direct des granites plus ou moins phanéritiques on peut observer que ces roches sédimentaires contiennent des minéraux de contact. C'est ainsi, pour ne donner qu'un exemple, que dans la vallée du Galben au lieu dit « la Băi » nous trouvons au contact des granites des calcaires cristallins à phlogopite et brucite ou bien des calcaires à diopside ; les schistes graphiteux sont transformés en roches à diopside et graphite cristallin, en gneiss à muscovite et graphite. Tous ces phénomènes de contact sont indiscutables et s'ils ne sont pas encore étudiés en détail, on peut cependant à partir d'aujourd'hui affirmer qu'une partie des schistes considérés jusqu'à présent comme appartenant à la formation de Schela présentent des phénomènes de contact avec les granites ; marquons bien cependant, qu'il n'est pas démontré que les schistes graphiteux en question soient d'âge liasique<sup>1)</sup>, ni par conséquent qu'il existe des granites postliasiques.

<sup>1)</sup> On peut revenir à la conception de MURGOCI qui divisait les schistes graphiteux en deux séries : l'une mésozoïque dont l'âge liasique serait confirmé, l'autre qui resterait dans le Paléozoïque.



**Métamorphisme d'imprégnation.** Pour montrer ce que nous entendons sous ce terme, nous décrirons les roches que nous avons précédemment étudiées sous le nom de série de transition. C'est la série des roches sédimentogènes, phyllites noires et arkoses graphiteuses de Gropița Târnovu et Funicelu. Ces roches sédimentaires passent insensiblement à de véritables roches cristallophylliennes, puis à des gneiss. Le tout forme un complexe pour l'interprétation duquel on est bien embarrassé. Cependant, une première indication est fournie par la présence de calcaires à minéraux de contact et de roches à caractères de cornéennes. Dans l'ensemble ce complexe, qui a par endroits un aspect nettement sédimentogène, a une composition minéralogique dans laquelle prédominent les feldspaths, plagioclases en particulier. Ces plagioclases, encore plus que ceux des granogneiss, ont un contenu en microlites de minéraux hydroxylés qui leur donnent un aspect altéré. Cependant nous avons la preuve qu'ils sont de formation récente, postérieure à la sédimentation de l'arkose, puisque parmi ce feutrage de microlites d'épidotes et de séricite se trouvent des microlites de graphite. Il s'agit donc très probablement de la croissance par blastèse d'un plagioclase ; au début se seraient formés les cristaux de séricite et d'épidote, puis, par apport de matériel albitique, se serait développé un cristalloblaste de plagioclase ; à un stade plus avancé, un matériel de feldspath potassique (microcline) s'est déposé autour des plagioclases et dans certains cas on a d'énormes yeux de feldspaths potassiques (perthites) contenant une très grande quantité de cristaux de plagioclase de diverses orientations. Dans d'autres cas, on peut observer une véritable inondation de Schachbrettalbite qui occupe des plages entières. Il est donc très probable que nous ayons affaire à un métamorphisme en présence d'apports fluidaux périmagmatiques, fait d'autant plus probable que nous trouvons des granites frais dans le voisinage, et que les cornéennes ne font pas défaut.

**Paragranogneiss.** Aussi bien durant le lever, en poursuivant ce gneiss sur le terrain, que dans les collections d'échantillons, on passe insensiblement de ces arkoses gneiss vers les granogneiss. Ces granogneiss semblent, quand on vient d'une région de roches granitiques, être des roches magmatiques à texture



de plus en plus schisteuse et, au contraire, quand on vient d'une région de schistes cristallins, des gneiss de plus en plus granitiques. Ceci nous conduit à nous poser la question si tous les granogneiss sont d'origine magmatique et si une partie d'entre eux ne représenterait pas justement cette zone de transition entre les roches issues d'un magma neuf et celles dans lesquelles il a fait intrusion ; elles auraient par conséquent en partie les caractères d'une roche consolidée en milieu non orienté et en partie ceux d'une roche formée par la transformation d'une accumulation de matériel stratifié, sous l'influence des conditions physiques habituelles dans le voisinage des magmas en voie d'intrusion. Ces granogneiss contiennent parfois de la sillimanite, du disthène et d'autres minéraux qui leur donnent un caractère de pararoche. Il y a tout un processus de cristallisation que l'on peut poursuivre dans la structure et dans la texture. On pourrait par exemple supposer que la formation d'un cristal de plagioclase, avec toutes les particularités qu'il présente sous le microscope, est due à un processus exactement inverse de celui qu'on lui attribue dans l'hypothèse du dynamométamorphisme. En premier lieu aurait cristallisé les petits grains d'épidote dans une masse argileuse ; autour d'eux se serait développé une zone d'albite qui, par un processus incessant de « reaction relation » se serait enrichie en anorthite ; puis se seraient développées, toujours par apport magmatique et dans certains cas seulement, des auréoles de feldspath potassique qui, par « reaction relation » deviennent des perthites.

*Considérations générales sur la genèse du deuxième groupe cristallin.* Ces questions de relation entre ortho et pararoches, sont plutôt d'ordre théorique et préoccupent de nombreux auteurs. Il suffit de rappeler les notions d'anatexis et de palingenesis, pour donner une idée de la nature des problèmes soulevés et il est superflu de rappeler les théories de l'école pétrographique française sur la granitisation. Nous serions ici dans une zone où la transformation d'un matériel ancien sédimentaire ou éruptif s'est produite en présence d'apports magmatiques<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> ESKOLA dans un récent article (*Tsch. Min. Petr. Mitt.* 1932, Mai) montre que les granites ne sont autre chose que le produit du mélange de



Dans les études précédentes, nous avons supposé que tous les granogneiss étaient des roches magmatiques et avons montré que pour interpréter leur genèse il fallait faire intervenir deux forces : I) la cristallisation d'un magma; II) les pressions orogéniques. Dans un magma sous pression, la cristallisation suit la loi des volumes, ce qui donne naissance aux minéraux de la famille des épidotes et de la séricite. Dans les régions centrales où le magma est fluide nous avons des pressions hydrostatiques, tandis qu'au contraire au pourtour, là où la fluidité diminue, l'influence du stress se manifeste non seulement dans la composition minéralogique mais aussi dans la texture <sup>1)</sup>.

Les forces orogéniques agissant sur une série géosynclinale commencent à la plisser. Ces mouvements ouvrent la voie pour les magmas qui forment des intrusions dans les zones anticlinales. Les synclinaux s'enfoncent dans le magma et sont soumis aux métamorphisme. Ce méthanormorphisme présente des aspects très variés, suivant la zone où il se produit, suivant les matériaux qui lui sont soumis, suivant les conditions qui varient d'un endroit à l'autre. Ici nous aurons des phénomènes d'injection, là des phénomènes de métamorphisme de contact, plus loin nous aurons une imprégnation de fluides périmgmatiques, ailleurs se produira un métamorphisme purement thermique; ailleurs enfin, l'effet des pressions et des déplacements mécaniques aura une influence prédominante.

On pourrait expliquer le métamorphisme de la couverture schisteuse, la granitisation et l'intrusion des granites, comme les conséquences d'un seul phénomène géologique, à savoir l'enfoncement et la surcharge géosynclinale. De cette manière, les roches de la couverture schisteuse arrivent dans le domaine où, non seulement les conditions physiques tendent à se rapprocher des

---

matériel d'origine sédimentaire descendant vers le fond d'un géosynclinal, avec du matériel magmatique provenant de la différenciation du Sima, le tout dans une zone où les conditions physiques sont bien déterminées. La limite entre ces deux matériaux est évidemment dans la plupart des cas impossible à préciser.

<sup>1)</sup> Expliquer la mise en place des granites par des processus d'intrusion synorogénique est d'ailleurs une tendance générale des pétrographes modernes, pour ne citer que CLOOS et SANDER et leurs écoles.



conditions magmatiques, mais où la présence des magmas est à attendre. Dans le Parâng ces phénomènes ont dû se passer à une profondeur moyenne et les conditions physiques de température et de pression ont dû être assez variées, influencées surtout par les apports magmatiques.

De cette manière, le métamorphisme de la couverture schisteuse et la granitisation sont considérés comme affectant des zones qui se succèdent dans le degré de métamorphisme. Dans cette conception on a laissé leur place aux phénomènes de métamorphisme et aux phénomènes magmatiques. Les forces orogéniques, qui se font sentir à ce moment où tout le complexe est en profondeur, provoquent des instabilités et des variations par la translation des isothermes et par l'effet des pressions dirigées ou hydrostatiques. Les phénomènes magmatiques sont différents suivant que nous sommes dans les zones où le stress se fait sentir par le déplacement relatif des particules constitutives de la roche et celles où les pressions sont transformées en forces non orientées. De même, les produits de métamorphisme seront différents suivant qu'il se produiront dans des conditions de pression et de température différentes, ce qui est possible et même probable à l'intérieur d'une seule et même unité. On peut avoir de véritables phénomènes de contact, des endroits où le métamorphisme est influencé d'une manière régressive par les déplacements des particules constitutives et aussi des endroits où la cristalloblastèse est contemporaine de ces déplacements relatifs.

*Âge de ces phénomènes.* Lorsqu'il s'agit de circonscrire le temps pendant lequel ces processus se sont développés, on manque totalement de repères sûrs. Nous étions précédemment parvenus à la conception que les plissements du groupe du Parâng s'étendent sur un grand espace de temps; nous savons par ailleurs que les plissements alpinocarpatiques s'étendent dans tout le Mésozoïque sous forme de plissements précurseurs des grands paroxysmes. Nous sommes même arrivés à cette conception que, à l'intérieur du groupe du Parâng et dans sa partie orientale, il serait bien difficile de marquer une discordance entre le cycle d'orogénèse préalpine et le cycle d'orogénèse récent. Il est très probable que les plissements du premier cycle, d'âge hercynien,



mais qui ont dès ce moment un sens qui restera le même dans la suite, un sens alpin, sont accompagnés par la mise en place des granites et l'épanouissement de leurs auréoles de contact. Les phénomènes orogéniques et les phénomènes magmatiques peuvent se continuer dans le deuxième cycle, sans rupture bien considérable entre le passé et l'avenir. C'est aussi ce que pensait MURGOCI dans « The geological synthesis of the South Carpathians ». Le paroxysme mésocrétacé qui a amené le grand charriage a trouvé probablement la plus grande partie du groupe autochtone sous une forme peu différente de celle qu'il a aujourd'hui. Au point de vue magmatique nous arrivons à une conception analogue. La formation et la venue des roches de profondeur a dû s'accomplir au cours d'une ère entière qui a dû présenter plusieurs moments. Les mouvements orogéniques, qui eux aussi ont montré de grandes variations dans leur intensité, ont trouvé les magmas à divers états de consolidation. L'histoire des intrusions dans l'orogène n'est probablement qu'une image réfléchie de celle des plissements. Un fait est cependant certain, c'est que les intrusions et les phénomènes orogéniques, tous deux considérés comme des processus très complexes, ne peuvent être séparés.

### Séance du 13 janvier 1933

Présidence de M. D. M. PREDĂ, sous-directeur de l'Institut géologique de Roumanie.

— M. M. G. FILIPESCU. — Sur la présence de certaines roches phosphatiques dans l'Eocène de Şotrile.

L'Eocène de la région qui s'étend entre le Teleajen et la Dofnana se présente sous trois facies différents: le facies marginal, le facies médian (l'Eocène de Fusaru-Tarcău) et le facies interne (l'Eocène de Şotrile).

L'Eocène du type Şotrile est caractérisé par une alternance de dépôts néritiques et pélagiques.

Les plus caractéristiques parmi les dépôts néritiques sont des calcaires sableux très riches en organismes: Nummulites, Orbi-



toïdes, Échinodermes, Bryozoaires, des fragments de Mélobésiées, des débris de matière osseuse ; dents, écailles, etc. Ces calcaires contiennent de petites intercalations de grès, également fort riches en ces mêmes débris organiques.

Les dépôts pélagiques sont représentés par des roches pélitiques d'un blanc jaunâtre, à Globigérines et Textulaires, cimentées par la silice provenant d'une infinité de squelettes de Cocolithophoridées (Cocolithes et Rhabdolithes). Ces dépôts contiennent extrêmement peu de matériel détritique, représenté par des éclats de quartz et des lamelles de mica, dont les dimensions ne dépassent pas 0,05 mm.

Il est intéressant de noter, dans les dépôts éocènes appartenant aux formations néritiques, la présence d'une grande quantité de phosphate de chaux.

Ce minéral se rencontre, dans les sédiments mentionnés, sous les formes ci-après :

a) Débris organiques constitués par du phosphate. Ce sont de nombreux fragments de matière osseuse, conservant la structure caractéristique de l'os ; ils sont composés de phosphate de chaux cristallisé. La réaction sur la lumière polarisée est parfois très faible. Ils sont incolores, ou d'un jaune brun. Ils ont un aspect d'ambre très caractéristique ;

b) Grains de phosphate de chaux remaniés. Ces grains sont colorés en jaune, orange ou brun et présentent le même aspect que le phosphate des os. Ils sont amorphes, n'ayant absolument aucune action sur la lumière polarisée. Ils contiennent fréquemment de nombreuses inclusions de nature diverse. Leur structure est agglomératique, résultant d'associations de globules, de petits granules ou de fibres.

Ces granules sont donc composés de la variété de phosphate de chaux nommée collophanite. A l'intérieur de quelques-uns d'entre eux apparaissent des centres qui réagissent sur la lumière polarisée. Ils sont constitués de fibres disposées en rayons qui appartiennent à la variété nommée staphélite.

Il existe des granules ayant une structure vésiculaire, dans lesquels on constate que le réseau est formé de phosphate cryptocristallin et les mailles du réseau de phosphate amorphe.



Dans la plupart des grains, on trouve répandues d'innombrables particules de carbonate de chaux sous la forme d'une poudre fine. Ceci prouve que ces grains de phosphate ont pris naissance par remplacement de la calcite d'un calcaire microgranulaire.

c) **Phosphate de chaux autigène.** La couleur, l'aspect et la constitution en sont les mêmes que ceux des grains remaniés. On remarque des formes très irrégulières, à contours diffus. Quand ils se trouvent en contact avec des organismes, on constate qu'ils pénètrent à l'intérieur de ceux-ci. On observe des passages graduels du ciment à ces portions phosphatiques. Bien plus, dans leur intérieur, pénètrent d'étroits golfes de ciment, ou bien l'on trouve des îlots de carbonate de chaux identique à celui de la gangue.

Ce phosphate de chaux a pris naissance par la substitution du ciment calcaire. Le phénomène se voit très clairement dans certains cas et l'on peut observer des stades succesifs de cette épigénie. Le phosphate étant isotrope, au fur et à mesure qu'il remplace la calcite du ciment, celui-ci devient isotrope. La transformation va parfois si loin que le ciment, coloré en jaune brun, devient entièrement isotrope, transformé en phosphate, dans la masse duquel on trouve au moins de petits témoins sous forme de grains réduits de calcite.

Ce phénomène d'épigénie qui se produit pour le ciment se constate aussi pour les organismes calcaires, surtout les Mélobésiées et certains Foraminifères. La transformation des fragments de Lithothamnium est, dans certains cas, presque totale et accompagnée de la destruction de la structure organique.

d) **Phosphate de chaux cristallin.** Il se présente sous forme cristalline, ayant les caractères de l'apatite.

Sous cette forme, il apparaît dans les diaclases et remplace le ciment calcaire autour de la fente où il s'est déposé. Le phosphate, de chaux cristallisé cimente des grains de quartz, des fragments d'organismes et même des fragments de roche, qui sont parfois imprégnés de phosphate amorphe.

On déduit de ce fait, que la solution de phosphate qui a pénétré à l'intérieur d'une fente de la roche, a réalisé non seulement l'opération de remplissage avec de l'apatite, mais



aussi une pseudomorphose d'après la calcite du ciment dans la zone voisine de la fente. La solution de phosphate provient du phosphate de chaux dispersé dans la masse de la roche. Ceci démontre la richesse en phosphate de chaux de cette roche.

*Genèse du phosphate de chaux.* La richesse en phosphate de chaux que révèle l'étude microscopique de ces roches, pose la question de la genèse de ce minéral dans les dépôts mentionnés.

Les études du professeur COLLET<sup>1)</sup> sur le phosphate de chaux dans les dépôts actuels ont montré que ce minéral se forme aux dépens des débris organiques.

La formation des gisements de phosphate de chaux dans les roches sédimentaires est mise par L. CAYEUX<sup>2)</sup> en relation avec des ruptures d'équilibre dans le milieu marin, provoquées par les mouvements du fond de la mer.

La richesse en débris organiques des dépôts où l'on trouve le phosphate décrit, concorde avec la première condition de formation de ce minéral dans les sédiments.

L'alternance des dépôts néritiques avec les dépôts pélagiques, dont j'ai parlé au début, montre que la sédimentation de cet Eocène s'est accomplie dans diverses conditions de profondeur, en relation avec les oscillations du fond de la mer.

Grâce à ces oscillations, il s'est produit des ruptures d'équilibre dans le milieu physique de la mer éocène, qui ont favorisé la formation du phosphate de chaux, en réalisant ainsi les conditions établies par L. CAYEUX.

— M. SABBA ȘTEFĂNESCU. — **Le champ électromagnétique de l'émetteur rectiligne infiniment long<sup>3)</sup>.**

MM. T. P. GHIȚULESCU, M. SOCOLESCU et SABBA ȘTEFĂNESCU. **Le champ magnétique de l'émetteur rectiligne alternatif de grande longueur<sup>4)</sup>.**

<sup>1)</sup> L. W. COLLET. Les dépôts marins, pag. 194, 213.

<sup>2)</sup> L. CAYEUX. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires, pag. 427, 432.

<sup>3)</sup> Paraîtra dans *Studii tehnice și economice*.

<sup>4)</sup> Publié dans *Anuarul Institutului Geologic al României*, Vol. XVI, pag. 669.



**Séance du 20 janvier 1933**

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. P. PETRESCU. — Etude géochimique des eaux des limans du Sud-Est de la Bessarabie <sup>1)</sup>.

Prennent part aux discussions, MM. ȘT. CANTUNIARI, PROTOPODESCU-PACHE et G. MACOVEI.

— M. DAN GIUȘCĂ. — Massif du Pricopan (Dobrogea) <sup>2)</sup>.

Prennent part aux discussions, MM. G. MACOVEI, G. MURGEANU, ȘT. CANTUNIARI, M. SAVUL, A. STRECKEISEN.

**Séance du 27 janvier 1933**

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. SABBA ȘTEFĂNESCU. — Le carottage électrique <sup>3)</sup>.

**Séance du 3 février 1933**

Présidence de M. G. MACOVEI.

— I. GAVĂT. — Communication préliminaire sur les recherches gravimétriques entreprises dans la région de Târgoviște.

Les résultats acquis au cours de nos premières recherches dans la région, en 1929 et 1932, ont été déjà insérés dans deux rapports préliminaires <sup>4,5)</sup>. Les observations sur le terrain comportaient 300 stations de balance de torsion. Ces stations

<sup>1)</sup> Publié dans *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, p. 225.

<sup>2)</sup> Publié dans *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI, pag. 481.

<sup>3)</sup> Paraștra dans *Studii tehnice și economice*.

<sup>4)</sup> I. GAVĂT. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice din regiunea Gura Ocniței—Bucșani (jud. Dâmbovița). Décembre 1929.

<sup>5)</sup> I. GAVĂT. Raport asupra rezultatelor prospecțiunii gravimetrice din regiunea Târgoviște. Novembre, 1932.



avaient été placées sur des profils tracés par Gura Ocniței, Bucșani, Săcueni, Comișani, Racovița. Nos coupes se prolongeaient ensuite jusqu'au N de Târgoviște, par Teiș, Șotânga, Vulcana Pandele et dans les environs de Doicești et Viforâta. Les tracés parcourus avaient une longueur totale de 75 km et couvraient une superficie d'environ 170 km<sup>2</sup>. La distance de 250 m qui représenté l'intervalle moyen des stations, donne la mesure du détail atteint par ces recherches. Les conditions géologiques rencontrées au N de Târgoviște nous ont obligés de serrer l'intervalle des observations. Par contre, la région située dans la plaine nous offrait l'occasion d'en élargir l'espacement.

A l'exécution de ces travaux sur le terrain, des calculs et des cartes, M. V. LĂPUȘAN, conducteur technique, nous a prêté un concours très obligeant et précieux.

Dans cette communication préliminaire nous nous proposons de faire une énumération des faits géologiques et gravimétriques observés dans la région étudiée et de montrer les relations qui en résultent.

*Relief, corrections afférentes, erreurs.* La morphologie des terrains quaternaires est simple; c'est une plaine qui s'étend vers le S jusqu'au Danube; elle est limitée au N par la bordure des collines subcarpatiques, qui s'étend de Doicești, par Târgoviște et Gura Ocniței. Le Quaternaire, représenté par les terrasses inférieures de la Ialomița, forme la couverture de la partie basse de la région. Le lit actuel de la Ialomița entaille ces terrasses, qui présentent une constitution pétrographique homogène dans le sens horizontal. La Ialomița traverse la région dans la direction NW-SE, de Vulcana Pandele jusqu'au delà de Bucșani. Jusqu'à l'E de Târgoviște elle se présente comme une large vallée creusée dans la région des collines pliocènes subcarpatiques.

Les stations de la balance de torsion ont été situées dans la plaine et sur la surface plane des terrasses. Pour le calcul des corrections topographiques, on a fait usage du procédé Schweydar pour 8 directions. Les corrections cartographiques sont négligeables par rapport aux erreurs permises. Les stations ayant donné des résultats incertains ont été doublées par des mesu-



rages auxiliaires, en vue d'écartier les influences dues aux causes cachées dans le voisinage immédiat de la surface. L'erreur moyenne totale pour les gradients, peut être comptée aux environs de 3''E''.

*Structure géologique des terrains environnants.* Les dépôts quaternaires forment une couverture ininterrompue sur toute la plaine. A Bucşani, cependant, un îlot levantin domine la surface plane de ces terrasses, en constituant le témoin le plus externe d'une élévation tectonique dans cette région. Vers le N de Târgovişte, à Satul Nou et à Teiş, sur la rive droite de la Ialomiţa, affleurent, à la base des terrasses, des couches de sable et de marnes sableuses du Levantin. Un léger cintrage de la stratification met en évidence, à Satul Nou, une voûte anticlinale ( $A_3$ ). Les couches ont ici un pendage de quelques degrés. Plus au N, à Teiş, la faible inclinaison des couches vers le S, décèle la présence d'un synclinal ( $S_2$ ). Encore plus au N, entre Şotânga et Făgeţelul, sur la même rive de la Ialomiţa, apparaissent les marnes du Pontien, inclinées vers le S. Elles reposent en concordance sur de minces couches sableuses du Méotien. L'épaisseur du Méotien atteint à peine 80 m. Le pendage de ces couches varie de 5° à 7° S. Le Méotien repose à son tour en discordance sur les marnes à gypses et à tufs dacitiques de l'Helvétien. Celui-ci forme le noyau miocène d'un anticlinal ( $A_1$ ), qui présente une dislocation localisée sur le flanc S ( $F_1$ ). Le long de cette dislocation, en profondeur, il y a du sel. Le flanc N de cet anticlinal est constitué par des dépôts pliocènes qui apparaissent à la base de la terrasse entre Vulcana Pandele et Brăneşti. Ici le Pliocène est représenté uniquement par les marnes pontiennes qui plongent vers le N de 15°; le Méotien reste caché<sup>1)</sup>. La crête de cet anticlinal se dirige vers Glodeni, par Lăculeţe. Vers l'W l'anticlinal s'envoie sous les dépôts daciens de Valea Glodului et de Mărgineanca.

Sur la parallèle de Şotânga et Doiceşti, à l'E de la Ialomiţa, les marnes pontiennes affleurent dans la zone axiale d'un anti-

<sup>1)</sup> Les observations géologiques sur le terrain ont été faites la même année en compagnie de MM. D. PREDA et D. ŞTEFĂNESCU. Nous leur adressons ici nos meilleurs remerciements.



clinal ( $A_2$ ), qui plonge vers l'W. Sur le versant opposé, à l'W de Șotânga, la couverture dacienne affleure dans le prolongement du dit anticlinal. Le Levantin y contourne l'extrémité W en présentant une terminaison périclinale vers la Dâmbovița.

Les marnes pontiennes du synclinal situé au N de Doicești supportent le Dacien à l'E et à l'W de la Ialomița. Celle-ci entaille cependant, à la base des terrasses, les marnes pontiennes. Le synclinal qui succède, au S de Doicești, est comblé de dépôts sablonneux du Levantin. Sur le flanc N du synclinal affleure le Dacien qui forme, à l'W de la Ialomița, la couverture du noyau de l'anticlinal Doicești-Șotânga. Ensuite, à l'E de Viforâta, dans le prolongement vers l'W de l'anticlinal Ochiuri-Gorgota, on a signalé un îlot de Dacien<sup>1)</sup> qui apparaît sous une couverture de dépôts levantins. C'est dans ces mêmes dépôts qu'est taillée toute la région collinaire jusqu'à la bordure de la plaine. Le long de cette bordure, les dépôts levantins plongent sous les alluvions quaternaires.

En résumé, la tectonique du Pliocène dans la vallée de la Ialomița, est caractérisée par un plongement axial général vers l'W. Toutefois les crêtes des anticlinaux mentionnés indiquent une descente en marches, dans le sens transversal, de la couverture mio-pliocène, vers l'extérieur des Subcarpathes. La plus externe d'entre elles ( $A_5$ ) a été signalée, à Bucșani<sup>2)</sup>. Les éléments structuraux de la région, anticlinaux et synclinaux, que nous venons d'esquisser, se relayent en même temps du SE au NW, selon la direction générale de la Dépression gétique.

*Les anomalies de gravitation.* Un coup d'oeil sur la répartition des gradients horizontaux de la pesanteur permet de grouper les anomalies, par rapport aux variations qu'elles présentent, en deux régions distinctes. A l'extérieur de la zone collinaire, les

<sup>1)</sup> O. PROTESCU. Harta geologică a regiunii Doicești (Dâmbovița) cu zăcămintele de cărbuni plioceni, întocmită după datele geologice ale d-lor I. POPESCU VOITEȘTI și O. PROTESCU. *Inst. Geol. Rom. Studii Tehnice și Economice*, vol. III, fasc. 7.

<sup>2)</sup> G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra structurii geologice a regiunii figurate pe foaia Haimanale, 1: 50.000 (4 fig.). *Dări de Seamă ale ședințelor Inst. Geol. Rom.*, vol. VII, 1915—1916, p. 163—176. București, 1917.





gradients sont tous dirigés vers la plaine, dans la direction moyenne N-S. Ils ne changent pas de sens; seules leurs intensités varient. Au contraire, sur la Ialomița, dans la zone collinaire, on rencontre des changements qui indiquent plusieurs maxima et minima de la pesanteur.

Les deux modes différents de manifestation des anomalies, selon qu'elles apparaissent dans la plaine ou à travers la zone des collines, doit avoir pour cause le fait que dans la plaine l'anomalie due aux accidents tectoniques locaux, situés dans la couverture mio-pliocène, devenue très épaisse et assez calme, est minime par rapport à l'influence de la structure du substratum. La superposition de l'effet régional imprime aux anomalies le caractère d'uniformité du sens, en laissant visible uniquement des accroissements et des diminutions dans l'intensité du gradient. Au contraire, la structure diapire, plus accidentée et moins profonde, de la couverture mio-pliocène des collines subcarpatiques, accuse des influences locales plus fortes. Par voie de conséquence, l'anomalie qui en résulte par la superposition de l'effet régional, porte la marque prédominante des anomalies locales.

Dans la plaine s'étend un vaste champ uniforme des gradients. La partie située au Nord de Bucșani présente, cependant, un intérêt spécial. On remarque ici la diminution de la valeur des gradients. Cette zone comprise entre Bucșani et Adâncă se prolonge à l'W dans la partie N de Comișani et Lazuri, où persiste encore un petit amoindrissement relatif des gradients. Sur l'emplacement des localités Bucșani et Comișani, les gradients sont plus forts et marquent une différence maxima d'environ 25'' E'' par rapport à ceux constatés plus au N. En tenant compte de la réduction due à l'effet régional, on en déduit la présence d'un minimum local de gravité ( $m_5$ ), à Bucșani. Les gradients mesurés entre Adâncă et Gura Ocniței, sont plus forts que ceux constatés au N de Bucșani. En supposant qu'on ait déjà effectué la correction due au gradient régional, il en résulte un maximum local de pesanteur ( $M_5$ ), situé dans la région d'Adâncă et un autre au S de Bucșani ( $M_6$ ). En faisant abstraction des variations qui ne dépassent pas la valeur moyenne des erreurs, nous pouvons arrêter la description à ces trois ano-



malies locales, pour tout ce qui intéresse la prospection gravimétrique de la région comprise entre Târgoviște et Bușani.

Sur les profils tracés le long de la Ialomița, au N de Târgoviște, on rencontre les maxima et les minima locaux dans l'ordre suivant:

Un maximum relatif ( $M_1$ ), est localisé entre Vulcana Pandele et la gare de Lăculețe. Vers le S, on constate des variations très irrégulières, caractérisées par de petits gradients qui se dirigent en majorité vers l'axe d'un maximum ( $M_2$ ), situé au N de Doicești. Dans cette dernière localité se trouve circonscrit un minimum de gravité ( $m_2$ ), dont la ligne axiale se prolonge vers l'W, par Șotânga. Cette ligne est accompagnée vers le S par un maximum relatif ( $M_3$ ), situé à très courte distance. Les gradients qui déterminent le minimum à Doicești, sont assez forts.

En continuation, dans les environs de Săteni, se développe une large zone de minimum relatif ( $m_3$ ), caractérisée par de petits gradients divergeants. Ensuite, celle-ci est suivie vers le S par l'alternance d'un maximum ( $M_4$ ), et d'un minimum ( $m_4$ ), localisée entre Vîforâta, Aninoasa et Satul Nou, Teiș.

Comme remarque générale, nous soulignerons le caractère local qui prédomine dans toutes les anomalies constatées sur la Ialomița, au N de Târgoviște.

*Conclusions.* A titre de conclusions, nous nous arrêterons davantage sur les rapports entre les anomalies locales et la structure géologique de la couverture mio-pliocène. En partant du N vers le S, la liaison entre les faits gravimétriques et géologiques apparaît dans l'ordre suivant (voir la carte ci-jointe):

1. Le maximum de gravité ( $M_1$ ), constaté à Vulcana Pandele-Lăculețe, est localisé sur l'emplacement de l'anticlinal à noyau helvétique, portant le même nom. Les flancs sont formés par des marnes pontiennes, des sables méotiens et, sur les collines avoisinantes, par des marnes sableuses du Dacien. La direction du plissement passe par Glodeni, Lăculețe, Făgețel et se prolonge vers la mine de Mărgineanca (Plaiul lui Mogoi).

2. Un minimum local ( $m_1$ ), situé immédiatement vers le S, semble avoir pour cause les affleurements des dépôts sableux du Méotien.



3. Le minimum de Doicești ( $m_2$ ), apparaît sur l'axe de l'anticlinal connu dans la région. Il s'étend vers l'W dans la direction de Doicești-Șotânga, par Dealul Cărbunarul. La couverture est représentée par les marnes du Pontien, recouvertes à leur tour, sur les deux flancs, par des dépôts daciens. Le déficit de masse accusé par la présence d'un minimum, implique l'existence du sel dans la constitution du noyau. D'ailleurs, les gradients assez forts qui délimitent l'extension de ce minimum, révèlent une structure accidentée pour cet anticlinal.

4. A Viforâta-Satul Nou l'apparition du minimum ( $m_4$ ), est en liaison avec l'emplacement de l'anticlinal pliocène déjà connu.

5. Le minimum ( $m_3$ ), développé vers le N d'Aninoasa et Săteni, paraît être en rapport avec des défauts de masse localisée par les affleurements des couches de sable daciens.

6. Les maxima constatés au N de Târgoviște, sur le tracé de la Ialomița, apparaissent en alternance avec les minima que nous venons de décrire sur le même profil. Ils sont dus aux remplissages plus denses des synclinaux. Parmi ces maxima de gravité, nous relevons celui de Lăculețe ( $M_1$ ) qui, par exception, est dû à un anticlinal, dont l'excès de masse est localisé dans les dépôts miocènes formant son noyau.

7. Le prolongement de l'anticlinal de Bucșani vers l'W est mis en évidence par la diminution des gradients situés sur le flanc N et par leur accroissement sur le flanc S de l'anticlinal. La réduction de l'effet régional, permet d'établir l'anomalie locale qui se manifeste comme minimum de gravité ( $m_5$ ). Les synclinaux avoisinants déterminent des effets locaux de maximum ( $M_5$ ,  $M_6$ ). L'axe de l'anticlinal de Bucșani, jalonné par la crête de Măgura Bucșani, traverse la Ialomița et s'étend vers l'W à la lisière N des localités Comișani et Lazuri. Ici, l'anticlinal doit présenter une terminaison périclinale qui s'enfonce et s'aplatit en profondeur. Les deux flancs du pli paraissent être asymétriques, celui du N ayant un pendage moins accentué.

8. Le maximum local de Lăculețe ( $M_1$ ), situé sur un anticlinal, renverse le système des influences dues aux anticlinaux situés dans la partie externe de la région étudiée. Nous croyons que la cause de ce changement d'effet est attribuable à la situation relativement plus élevée du niveau tectonique du Miocène



formant le noyau de l'anticlinal de Lăculețe. Les plis situés plus au S sont coupés par la surface d'érosion de la Ialomița à des niveaux stratigraphiques plus élevés, tandis que la couverture pliocène a augmenté en épaisseur. On voit donc qu'un changement dans la constitution pétrographique de la couverture devait y avoir lieu et, par voie de conséquence, le changement de l'effet gravimétrique.

D'ailleurs, la descente en marches dans le sens transversal, de la couverture mio-pliocène vers l'extérieur des Subcarpates, accompagnée par le plongement axial, général vers l'W, des anticlinaux de la région, déjà mentionnés, est la cause du calme relatif de la tectonique dans la plaine. Ici, l'épaississement de la couverture pliocène et la prédominance de l'effet gravimétrique de la structure régionale, amène un mode nouveau de manifestation des anomalies locales, qui appartient aux plis situés dans la Plaine roumaine.

— M. M. PAUCĂ fait un rapport sur: WLADISLAW ZYCH. — **Fauna rby Devonu i Downtonu Podola.** (La faune de poissons dévoniens et downtoniens de Podolie). Lwow 1931.

### Séance du 10 février 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités: MM. S. MEHEDIŢI, V. MIHĂILESCU, N. POPP.

— M. G. MACOVEI salue, au nom de l'Institut Géologique, M. S. MEHEDIŢI qui nous fait, pour la première fois, l'honneur de prendre part à nos séances.

Il exprime le désir que cette visite soit suivie de beaucoup d'autres; qu'elle soit le commencement d'une collaboration aussi étroite que possible entre l'Institut Géologique et l'Institut de Géographie de l'Université.

— M. S. MEHEDIŢI remercie de ces aimables paroles et dit qu'il sera heureux d'être le collaborateur de l'Institut Géologique.



— M. R. FICHEUX, membre de l'Institut français de hautes études en Roumanie. — **Terrasses et niveaux d'érosion dans les vallées des Munții Apuseni.**

M. FICHEUX fait d'abord ressortir le contraste qui oppose la partie supérieure des vallées, d'aspect nettement montagnard, et la partie inférieure, aux « lunca » larges, aux méandres divagants, aux vastes terrasses. La maturité avancée de ces basses vallées a amené bien des chercheurs à parler de période d'accumulation pliocène et les mots de deltas, cônes de déjection, terrasses de remblaiement sont fréquents dans leurs travaux. Or, sur le terrain, ces formes d'accumulation ne sont guère apparentes ; nulle part de structure deltaïque typique ; l'analyse du « cône » de Beiuș aboutit de même à cette conclusion qu'on a affaire à un escalier de terrasses fluviales ; quant aux terrasses, on peut aisément se rendre compte qu'elles sont des niveaux d'érosion recouverts d'une mince pellicule d'alluvions (1 à 3 m seulement), reposant ici sur les marnes pontiennes, là sur les granites, là encore sur les couches redressées du Trias. La capture de Vintir est un argument très sûr en faveur de l'érosion jusqu'au temps des plus basses terrasses.

M. FICHEUX fait remarquer la présence des terrasses inférieures des trois Criș, du Bărcău, du Mureș, de l'Arieș, de la Târnava, du Someș sur la rive sud des cours d'eau. Il y voit une preuve de l'affaissement des régions transylvaines vers le NE, vers la Haute Tisa, région d'enfoncement signalée depuis longtemps. Les déplacements latéraux, vers le N, des anciens cours du Mureș (Holdea, Lipova, Naidorf) entraînent à la même conclusion.

MM. SAWICKI, KOCH, WACHNER signalaient 4 terrasses, M. PAUCĂ 3, M. FICHEUX 5, M-elle VERGEZ et CVIJIČ dans le Banat et la Serbie du Nord, 6. Au-dessus de ces 5 terrasses typiques s'étagent de nombreuses surfaces d'érosion ; elles correspondent aux plateformes signalées par les géographes dans les régions qui étaient en liaison avec le Bassin Pannonique.

Aucune carte à grande échelle de ces terrasses n'a encore été dressée ; l'essai de M. FICHEUX ne correspond pas avec celui de M. PAUCĂ. Cela tient à la façon dont ces terrasses ont été levées ; on s'est jusqu'à présent trop basé sur l'altitude relative des terrasses par rapport au talweg actuel. Or, des exemples



précis sur le terrain montrent que cette altitude relative ne reste pas constante de l'aval vers l'amont, mais que les terrasses des rivières des Munții Apuseni disparaissent lentement en biseau dans le talweg actuel; RODEANU, sur la Târnava moyenne a observé le même fait. En conséquence, les quatre terrasses inférieures de l'Arieș, signalées par SAWICKI, ne correspondent nullement aux quatre terrasses inférieures du Mureș près de Lipova, mais bien à des niveaux supérieurs, voire à de véritables plate-formes. Le levé de ces terrasses et leur véritable allure ne peuvent être réalisés que par la confection de profils longitudinaux très étendus, sur lesquels la pente même des terrasses puisse être enregistrée et où l'on portera en outre les niveaux de confluence, même sans cailloutis, les débouchés anciens des vallées affluentes et les ruptures de pente non dues à des changements de roches.

En résumé, M. FICHEUX aboutit aux conclusions suivantes:

Erosion continue depuis longtemps dans les basses vallées; les cours d'eau ont déblayé presque tous les sédiments des bassins intérieurs et même les dépôts pliocènes et quaternaires qui, en bordure du Lac Pannonique, masquaient les fractures des Munții Apuseni. La Plaine pannonique en face des Munții Apuseni apparaît donc comme une plaine d'érosion taillée dans un vieux remblaiement.

Non-parallélisme des terrasses des cours d'eau; en amont se sont conservées de vieilles formes, correspondant vers l'aval à de véritables plate-formes; il n'y a donc pas de synchronisme entre les terrasses en amont et en aval des cours d'eau. Certains cycles récents ne remontent même pas au delà des gorges épigéniques si fréquentes autour des Munții Apuseni. Le fait s'explique par cette raison que les fleuves se sont allongés vers l'aval à mesure que s'éloignait le niveau de base, celui-ci étant d'un lac en voie de résorption. Enfin, tous les cycles inférieurs, terrasses ou plate-formes, sont fort récents, les niveaux de 400 et 450 m, 11° et 12° dans la série de M. FICHEUX, certainement postlevantins, se trouvent taillés dans les dépôts de cet âge relevés par M. PAUCĂ.

— M. VINTILĂ MIHĂILESCU. « La thèse soutenue par M. FICHEUX, comme quoi la plaine de la Tisa constituerait une plaine



d'érosion réalisée dans des étapes correspondant aux époques de retrait du Lac Pannonien, s'appuie sur des arguments sérieux, valables pour la région au-dessous de la montagne. Nous ne saurions toutefois accepter la même origine aussi pour la basse plaine de l'W, richement alluvionnaire dans le présent comme dans le passé, traversée par des cours d'eaux débordant facilement et riche en vallées abandonnées comme en régions plus hautes, résultant d'alluvionnements quaternaires. Nous ne pouvons pas accepter cette origine, précisément parce que le matériel charrié au Quaternaire par les rivières des dépôts pliocènes au-dessous de la montagne a pu être déposé dans la région de dépression plus basse de l'axe de la Tisa. Nous nous en tiendrons à cette opinion, tout au moins jusqu'à ce qu'une analyse tout aussi minutieuse que celle exécutée par M. FICHEUX dans la région au-dessous de la montagne, nous aura convaincu de la prédominance de l'érosion dans le modelage de la plaine proprement dite.

Afin d'expliquer pourquoi les terrasses de tous les cours d'eaux au N du Mureş accusent un développement plus prononcé sur la gauche des vallées que sur leur droite, M. le conférencier a invoqué l'affaissement du front entier des Munții Apuseni du S au N, vers la région où le Someş se jette dans la Tisa. On peut encore ajouter de nombreux autres arguments en faveur de ce fait d'ordre secondaire analysé dans la communication faite par M. FICHEUX. Qu'il nous suffise de rappeler la force d'érosion intense dont font preuve les affluents du Someş (l'Almaş l'Agriş, le Bârseul, le Lăpuşul avec ses admirables méandres, etc.). Tous ces affluents menacent de capter les eaux plus vers le S.

Si le front entier des Munții Apuseni a subi l'affaissement en question vers le N, alors il nous semble tout naturel que les plateformes d'érosion situées entre le Danube et le Mureş ne se trouvent pas exactement à la même hauteur que les plateformes des bassins du Criş, mais respectivement de plus en plus haut, à mesure qu'on approche du Danube. (Dans sa réponse, M. FICHEUX confirme cette supposition tout en précisant que les différences de niveau sont insignifiantes) ».

— M. G. MURGEANU. « Bien qu'assez faible, le pendage général vers le N des surfaces d'érosion dans les Monts Apuseni



n'en est pas moins significatif si nous l'envisageons à un certain point de vue. Ce pendage indique, dans l'espèce, un mouvement de bascule du voussoir important formé par les Monts Apuseni vers la dépression que traverse le Someș.

Ce phénomène ne doit pas être considéré isolément. On constate en effet un processus analogue dans le région de courbure des Carpates, région située dans le prolongement vers le SE de la Dépression du Someș.

La dépression dans la région de courbure des Carpates, dépression que nous avons dénommée Dépression de Sfântu-Gheorghe<sup>1)</sup>, se manifeste dès le Crétacé inférieur. C'est par son intermédiaire que s'établissait la liaison entre la mer du Flysch et la mer contemporaine de l'intérieur du bassin transylvain. A l'époque des plissements post-oligocènes, la dépression canalise les nappes de charriage et leur permet d'acquérir un développement beaucoup plus prononcé que dans le reste des Carpates orientales. Cette dépression persiste jusqu'au Quaternaire, et son existence durant cette ère est illustrée par la déviation progressive vers l'E du cours des rivières de la plaine. Par ailleurs on constate aussi dans la région de courbure des Carpathes un mouvement de bascule du voussoir Făgăraș — Leaota vers le NE, tout comme dans les Monts Apuseni.

Si l'on réunit ces régions en voie d'ennoyage — la Dépression du Someș et la Dépression de Sfântu-Gheorghe — on obtient une très importante zone d'ennoyage, orientée NW-SE, qui coupe transversalement aussi bien les plissements de l'arc Mezeș-Lăpuș-Rodna que les plissements carpatiques de l'arc Leaota-Carpates orientales.

La faille ou la zone de failles le long de laquelle se manifeste l'activité éruptive au Néogène, et qui se traduit aujourd'hui par la rangée de massifs éruptifs Gutin-Ouaș-Călimani-Hârghita, n'est que la manifestation de la cession, par rupture, d'une zone qui était soumise à un mouvement d'ennoyage ».

— M. M. PAUCĂ. « Déjà l'année dernière, lors de notre étude sur le Tortonien des bordures E et W des Monts Apuseni, M.

<sup>1)</sup> G. MURGEANU. Sur l'importance des marnes à Rosalines dans la zone de recouvrements de Comarnic. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Tome XIX (1930—1931), pag. 82. Bucarest, 1933.



MIRCEA ILIE et moi avons admis le mouvement de bascule de ce massif, avec un affaissement vers l'W et le NW <sup>1)</sup>. A cette occasion nous avons montré qu'alors que, sur la bordure E du massif le Tortonien se trouve à plus de 900 m d'altitude et le Sarmatien reste à environ 800 m, sur la bordure W le Tortonien n'atteint que 350 m, tandis que le Sarmatien le dépasse d'une cinquantaine de mètres ».

### Séance du 17 février 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. MIRCEA PAUCĂ. — **Le Crétacé inférieur des Monts du Codru.**

A l'occasion de travaux exécutés au cours de l'été 1932 dans les Monts du Codru (dép. de Bihor) pour compléter la carte au 1 : 500.000, il m'a été possible, entre autres constatations importantes d'ordre stratigraphique et tectonique, d'établir la présence du Flysch crétacé inférieur sous le faciès des Couches à Aptychus et des Couches de Sinaia.

C'est H. BÖCKH qui, le premier, parle de ces couches dans son ouvrage de 1903 sur les Monts du Codru et il les sépare sur la carte dressée en collaboration avec PETHÖ en 1905 (feuille Ucuriș, 1 : 75.000), où elles sont indiquées comme Dogger. On peut constater sur la carte de BÖCKH-PETHÖ, que ces dépôts du Crétacé inférieur occupent dans les Mont du Codru une zone centrale, orientée N-S, qui vers le N arrive jusqu'auprès du village de Șuncuiș situé sur la rive gauche du Crișul Negru et vers le S s'étend presque jusqu'au village de Moneasa (dép. d'Arad).

Ces dépôts occupent de grandes surfaces dans le cours moyen de Valea Mare a Șuncuișului et sur son affluent de gauche, nommé Părăul Prelucei, dans le cours de la Valea Mare a Finișului, sur la crête séparant les deux vallées et sur de nombreux affluents de droite de la Valea Mare a Finișului. On trouve aussi

<sup>1)</sup> M. PAUCĂ et M. ILIE. Le Tortonien de l'E et de l'W des Monts Apuseni. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Tome XX (1931—1932). Bucarest, 1935.



un petit lambeau dans le Părăul Gruetului, au SW du village de Fiziș. À ce dernier endroit, le Flysch crétacé inférieur est indiqué par BÖCKH comme Malm-Tithonique.

L'âge doggérien de ces couches a été établi par BÖCKH en s'appuyant sur une empreinte d'*Harpoceras* indéterminable spécifiquement. En faisant abstraction du fait qu'une empreinte déterminée seulement d'une manière générique comme *Harpoceras* pourrait aussi bien être de provenance liasique, le facies des roches en question est absolument semblable au facies des Couches à *Aptychus* et des Couches de Sinaia, comme on peut le remarquer sur le bord E des Monts Apuseni et dans les Carpates.

Les couches à *Aptychus* des Monts du Codru consistent en une succession de schistes argileux et marneux d'un gris clair, avec de nombreuses intercalations de grès fins, sur la surface desquels on trouve toute sorte d'empreintes caractéristiques du facies flysch. Les intercalations calcaires sont extrêmement rares. En fait de fossiles, on trouve dans les couches à *Aptychus* de rares empreintes indéterminables d'*Ammonites*, de nombreux *Aptychus* et *Bélemnites*, ainsi que des traces de charbon. Quant à leur position stratigraphique, les couches à *Aptychus* se trouvent toujours à la base des Couches de Sinaia, tantôt sur le Liasique, tantôt sur le Rhétien et en concordance avec eux. Cette concordance ne peut être que d'origine tectonique. En général les couches à *Aptychus* présentent une direction N-S et plongent de 40—60 degrés vers l'E.

Au-dessus des Couches à *Aptychus* on trouve, également en concordance une série de calcaires schisteux noirs ou d'un gris foncé en cassure fraîche et gris clairs sur les surfaces d'altération. Ces calcaires sont traversés en tous sens par de diaclases remplies de calcite. Ils sont fortement plisés et montrent de nombreux miroirs de frictions. Ce facies est identique au facies des Couches de Sinaia tel qu'il se présente dans les Carpates méridionales. J'ai retrouvé en Octobre 1932, au cours des excursions de la Société Roumaine de Géologie dans les Monts Apuseni, le même facies dans la valea Mogoșului (Dép. d'Alba).

Les débris fossiles dans les Couches de Sinaia des Monts du Codru consistent en de rares traces de charbon et en empreintes d'*Ammonites* souvent déformées tectoniquement. Quel-



ques unes de ces empreintes semblent indiquer la présence du genre *Hoplites*. Il est impossible, en tous cas, d'attribuer au genre *Harpoceras* déterminé par Böckh, l'une ou l'autre des empreintes trouvées dans le Crétacé inférieur des Monts du Codru. Tout comme les Couches à *Aptychus*, les Couches de Sinaia présentent une direction N-S et une inclinaison de 40—60° vers l'E.

Les débris fossiles trouvés jusqu'à présent ne permettent pas de fixer l'âge exact de ces couches mais, par analogie de facies avec les mêmes formations de l'extrémité E des Monts Apuseni et des Carpates, on peut les attribuer également au Valanginien-Hautervien.

On ne trouve pas dans les Monts du Codru le complexe de grès et conglomérats habituels dans les autres régions où le Crétacé présente le facies des Couches de Sinaia.

Ces couches ont été observées aussi par SZONTAGH, PÁLFY et ROZLOZNIK, qui constatent qu'elles diffèrent totalement comme facies du reste des dépôts mésozoïques des Monts du Codru. Ces auteurs affirment également leurs grandes ressemblances avec le Flysch, mais sans fixer leur âge.

Enfin, PÁLFY le dernier qui s'occupe de ces couches, en mettant en parallèle les dépôts posttriasiques des Monts du Codru avec le Jurassique des Monts du Bihor, constate en 1912 que les couches en question ne se retrouvent nulle part dans ces derniers ; mais qu'elles pourraient être considérées comme du Malm. Sur la carte à 1 : 500.000, publiée par l'Institut Géologique de Hongrie en 1931, ces couches sont indiquées comme Jurassique supérieur.

M. KRÄUTNER a pu, lui aussi, se convaincre lors des excursions qu'il a faites en 1929 dans la Valea Mare a Feneşului, que ces couches ont un caractère de Flysch.

A son extrémité E, le complexe des Couches à *Aptychus* et des Couches de Sinaia se trouve recouvert d'une manière concordante par les grès et les conglomérats rouges et les porphyres quartzifères du Permien. Pour PÁLFY, ce Permien forme une nappe, ou tout au moins une éaille. La probabilité d'une nappe est beaucoup plus petite que celle d'une éaille.

La succession concordante : Couches à *Aptychus*, Couches de Sinaia et Permien supérieur, que nous constatons dans la



région centrale des Monts du Codru, nous conduit aux deux conclusions ci-après :

1. La tectonique de cette région date du Crétacé moyen (phase austrienne des plissements alpins, d'après STILLE)
2. Les dépôts du Crétacé inférieur ont servi comme autochtone à une nappe formée par des dépôts permo-triasiques.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BÖCH H. Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1903*, Budapest, 1905.
- SZONTAGH TH., PÁLFY M., ROZLOZNIK P. Das mesozoische Gebiet des Kodru-Moma. (*Ibidem*, Budapest, 1910).
- PÁLFY M. Geologische Notizen aus dem Bihar- und Bélergebirge. *Ibidem*, Budapest, 1913.

— M. ȘT. GHİKA-BUDEȘTI. — Observations au sujet de: Das Kristallin des Sebeser und Zibins Gebirges par Dr. A. Vendl.

Dans la dernière séance, M. le Directeur nous fait part de l'apparition récente d'un ouvrage sur la géologie des Monts de Sebeș et m'a chargé de faire un compte rendu de ce travail ; le seul exemplaire de ce volume qui soit parvenu à Bucarest appartenant à M. STRECKEISEN, c'est lui qui a eu l'amabilité de me le prêter.

Cet ouvrage est le résultat des études de laboratoire que M. VENDL a faites sur le matériel qu'il avait rassemblé dans cette région de plus de 2000 km<sup>2</sup>, au cours des levés cartographiques exécutés en collaboration avec M. LIFFA, en 1912—14. Cette importante publication de 365 pages est accompagnée d'une esquisse géologique à l'échelle du 1 : 133.000, d'une esquisse tectonique à l'échelle du 1 : 366.000, de deux planches de photographies d'échantillons, 6 planches de microphotographies de roches ; elle contient de nombreuses cartes de détail dans le texte, 6 profils schématiques et une riche illustration ; puis, il faut le relever spécialement, elle renferme 54 analyses de roches. Au total, tous les éléments nécessaire à une monographie.

Après une introduction dans laquelle M. VENDL montre dans quelles conditions il a travaillé sur le terrain et au laboratoire, suit un chapitre de morphologie. Dans la première partie, l'auteur s'occupe des traits principaux de la région et indique l'exis-



tence de la plate-forme dite de Râul Șes par DE MARTONNE ; vient ensuite la description des traces de la glaciation pléistocène observées à Frumoasa-Cândrelu, Steflești, Piatra albă Cristești, Dealul Balului, Surian et Pârva, accompagnée pour chaque massif d'une carte topographique à une échelle allant du 25 au 50 millième, dessinée avec beaucoup de soin d'après la carte autrichienne au 25 : 000.

Le chapitre suivant est intitulé : « Gliederung und tektonische Züge des Kristallin », ce qui peut se traduire par « Division et traits tectoniques principaux du cristallin ». Ici se trouve en premier lieu l'histoire des recherches dans les Carpates méridionales, sur lequel je n'insisterai pas car il vous est bien connu : les trois groupes de BÖCKH, les deux groupes de M. MRAZEC, les travaux de SCHAFARZIK et de M. NOPCSA, la nappe gétique de MURGOCI, etc. Vient ensuite une classification pétrographique du cristallin, que nous retrouverons plus détaillée au chapitre suivant et dans laquelle l'auteur distingue le cristallin des micaschistes (cristallin du Lotru d'après STRECKEISEN), du groupe des phyllites (cristallin du Făgăraș d'après SCHMIDT). En ce qui concerne les rapports tectoniques de ces deux unités, une seule phrase : « Diese Schiefer besitzen mehr epizonale Charakterzüge ; in der Umgebung von Rășinari liegen sie auf dem Sebeskristallin ». L'auteur indique plus loin que, au N de la région dont il a levé la carte, se trouve un cristallin que HALAVATS rapporte aussi au groupe des mica-schistes, mais qui n'a pas encore été étudié.

En ce qui concerne la tectonique du cristallin du Sebeș—nous dirions série cristallophyllienne du Lotru—M. VENDL se contente de donner une longue liste de pendages, mesurés en heures et d'après cela de mettre en évidence un synclinal, un anticlinal et un nouveau synclinal, dont les axes sont tracés sur l'esquisse tectonique. Ces listes de localités et de pendages sont accompagnées de trois profils, desquels un seul s'étend sur toute la largeur de la région. Il faut remarquer que l'échelle des hauteurs est plus grande que l'échelle des longueurs.

Encore une remarque importante : les relations entre la tectonique et l'hydrographie restent en suspens. Ce chapitre qui contient toute la description géologique, a en tout sept pages. Nous sommes arrivés ainsi à la page 40.



Dans la suite se trouve la partie réellement importante de cet ouvrage, c'est-à-dire la description pétrographique qui s'étend sur 300 pages, jusqu'à la fin du volume. C'est, bien entendu, une description extrêmement détaillée et sérieuse, de toutes les variétés pétrographiques de schistes cristallins que M. VENDL a rencontrés dans la région, qu'il a collectionnées et qui étaient à sa disposition dans le laboratoire de Budapest. L'auteur n'a négligé aucune des méthodes qui s'offrent aux pétrographes pour dévoiler les secrets des roches. L'étude microscopique est très détaillée et fait appel aux appareils les plus modernes : platine théodolite de FEDOROFF, platine d'intégration de SHAND, microscope chalcographique. L'étude chimique, comme je le disais au début, est formée de 54 analyses de roches, exécutés suivant la méthode de WASHINGTON; leurs résultats ont été soumis aux calculs les plus variés et exprimés en pourcentages moléculaires et en paramètre selon NIGGLI.

Bien que notre intention ne soit pas d'entrer dans le détail de ces descriptions, il nous semble cependant indispensable de montrer quelle est la classification à laquelle arrive M. VENDL. Après avoir montré qu'il est difficile de préciser la limite des micaschistes et des paragneiss, l'auteur décrit des micaschistes à grenats, disthène, staurolite, tourmaline et rutile. Il faut remarquer que dans ces descriptions la sillimanite n'est pas mentionnée. Les interstratifications quartzitiques et celles de minerais de fer et de manganèse, de type Maşca, ont moins eu à souffrir du métamorphisme. Les gneiss granitiques, contiennent de la biotite ou de l'amphibole ou bien ces deux minéraux. Dans ces roches, les biotites ont une teinte verdâtre, les myrmékites sont abondantes et l'orthite se rencontre fréquemment. Les gneiss à biotite que l'auteur classe parmi les orthogneiss, ont de la biotite brune et aussi des myrmékites. Les gneiss mixtes, les gneiss d'injection, contiennent de l'amphibole et de la biotite, de la biotite et de la muscovite, ou de la muscovite. A propos des paragneiss, l'auteur montre combien il est difficile de mettre des limites entre les paragneiss et les gneiss mixtes, et entre ceux-ci et les orthogneiss. Les gneiss œillés décrits sont très probablement identiques à ceux que nous connaissons sous le nom de gneiss de Cozia; trois massifs de roches semblables appa-



raissent dans les monts du Sebeş. Discutant leur genèse M. VENDL, bien qu'il semble prétendre le contraire, expose la théorie qui nous semble classique et qui est due principalement à M. REINHARD.

Suit une discussion de la genèse et des caractères chimiques de ces roches, basée principalement sur 16 analyses. Nous remarquerons dès maintenant que l'auteur a projeté dans ce diagramme les roches que lui-même admet être d'origine sédimentaire, leur projection ne tombant pas dans le champ éruptif de la projection triangulaire de NIGGLI. Nous reviendrons sur ce sujet un peu plus loin.

En ce qui concerne les pegmatites, l'auteur distingue deux variétés : l'une à microcline rose et l'autre à microcline blanc. Il décrit ensuite séparément les pegmatites à biotite et les pegmatites à muscovite qui contiennent de la tourmaline et des grenats, mais dans lesquelles n'ont pas été rencontrés d'autres minéraux rares, habituels à certaines pegmatites ; ni des minéraux radioactifs. De la description de M. VENDL il ressort que la plupart des pegmatites contiennent en petite quantité des feldspaths potassiques sous forme de perthites, mais surtout des plagioclases.

Suivent les amphibolites à plagioclases, à pyroxène, amphibolites-éclogites, amphibolites à grenats, à biotite, à épidote. Ces dernières en particulier sont étudiées avec un détail qui surpasse toute attente. Les considérations génétiques sur les amphibolites sont basées sur 17 analyses. L'auteur montre, ce qui est connu depuis ROSENBUSCH et ADAM, qu'on ne peut distinguer les amphibolites d'origine sédimentaire, des amphibolites d'origine éruptive, d'après des considérations chimiques. C'est en ayant recours à des considérations de structure, qu'il arrive à la conclusion que toutes des amphibolites sont d'origine magmatique et donne même leur diagramme de différenciation.

En ce qui concerne le groupe des roches ultrabasiques, on distingue deux gisements plus importants : celui de Dealu Negru près du Surian et celui de Valea Muntelui près de Răşinari, où ont été trouvés et décrits les types pétrographiques suivants : bronzite, périclase à grenats et bronzite, périclase à diallage, pyroxénite, grammatite à olivine, grammatite, serpentine. Ces roches sont elles aussi étudiées au point de vue chimique.



Après avoir décrit les quartzporphyrites filoniennes, l'auteur passe au groupe des phyllites de Rășinari. De là, sont décrits des phyllites à séricite chlorite et albite, des phyllites à albite, des quartzites à séricite, et chlorite, des calcaires cristallins. Les caractères généraux de ce groupe sont ceux de l'épizone. C'est la seule conclusion de l'auteur.

Avec la description de la dernière lame mince se termine cet important ouvrage.

\* \* \*

Si, cherchant à encadrer cette précieuse contribution de M. VENDL dans l'ensemble de nos connaissances sur les Carpates méridionales, nous la considérons à la lumière des problèmes que nous nous sommes posés, il nous faut distinguer deux points de vues.

Au point de vue pétrographique—et ce n'est pas dans notre habitude de séparer aussi nettement la géologie de la pétrographie, mais la nature de cet ouvrage nous l'impose—nous devons remarquer que c'est un précieux réservoir de données de grande valeur, qui fournira toutes sortes d'éléments de comparaison à ceux qui s'occuperont du groupe du Lotru.

Et dans ce sens je me permettrai de donner un exemple, puisque aux cours des dernières années j'ai travaillé dans la région immédiatement au S de celle que décrit M. VENDL et que dans l'ouvrage, dont j'ai déposé le manuscrit le 27 Mai 1932 et qui est sous presse, je me suis occupé du groupe du Lotru, arrivant à une classification qui ne diffère guère de celle de M. VENDL. Je suis cependant arrivé, en ce qui concerne la genèse, à une hypothèse quelque peu différente de celle appliquée jusqu'à présent; elle diffère sensiblement de celle de M. VENDL, qui bien que s'abstenant de toutes conclusions grandioses — « Kühne nicht genügend begründete Folgerungen sind streng vermieden worden » — explique en définitive la genèse du groupe du Lotru par les injections magmatiques issues d'un laccolite granitique. Pag 69: « Die Granitgneisse wären die höchstgelegenen Ausläufer eines tiefer gelegenen grösseren Gesteinkörpers. Die aufgeschlossenen Gesteine wären demnach gangartige Ausläufer eines grösseren tiefer gelegenen Granitmassives ». Pag 160: « Die Peg-



matite hängen unbedingt mit einem Granitlakkolith zusammen, der in der Tiefe unter dem Mantel der Glimmerschiefern verborgen liegt». Chose curieuse cependant, ni dans les 2000 km<sup>2</sup> parcourus par M. VENDL, ni dans toute l'étendue du groupe du Lotru, on n'a pu voir un pareil laccolite. Remarquons que ce laccolite aurait plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés et, dans ce cas, il s'agirait d'un batholite. Or, un batholite se présente tout autrement. Nous ne devons pas oublier que nous sommes en présence d'une nappe.

C'est pourquoi j'ai eu recours à une théorie, qui n'est pas trop nouvelle, mais qui me semble s'appliquer mieux; j'ai supposé que la genèse de ce groupe est due à un métamorphisme de profondeur, dans lequel le matériel magmatique n'apparaît que sous forme de fluides, des minéralisateurs. J'ai étendu cette hypothèse aussi à la genèse des pegmatites, suivant l'exemple donné par M. LACROIX à Madagascar; constatant que nous avons affaire à des pegmatites calcoalcalines, nous pensons que l'on peut « admettre pour leur genèse une hypothèse formulée par M. DALY. Dans ces régions de métamorphisme régional intense, les roches profondément situées, chargées d'eau d'imbibition, ont pu se trouver à la température relativement basse à laquelle un mélange de quartz et de feldspath peut entrer en solution avec l'eau mélangée à quelques gaz; ainsi ont pu se former de petites poches, remplies de telles solutions susceptibles de s'insinuer dans les roches solides du voisinage, puis de recristalliser avec l'aspect d'une roche filonienne. L'origine première d'une partie au moins de pareilles roches serait donc magmatique, mais sans relation immédiate avec une injection de magma neuf »<sup>1)</sup>.

Dans le diagramme de différenciation de la page 152 n'est pas croyons-nous un type idéal de semblables diagrammes, les roches dont le point de projection ne tombe pas dans l'Eruptivfeld du diagramme triangulaire de NIGGLI, ne se montrent point en disharmonie avec l'ensemble des autres roches. Les analyses chimiques confirment la ressemblance de ces gneiss avec les gneiss d'Antigorio. M. VENDL signale aussi la couleur verte de certaines biotites, la présence de l'orthite et l'abondance des myrmékites.

<sup>1)</sup> A. LACROIX, Minéralogie de Madagascar, Paris 1924.



Nous étions très curieux de voir si l'analyse chimique de la pegmatite donnée ne viendrait pas contredire notre hypothèse. Or, tout au contraire, elle correspond bien à une pegmatite calcoalcaline et est bien comparable aux analyses No. 38, 39 de Madagascar. Leur contenu en CaO n'est cependant pas très grand et le rapport *ca/alk* n'est pas très différent de celui de certaines pegmatites sodopotassiques par exemple. Comme nous l'avons vu plus haut de la description donnée dans ce même ouvrage, il ressort que pour ainsi dire tous les microclines des pegmatites sont des perthites.

Au point de vue géologique, très précieuse est l'esquisse géologique à l'échelle 1 : 133.000 de la planche II, qui montre avec précision les principaux affleurements des différentes variétés pétrographiques. En dehors de cela, au point de vue géologique-tectonique, M. VENDL ne fait que reproduire le contenu des deux notes<sup>1)</sup> parues en 1913 et 1914, qui, il est vrai de dire, avaient échappé à nos investigations bibliographiques.

Au cours de ces dernières années, ce qui nous intéresse en particulier c'est la répartition des différentes variétés à l'intérieur du premier groupe cristallin de MRAZEC ; c'est-à-dire les rapports des paragneiss dits de Lotru, avec les gneiss oculaires dits de Cozia et le cristallin moins étroitement caractérisé, dit de Făgăraș. C'est la question de cette ligne, que M. SCHMIDT a pressentie, de la Valea lui Stan à Rășinari et que M. STRECKEISEN a tracée sur le manuscrit de la carte de la Roumanie au 500.000-e,—où elle apparaît limitant deux couleurs tout à fait différentes : celle du cristallin du Lotru de la nappe gétique et celle du cristallin de Făgăraș ; d'après la couleur qu'on a attribué à ce dernier, il est mis en parallèle avec le II groupe. Ce problème qui se pose, qui n'est pas résolu et avec l'étude duquel j'ai été chargé cette automne, M. VENDL l'a deviné, mais des citations, on peut s'en rendre compte, seulement sous l'influence de M. STRECKEISEN. Pour le résoudre, M. VENDL n'apporte aucun argument. En effet, à

---

<sup>1)</sup> A. LIFFA u. A. VENDL. Beiträge zur Geologie von Kudzsir und Szeben. *Jahresb. d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1912*. Budapest, 1913.

— Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Cindrel. *Jahresb. d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1913*. Budapest, 1914.



la page 36 l'auteur mentionne, comme je l'ai déjà cité, que le groupe des phyllites repose sur le groupe des micaschistes. A la page 38, le profil montre une ligne tectonique inclinée de 70 degrés au NE. A la page 295 cependant, M. VENDL décrivant un affleurement de serpentines, donne une esquisse géologique à l'échelle environ 1 : 37.000 qui ne diffère pas sensiblement de celle publiée par M. MÖCKEL en 1918, mais de laquelle, étant donné qu'elle s'étend un peu plus vers l'E, on peut déduire que, si les limites tracées sont exactes, le groupe des micaschistes repose sur le groupe des phyllites, chose évidente également dans la carte de la planche II.

En ce qui concerne les rapports des gneiss oculaires et des micaschistes, M. VENDL ne songe même pas à les séparer, car il décrit les gneiss oculaires dans la série des gneiss injectés. Dans un petit profil de la page 134, qui est malheureusement dépourvu d'échelle, on peut voir que ces gneiss forment une interstratification, ou plutôt une inter-injection dans une série synclinale de paragneiss. D'après l'esquisse tectonique de la planche I, nous devrions être ici dans une zone anticlinale et d'après la carte de la planche II, nous avons les limites bien dessinées qui ont plutôt la forme d'une fenêtre que d'autre chose.

Ces observations ne permettent pas de résoudre le problème. Elles sont d'autant plus précieuses cependant qu'elles ont échappé à l'auteur, sans être encadrées dans une hypothèse. Une nouvelle étude du problème sera beaucoup facilitée par les données de M. VENDL.

Arrivant à la conclusion, je me rends compte d'avoir probablement trop insisté sur des problèmes qui ne sont pas au point, ou qui ne sont pas posés du tout par l'ouvrage de M. VENDL. Ce travail est avant tout une étude pétrographique descriptive qui apporte un riche matériel, étudié, classifié et même discuté à la lumière des théories pétrographiques les plus classiques. Je crois que nous serons unanimes à reconnaître la valeur de cet ouvrage qui apporte une importante contribution à l'étude des Carpates méridionales, et nous devons ajouter que nous nous efforcerons d'en tirer tout le profit et toutes les conclusions pour résoudre les problèmes qui se posent et se poseront dans cette région.



### Séance du 24 février 1933

Présidence de M. D. M. PREDĂ.

— M. N. CERNESCU. — Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie <sup>1)</sup>.

### Séance du 3 mars 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. MIRCEA PAUCĂ. — Stratigraphie et tectonique de la zone principale du Mésozoïque des Monts du Codru (Dép. de Bihor).

Du point de vue morphologique nous distinguons dans les Monts du Codru deux chaînes principales, orientées du N au S, que nous pourrions appeler, d'après les cîmes les plus élevées, celle de l'W la crête de Pleşul (d'après Vârful Pleşul, 1114 m) et celle de l'E la crête de Dieva (d'après Vârful Dievii, 1041 m). Ces sommets sont entièrement formés d'arkoses, de matériel éruptif (porphyres quartzifères, diabases et tufs), de conglomérats et de grès, d'âge permien inférieur et supérieur.

Entre ces deux crêtes, le relief s'abaisse jusqu'à des hauteurs variant entre 300 et 700 mètres. On trouve dans cette dépression des dépôts mésozoïques, représentés surtout par des calcaires et dolomies et, en second lieu, par des grès et des schistes argileux et marneux. Ces dépôts forment la zone principale du Mésozoïque des Monts du Codru; elle débute au N sur la rive droite du Crişul Negru, entre les villages de Pietrani et d'Urviş, se continue vers le S sur une distance dépassant 20 kilomètres et une largeur variant entre 2 et 8 kilomètres, s'amincissant dans cette direction, et arrivant jusque dans la région des bains de Moneasa (dép. d'Arad).

Cette région possède un riche réseau hydrographique de vallées conséquentes, obséquantes et monoclinales qui se jettent

<sup>1)</sup> Publié dans *Studii tehnice și economice*, Seria C (Știința solului), Nr. 2. București, 1934.



pour la plupart dans le Crișul Negru ; quelques-unes seulement dans le Crișul Alb.

A l'E de la cime du Vârful Dievii, c.-à.-d. au S du village de Tărcăița, on rencontre une seconde zone mésozoïque, formée par la même succession que la principale, à savoir par le Trias, le Rhétien et le Crétacé inférieur, mais occupant une surface beaucoup plus réduite et ayant une tectonique beaucoup plus compliquée.

L'extrémité N de la région dont on a dressé la carte en 1932 est formée par les dépôts néogènes (Sarmatien et Pontien) du bassin de Beiuș, que j'ai étudié au cours des années précédentes.

L'extrémité S est formée par une ligne qui, partant à l'W du Vârful Osoiul (960 m), passe par la région des côtes 725 (Vârful Sbarcoaii), 673 (Vârful Urmezău), 597 (Vârful Teiușul) et se termine à l'E au Vârful Holumba (544 m).

Vers l'W, j'ai poussé les recherches jusqu'aux collines à l'W de Valea Fieghiului et vers l'E, jusqu'à Valea Gruetului qui traverse le village de Fiziș.

En dehors de cette région, levée en détail, j'ai fait de nombreuses excursions de reconnaissance dans les régions voisines, telles que la vallée du Vișag (affluent de la Valea Șoimului), au fond de Valea Urmanului et de Valea Mare a Șuncuișului, dans la région au S du village de Tărcăița et dans les environs de la localité Bălăteasa ; enfin, dans la Valea Mare a Finișului et sur ses affluents, Valea Iepeii et Valea Scailui, afin de contrôler certaines affirmations faites par les géologues précédents.

La géologie des Monts du Codru nous est connue surtout depuis les travaux de PETHÖ, qui a publié de 1889 à 1900 de nombreux rapports annuels très détaillés, en établissant la présence du Permien inférieur et supérieur, de la plupart des étages du Trias, excepté le Rhétien, ainsi que la présence du Lias inférieur.

H. BÖCKH ayant révisé en 1903 les études de ses prédécesseurs, donne un aperçu synthétique de la géologie des Monts du Codru qui diffère tout à fait des opinions exprimées auparavant par PETHÖ.

En 1909 et les années suivantes, SZONTAGH, PÁLFY et ROZ-LOZSNIK ont continué l'étude de cette région. En 1928 et 1929 KUTASSY a déterminé plusieurs riches faunes.



**Stratigraphie.** *Le Trias* commence par un horizon de schistes argileux d'un rouge foncé tirant sur le violet, rarement verdâtre, ayant sur les surfaces un aspect phylliteux, parfois séricitique. Ces schistes qui offrent une grande similitude avec les schistes de Werfen et reposent d'une manière concordante sur du grès quartzeux rougeâtre, attribué jusqu'à présent au Permien supérieur (Grödener Sandstein), ne dépassent pas une épaisseur de 10 mètres. Suit en concordance des calcaires dolomitiques et des dolomies finement schisteuses, de couleur cendrée ou jaunâtre, parfois avec des surfaces de couleur verte. L'épaisseur de ces dolomies, semblables comme facies et position stratigraphique aux couches de Campile, est habituellement un peu plus grande que celle des schistes précédents, mais ne dépasse jamais 20 mètres.

Jusqu'à présent on n'a pas cité de fossiles dans les deux horizons du Trias inférieur de cette région.

Au-dessus de ces horizons vient le Virglorien, formé de dolomies de couleur cendrée, d'une épaisseur d'environ 100 m, stratifiées à la base et à la partie supérieure et massives au milieu. Comme fossiles ROZLOZNIK et KUTASSY mentionnent *Myophoria elegans* DUNK., *Pecten (Entolium)* cf. *discites* SCHLOTH. et *Macrodon* sp. trouvés dans la coline de Piatra Pietranilor et à Borz.

Le Ladinien consiste en trois horizons.

A la base, des calcaires compacts, à cassure conchoïdale, noirs sur les cassures fraîches et cendrés quand elles sont altérées. Ces calcaires, d'une épaisseur moyenne de 50—60 m, se séparent en plaques dont les surfaces sont couvertes d'oxydes de fer jaunes ou rouges. ROZLOZNIK y a déterminé *Isocrinus* sp. SZONTAGH considérait en 1912 par erreur ces calcaires comme appartenant aux calcaires de Guttenstein, avec lesquels ils ont une certaine similitude de facies, mais différent comme position stratigraphique. D'après la faune trouvée dans leur partie supérieure, ils doivent être attribués aux calcaires de Buchenstein (facies alpin méridional).

L'horizon moyen, formé de schistes argileux et marneux, habituellement noirs, recouvre celui des calcaires de Buchenstein ou passe insensiblement à l'horizon inférieur. De ces schistes,



ROZLOZSNIK, KITTL et KUTASSY ont déterminé, dans divers endroits, les fossiles suivants : *Daonella taramelii* MOJS., *D. pichleri* MOJS., *D. lomelli* WISM., *Posidonomya idriana* MOJS., *Nanites lóczyi* KUT., *Badiotites eryx* MÜNST., etc., formes caractéristiques du Ladinien moyen (couches de Wengen) de facies alpin méridional. La plupart de ces fossiles se trouvent sous forme d'empreintes et les autres sont pyritisés.

Ces schistes, séparés par BÖCKH sur sa carte de 1905 en cinq endroits seulement, dans le thalweg des vallées, ont été considérés par ce savant comme tithoniques. En réalité, ils occupent de grandes surfaces ainsi que les deux autres horizons du Ladinien et se trouvent bien développés aussi sur les sommets.

L'horizon supérieur du Ladinien, épais de 40—50 mètres, est formé de calcaires massifs sans aucun fossile ; ils ont à la suite de la recristallisation un aspect granuleux. Leur cassure est anguleuse et leur couleur cendrée foncée. Ces calcaires contiennent des horizons à riches en concrétions siliceuses.

Parmi tous les étages du Trias, exception faite pour le Werfénien et le Rhétien, le Ladinien est le plus facile à reconnaître et peut être utilisé comme étage conducteur dans la grande masse de calcaires et de dolomies qui caractérisent le Trias des Monts du Codru. Comme facies et fossiles, le Ladinien des Monts du Codru présente quelques ressemblances avec le Ladinien de la région du lac de Balaton (Hongrie).

Le Carnien est formé de dolomies blanches, rarement cendrées ou rougeâtres, massives, entièrement recristallisées, à aspect saccharoïde. Il semble qu'elles contiennent parfois des fragments d'Échinodermes. Leur épaisseur est d'environ 100 mètres.

Le Norien consiste en calcaires récifaux, compacts, plus ou moins stratifiés, habituellement blancs, rarement de couleur aubergine, rougeâtre ou même rouge, contenant de nombreux fossiles : Algues calcaires, Échinodermes, Coraux, Bélemnites, Lamellibranches et Gasteropodes. Le ciment entre les fossiles est toujours tellement compact que ceux-ci ne peuvent être que très difficilement préparés. Dans le cours supérieur de Valea Mare a Finişului, KUTASSY a trouvé dans cet étage une riche faune de Gastéropodes et de Lamellibranches.



Tous les étages, à partir du Virglorien jusqu'au Norien inclusivement, ainsi que les calcaires rhétiens et le Lias, ont été figurés sur la carte de BÖCKH comme Malm et Tithonique.

Le Rhétien est très varié comme facies. Il débute par des grès rouges, faiblement cimentés, parfois finement conglomératiques. Au-dessus des grès, viennent des schistes violets et rougeâtres. Les grès, ainsi que les schistes rhétiens, ressemblent beaucoup aux grès du Permien supérieur et aux schistes du Trias inférieur, avec lesquels ils peuvent être confondus. C'est pourquoi BÖCKH, sur sa carte, a marqué au S de Crişul Negru une bande de Permien dirigée de W à E qui, de fait, est du Rhétien. Toutefois les grès et les schistes rhétiens se distinguent aisément de ceux qui appartiennent au Permien et au Werfenien : leur ciment est moins compact et ils contiennent de nombreuses diaclases remplies de calcite. Les diaclases dans les grès du Permien ou les schistes du Trias inférieur sont remplies toujours par du quartz.

L'horizon supérieur du Rhétien consiste en calcaires récifaux massifs, formés presque exclusivement de coraux, parmi lesquels prédomine la forme *Thecosmilia clathrata* EMMR., caractéristique pour les calcaires de Dachstein. Parfois la partie supérieure du Rhétien se trouve représentée également par des calcaires très riches en Brachiopodes et Mollusques, en alternance avec des couches minces de schistes noirs feuilletés. Dans les calcaires de la Valea Mizîşului (S de Şuncuiş) j'ai trouvé une grande quantité de Térébratules, parmi lesquelles prédomine *T. gregaria* SUESS, caractéristique pour les couches de Kössen. Dans la région de Moneasa, PÁLFY cite une riche faune rhétienne qui contient aussi *Pteria (Avicula) contorta* PORTL.

Si nous jetons un coup d'œil d'ensemble sur les facies du Trias des Monts du Codru, nous constatons qu'à partir du Werfenien, cette portion du géosynclinal alpin subit un approfondissement progressif au moins jusqu'à l'époque du Ladinien qui, entre autres roches, se trouve représenté aussi par des schistes bathyaux avec des Ammonites pyritisés. Au temps du Trias supérieur, cette région éprouva une émergence lente et au Rhétien, les dépôts deviennent à nouveau néritiques et même en partie d'origine terrigène. Cet enfoncement continu et l'éloignement du



rivage ont été la cause de la grande uniformité des dépôts du Trias des Monts du Codru. Pendant toute la durée du Trias moyen et supérieur, à l'exception du Rhétien, nous n'avons aucun indice de la proximité des rivages. C'est probablement par suite de la grande uniformité des faciès et du manque relatif des fossiles qu'il a été possible à BÖCKH d'attribuer en 1903, à tous ces calcaires et dolomies triasiques, un âge jurassique supérieur (Malm et Tithonique.).

Si la région de sédimentation du Trias des Monts du Codru avait été sur la limite N du géosynclinal alpin alors le Carnien aurait dû apparaître sous le faciès des Couches de Lunz. Dans le cas où cette région se serait trouvée sur le bord S du géosynclinal alpin, le Carnien aurait dû apparaître sous le faciès des Couches de Raibl. En effet, l'étage carnien marque une régression accentuée sur les deux flancs du géosynclinal alpin. Des profils où l'étage carnien soit développé sous le faciès calcaire et dolomitique comme dans les Monts du Codru, se trouvent aussi dans les Steiner Alpen et les Karawanken (Alpes orientales).

De toutes ces considérations, nous tirons la conclusion que les dépôts triasiques des Monts du Codru proviennent d'une région centrale du géosynclinal alpin. L'épaisseur totale réduite (environ 400 m) des dépôts confirme ce fait.

L'analyse des faunes déterminées jusqu'à présent par divers auteurs nous permet de constater, avec KUTASSY, que dans le Trias des Monts du Codru nous avons affaire à un mélange de faunes sud-alpines et nord-alpines, ce qui renforce encore l'affirmation précédente.

*Le Jurassique* représenté par le Lias, d'une épaisseur de 30 m, recouvre en concordance le Rhétien récifal, et est représenté par le faciès d'Adneth: des calcaires de couleur rouge ou blanche avec des taches rougeâtres, rarement de couleur cendré clair, parfois oolitiques et très ferrugineux. Ils contiennent des débris d'Échinodermes, de Lamellibranches, de Gastéropodes, d'Ammonites et de Bélémnites.

Il résulte, de ce développement du Lias, que le géosynclinal alpin avait recommencé à s'enfoncer dans cette région, comme d'ailleurs dans beaucoup d'autres régions alpines à cette épo-



que. D'après ROZLOZNIK, qui mentionne une abondante faune liasique dans la région de Piatra Prislopului (cote 729), cet étage ne se trouve représenté que par les horizons inférieur et moyen.

Au-dessus du Lias ou du Rhétien vient le Flysch crétaé inférieur sous le facies des Couches à *Aptychus* et des Couches de Sinaia.

**Tectonique.** Du point de vue tectonique, nous distinguons comme SZONTAGH, PÁLFY et ROZLOZNIK dans le Mésozoïque étudié, deux zones ayant une tectonique différente.

1. La zone d'écaillés sur la rive gauche du Crişul Negru laquelle s'étend vers le S, presque jusqu'à la limite S du bassin néogène de Beiuş, levé les années précédentes.

2. La zone centrale du Mésozoïque des Monts du Codru, qui vers le S s'étend jusque dans le bassin néogène du Crişul Alb.

1. *Zone d'écaillés du N des Monts du Codru.* A la composition de cette zone participent tous les étages du Trias ainsi que le Lias. Tandis qu'à l'extrémité W et NW de la zone nous sommes en présence d'une succession normale, depuis les grès du Permien supérieur jusqu'aux dolomies et calcaires du Trias moyen, la région centrale et celle de l'E de la zone consistent dans leur lignes générales, en un synclinal couché vers le N et un autre synclinal divisé en écaillés, tous deux orientés approximativement E-W et inclinés vers le S.

A l'extrémité SW de cette zone, les grès et les porphyres permienens chevauchent divers étages du Trias, ou se détachent sous la forme d'un lambeau de recouvrement sur le Vârful Pinilor (cote 570, S de Dumbrăviţa). A cet endroit, les grès et les porphyres permienens, d'une surface d'environ  $\frac{1}{2}$  km<sup>2</sup> se trouvent au-dessus des dolomies carniennes. Plus loin vers le S, le contact entre le Permien et le Trias est toujours anormal, de sorte que le Permien supérieur prend contact par une ligne de chevauchement avec le Trias moyen.

Un second lambeau plus petit et formé seulement de grès du Permien supérieur se trouve sur le sommet S du fond de la Valea Mare a Şuncuişului, à savoir au SW de la cîme Curuţ (cote 703). Ce lambeau représente un synclinal pris entre les



dolomies du Trias moyen et se trouve séparé du reste du Permien par un anticlinal large de 200 m seulement.

Le synclinal couché de la région centrale et de l'E de cette zone s'étend sur une distance d'env. 6 km. Il commence dans la partie W de Valea Haigaşului et s'étend vers l'E jusqu'à la rive droite de Valea Mare a Şuncuişului. A la formation de ce synclinal participe toute la série de dépôts triasiques moyens et supérieurs, y compris le Rhétien et le Lias, qui forment l'axe du synclinal. Le flanc normal de ce synclinal est entier et bien développé, tandis que dans le flanc inverse certains étages sont laminés ou ne se trouvent que sous forme des boutonnières, ou même manquent complètement. A de nombreux endroits le flanc normal de ce synclinal est faillé et divers étages du Trias se répètent sous forme d'écailles. Ainsi, dans la région comprise entre Valea Haigaşului et Valea Cireşului, les dolomies virgloriens apparaissent comme une boutonnière longue de 2 km à l'intérieur des schistes ladiniens du flanc normal.

Le flanc inverse de ce synclinal se trouve dans la région E du cours supérieur de Valea Haigaşului (portion dénommée aussi Valea Seacă). Le Rhétien de ce flanc est visible sur une distance de 3—4 km dans le lit du Părâul Urmanului. Le Norien est très étiré et le Carnien n'apparaît que sous la forme de deux boutonnières : l'une petite, au fond de Valea Cireşului et l'autre plus grande dans le Părâul Urmanului et sur le sommet E de cette vallée. Le Ladinien et le Virglorien du flanc opposé occupent de grandes surfaces au sommet des collines marquées par les cotes 684 (Vârful Bujorului) et 637 (Vârful Gratiile).

Dans la région comprise entre la limite E du village d'Uileac jusqu'à la Valea Mizişului (W de Şuncuiş), ce pli couché s'appuie sur une distance d'environ 3 km sur une écaille formée de dolomies carniens et de calcaires noriens.

La direction E-W dans la zone d'écailles des Monts du Codru est due soit à une résistance opposée par le soubassement à l'époque du plissement, soit au mouvement vers le N et le NE de la grande masse permo-cristalline qui se trouve à l'extrémité W de Monts du Codru. A partir du Vârful Pinilor, où nous avons vu que le Permien supérieur avec les porphyres quartzifères chevauchent les dolomies carniens, le Trias inférieur manque



à la limite W du Mésozoïque de la zone principale des Monts du Codru, jusqu'à la région des sources du ruisseau de Valea Mare a Șuncușului. Il manque également plus au S, comme cela résulte de la bibliographie parue jusqu'à présent. La limite entre cette zone mésozoïque et le Permien est, en effet, dans cette région, une ligne de faille. Cette ligne peut être suivie également dans la région à l'W du lambeau de recouvrement de Vârful Pinilor, attendu que selon les constatations de ROZLOZNIK en 1912 dans la Valea Vișagului, les grès du Permien supérieur se trouvent sous les arkoses du Permien inférieur et, un peu plus vers le N, ces mêmes grès se trouvent recouverts par les porphyres quartzifères du Permien inférieur.

2. *Zone centrale du Mésozoïque des Monts du Codru.* A la composition de cette zone participent tous les étages du Trias moyen et supérieur, ainsi que le Lias et le Crétacé inférieur.

Comme je l'ai montré plus haut, la limite W de cette zone marque, par rapport aux dépôts permieniens de l'extrémité W de Monts du Codru, une ligne de contact anormal suivant laquelle les grès du Permien supérieur chevauchent les calcaires et les dolomies du Trias moyen. Le Trias inférieur manque tout le long de cette ligne entre les dépôts permieniens et triasiques moyens. Toujours en rapport avec cette ligne de faille, on trouve sur le sommet SW du Vârful Curuș (cote 703) un synclinal de grès permieniens pris entre les calcaires et dolomies du Trias moyen.

La limite E de cette zone correspond, comme je l'ai indiqué autrefois, également à une ligne de chevauchement selon laquelle le Crétacé inférieur, qui plonge vers l'E, est recouvert dans la région N par les grès du Permien supérieur et dans la région centrale et celle du S par les éruptions du Permien inférieur (porphyres quartzifères, etc.).

Entre ces deux lignes de chevauchement, le Mésozoïque de la zone centrale de Monts du Codru apparaît sous la forme de bandes presque parallèles, orientées N-S, formées par des dépôts dont l'âge est de plus en plus récent à mesure que nous nous approchons de la limite E de cette zone.

Non loin de la limite W de celle-ci, après une série d'anticlinaux serrés et même faillés de Trias moyen, les dépôts



mésozoïques présentent un plongement régulier vers l'E de 40 à 60 degrés, pour être ensuite recouverts par le Permien.

Les données que nous possédons jusqu'à présent sur le Mésozoïque de la zone principale des Monts du Codru, ainsi que des régions voisines, se trouvant encore assez incomplètes, ne permettent pas des considérations tectoniques plus générales sur ces montagnes. C'est pourquoi nous ne pouvons affirmer si ce Mésozoïque apparaît ou non dans une fenêtre comme on pourrait le déduire de ce que nous avons dit. En tous cas la tectonique de cette région est d'âge crétacé moyen.

En dehors de cette tectonique orogénique, on peut encore constater une tectonique épirogénique d'âge miocène (Tortonien et Sarmatien), grâce à laquelle a pris naissance par affaissement le bassin de Beiuș. Cette tectonique est représentée dans la région étudiée par de très nombreuses failles de faible amplitude et orientées E-W que l'on peut observer surtout dans les carrières de grès permien supérieurs à gauche de Crișul Negru et au S du village d'Urviș. Plus loin vers l'E, les dolomies virglo-riennes apparaissent très bréchifiées. Mais on ne constate nulle part, dans l'intérieur de la zone des dépôts mésozoïques du N des Monts du Codru, des failles de quelque importance recoupant la tectonique du Crétacé moyen.

#### BIBLIOGRAPHIE

- PETHŐ H. Einige Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges. *Jahresb. der ung. geol. Reichsanstalt für 1889.*
- Zur Charakteristik der Hauptmasse des Kodrugebirges *Ibidem*, 1891.
  - Der Westabfall des Kodrugebirges im Komitate Bihar. *Ibidem*, 1895.
  - Der Nordabfall des Kodrugebirges... *Ibidem*, 1896.
- BÖCKH H. Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges. *Ibidem*, 1903.
- SZONTAGH TH., PÁLFY M. u. ROZLOZNIK P. Das mesozoische Gebiet des Kodru-Moma. *Ibidem*, 1909.
- ROZLOZNIK P. Die triadischen und prätriadischen Schichten des Gebirges von Bél. *Ibidem*, 1912.
- PÁLFY M. Geologische Notizen aus dem Gebirge von Bél. *Ibidem*, 1912.
- Die Faziesentwicklung und die stratigraphische Position der Kössenerschichten des Bihar- und des Bélergebirges. *Naturw. Anz. der ung. Akad. der Wissensch.*, 1926.
  - Geologische Notizen aus dem Bihar- und Bélergebirge. *Ibidem*, 1917.



KITTL E. Materialien zu einer Monographie der Halobiiden und Monotiden der Trias. Resultate der wissensch. Erforsch. des Balatonsees. Palaeont. Anhang. Wien, 1912.

KUTASSY. Die Triasschichten des Béler- und Bihargebirges. *Verhandl. der geol. Bundesanstalt*, Wien, 1928.

— M. T. BĂRBAT fait un rapport sur : A. EBERT — **Magnétique Messungen im südwestlichen Dänemark.** *Dänmarks geologiske Undersogelse, Kobenhavn*, 1932.

### Séance du 10 mars 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— G. MURGEANU et M. FILIPESCU. — **Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts jurassiques et crétaçés de Roumanie.**

Une première description de ce que l'on appellera plus tard *Calpionella alpina* LOR. a été faite dès 1896 par L. CAYEUX <sup>1)</sup>. Cet auteur, au cours d'une étude des calcaires tithoniques de l'Ardèche, décrit, sans les figurer, et en les attribuant aux Radiolaires, des formes qui appartiennent au genre *Calpionella*.

Dans le dernier travail sur les Calpionelles, dû à M. J. CADISCH <sup>2)</sup>, on trouve un intéressant historique du problème posé par ce genre, ainsi que la bibliographie la plus importante. Ce fait nous dispense de revenir sur l'historique. Remarquons seulement l'absence, dans la discussion de la question et dans la bibliographie de l'ouvrage, des intéressantes contributions de M. G. COLOM <sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> L. CAYEUX. De l'existence de nombreux Radiolaires dans le Tithonique supérieur de l'Ardèche. *C. R. Ac. d. Sc.*, T. 122 page, 342. Paris 1896.

<sup>2)</sup> J. CADISCH. Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. *Geol. Rundschau*, XXIII, pages 241—257. Berlin, 1932.

<sup>3)</sup> G. COLOM-CASASNOVAS. Las calizas con « Embriones de Lagena » del Cretácico inferior de Mallorca. *Bol. de la Real Soc. esp. de Hist. nat.*, T. XXVIII, pages 393—404. Madrid, 1928.

— Nota sobre el hallazgo de los Embr. de Lagenas de J. DE LAPP. en los sedimentos actuales de Mediterráneo, y enumeración de los foraminif. de varias muestras de fondos. *Min. de Fomento. Notas et resúmenes*. Ser. II, num. 29. Madrid, 1928.

— Estudios litológicos sobre el Cretácico inferior de Mallorca. *Bol. de la Soc. esp. de Hist. nat.*, T. XXXI, pages 529—545. Madrid, 1931.



La présence de cette forme dans les formations géologiques de Roumanie n'a pas été mentionnée avant nous. Au cours de l'hiver 1930—1931, des recherches, indépendantes l'une de l'autre et portant sur des matériaux provenant de régions différentes, nous ont permis de découvrir les Calpionelles dans les terrains de Roumanie:

1. Le point le plus septentrional des Carpates orientales roumaines, où fut rencontrée cette forme, se trouve dans Valea Seacă (Câmpulung-Bucovine). L'échantillon a été recueilli par l'un de nous dans le complexe des couches à *Aptychus* (Valanginien-Hauterivien) qui, vers l'ouest, dans la vallée, est couvert de grès aptiens<sup>1)</sup>.

Mégascopiquement la roche est un calcaire de couleur cendrée claire, à cassure esquilleuse, traversé de veinules de calcite. Au microscope elle présente une structure microgranulaire avec de nombreuses veinules de calcite. Elle contient de très rares granules de matériel détritique (quartz) dont le diamètre maximum est de 0,05 mm.

Parmi les débris organiques on constate:

De nombreux tests de Radiolaires calcifiés du groupe *Spu-melaria*; des débris (plaques et radioles) d'Echinodermes, des fragments de Mollusques, des fragments d'Ostracodes et de rares Foraminifères (*Orbulina*). Les Calpionelles trouvées dans cet échantillon peuvent être réparties à *Calpionella alpina* LOR. et *Calpionella elliptica* J. CAD. (planche, fig. 2).

2. Un second point des Carpates où nous avons fait des

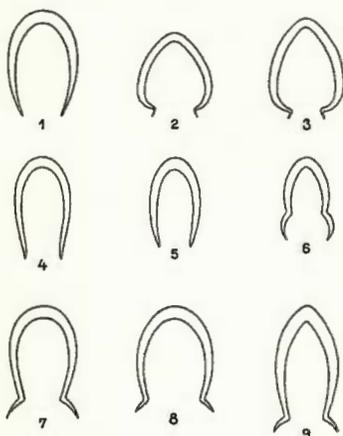


Fig. 1.

1—3, *Calpionella alpina* LOR.  
4—6, *Calpionella elliptica* J. CAD.  
7—9, *Calpionella carpatia* n. sp.

<sup>1)</sup> T. KRÄUTNER. Geologische Untersuchungen in der mesozoischen Randmulde der Bukowina mit besonderer Berücksichtigung des Rarău-Gebietes. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIV, 1929, pages 31—61. Bucarest, 1930.



recherches est le mont Gâlma, dans le cours supérieur de la Ialomița. Le matériel étudié provient des calcaires tithoniques à *Perisphinctes* sp. et de nombreuses Bélemnites qui percent les grès albiens de la base des conglomérats de Bucegi.

Mégascopiquement le calcaire tithonique est compact, de couleur blanc jaunâtre avec des taches floues verdâtres. L'examen microscopique montre une structure microgranulaire avec des zones de cristallisation prononcée. On y distingue aussi de nombreuses veines de calcite. Le matériel détritique manque. Mentionnons comme débris organiques:

Des Radiolaires calcifiés de grande taille, du groupe *Spumellaria*, des spicules de Spongiaires calcifiés, des débris d'Echinodermes, des fragments de Mollusques, des formes robustes de Foraminifères (Textillaires, Truncatulines).

En dehors de *C. alpina* LOR. et *C. elliptica* J. CAD., on remarque une forme de Calpionelle qui, par le fort retroussement du goulot, se distingue des espèces connues (texte, fig. 1). Nous considérons cette forme comme une nouvelle espèce pour laquelle nous proposons le nom de *Calpionella carpatica* n. sp.

*Calpionella carpatica* n. sp. (planche, fig. 1).

L'ouverture du goulot à la base varie entre 0,025 mm—0,05 mm; celle du goulot à la partie distale entre 0,066 mm—0,083 mm.; Les mesures indiquées mettent en évidence le retroussement du goulot, caractère que nous considérons comme spécifique. Diamètre des sections transversales: 0,033 mm—0,075 mm. Largeur des sections longitudinales: 0,043 mm—0,07 mm. Longueur: 0,05 mm—0,11 mm. Rapport ouverture maxima — largeur: 1; rapport ouverture maxima—longueur 0,6; rapport largeur — longueur: 0,6.

En section longitudinale, elle a un contour en général elliptique, ce qui la distingue de *C. alpina* et la rapproche de *C. elliptica*. Mais elle diffère de cette dernière par les caractères du goulot qui prête à la forme un aspect de ventouse.

Le fond de l'urne est parfois arrondi, d'autres fois il présente une tendance d'accumination. La structure du test dans cette forme, est également, fibreuse et à disposition radiaire.

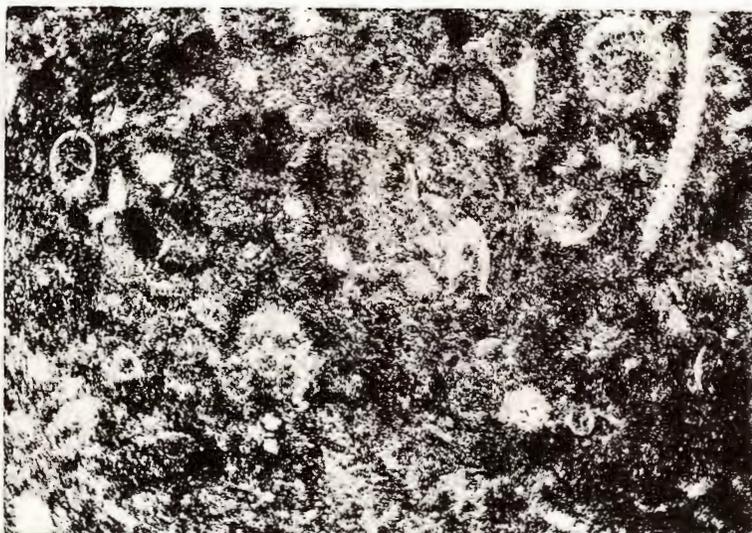


#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

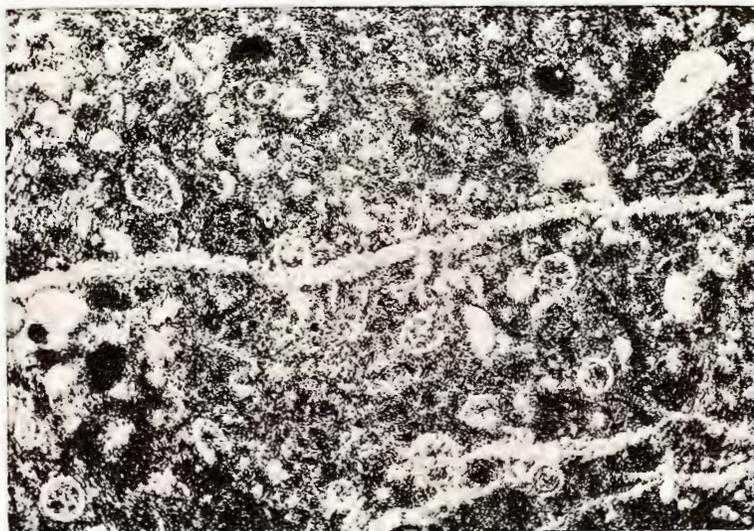
Fig. 1. — *Calpionella carpatica* n. sp. avec Radiolaires calcifiés. Calcaire tithonique, Mont Gâlma (Dâmbovița).

Fig. 2. — *Calpionella alpina* LOR. et *Calpionella elliptica* J. CAD. Calcaires du Valanginien-Hauterivien, Valea Seacă.





1



2

3. Sur le versant oriental du massif des Bucegi, au mont Piatra Arsă, les calcaires tithoniques apparaissant sous la forme de lames de charriage à la base de conglomérats de Bucegi, sont pétris de *C. carpatica*.

4. Dans une région géologique plus intérieure, à savoir dans les Monts Perșani, dans Valea Carhaga, nous avons recueilli des échantillons de marnes sombres, tendres, dont M. PREDA et E. JEKELIUS <sup>1)</sup> ont déterminé une importante faune d'Ammonites hauteriviennes, en partie pyritisées.

L'étude microscopique montre que ces dépôts contiennent une grande quantité de matériel détritique, représenté par des granules de quartz, feldspath, mica, chlorite, dont le diamètre maximum est de 0,08 mm.

Comme débris organiques on rencontre de rares Foraminifères, des fragments de Mollusques et de débris de matière osseuse conservée sous la forme de phosphate de calcium cristallin.

Les Calpionelles appartiennent aux espèces: *C. alpina* et *C. elliptica*.

5. Il faut mentionner la présence en nombre très réduit des Calpionelles dans les marno-calcaires appartenant aux couches à *Aptychus* des Monts du Trăscău (Izvoarele), matériel mis à notre disposition par M. MIRCEA ILIE.

Il résulte des considérations de M. CADISCH que les Calpionelles sont fréquentes dans les calcaires purs. On les rencontre plus rarement dans les marnes, les calcaires siliceux et les brèches à ciment calcaire.

Les dépôts à Calpionelles de Roumanie sont soit des dépôts pélagiques et benthogènes représentés par des calcaires fins, soit des dépôts terrigènes (marnes tendres, sableuses, de Carhaga).

Il faut observer que les Radiolaires se trouvent assez fréquemment associés aux Calpionelles dans les dépôts calcaires que nous avons étudiés. Une étude comparative s'impose pour vérifier la question soulevée par MM. ANDROUSOV-

---

<sup>1)</sup> D. PREDA et E. JEKELIUS. La faune néocomienne du défilé de l'Olt dans les Monts Perșani. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XX, (1931—1932), page 60. Bucarest, 1935.



KOUTEK <sup>1)</sup> et adoptée par G. COLOM <sup>2)</sup> et par J. CADISCH <sup>3)</sup>, à savoir que le genre *Calpionella* abonde dans les dépôts où la fréquence des Radiolaires diminue.

En ce qui concerne l'âge des dépôts à Calpionelles, nous regrettons de ne pouvoir renvoyer aux conclusions de M. CADISCH, attendu que ce dernier, comme nous l'avons dit plus haut, ignorant les travaux de M. G. COLOM, considère les dépôts à Calpionelles, d'après l'ouvrage de MM. ANDROUSOV-KOUTEK, comme ne dépassant pas l'Infravalangien.

Or, M. G. COLOM a montré que, dans l'île de Majorque, en dehors du Tithonique, ces formes se trouvent aussi dans le Néocomien (S'Ermitte de la Victoria et Santa Eulalia). A son avis, en Majorque, le genre *Calpionella* disparaît avec le Barrémien.

Nos recherches nous mettent d'accord avec les conclusions de M. G. COLOM. En Roumanie, les dépôts à Calpionelles se rencontrent tant dans le Tithonique que dans le Néocomien.

Au sujet du Tithonique il faut toutefois faire les réserves suivantes: on distingue des calcaires tithoniques à Calpionelles à l'extérieur du Cristallin des Carpates tandis que les calcaires tithoniques formant la couverture même des zones cristallines en sont exempts.

— M. ȘT. CANTUNIARI fait un rapport sur: E. DITTLER. — **Chemisch-genetische Probleme der Ton- und Kaolinforschung.** *Tonindustrie-Zeitung*, Jahrg. 56, Nr. 67, 18. August 1932.

### Séance du 17 mars 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. N. CERNESCU. — Contributions à la connaissance du chimisme des sols de climat humide <sup>4)</sup>.

<sup>1)</sup> ANDROUSOV D. et KOUTEK J. Contribution à la connaissance des calcaires à *Calpionella alpina* dans les Carpates occidentales. *Vest. Stát. Geol. ustavu Ceskosl. rep.* Roč. 3, Nr. 2—3. Praha, 1927.

<sup>2)</sup> G. COLOM. Estudios litológicos etc., page 534.

<sup>3)</sup> J. CADISCH. *Op. cit.*, page 255.

<sup>4)</sup> Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction jusqu'à la mise sous presse du volume.



— M. NIC. N. MOROȘAN. — Quelques observations sur les dépôts crétacés et tertiaires dans la vallée du Prut.

Au cours de mon étude sur le Quaternaire de Moldavie, ayant fait quelques observations sur certaines formations plus anciennes, je les considère comme intéressantes à enregistrer surtout en raison de certaines données d'ordre cartographique. Pour aujourd'hui, je me bornerai à la géologie de la vallée du Prut.

*Le Crétacé du Prut* (10, 11, 12) est, dans sa majorité, d'âge cénomaniens tout comme celui du Dniester (7 et 14). Il est représenté par des marnes et par des concrétions ou même des bancs massifs de silex, recouverts d'une couche crayeuse qui constitue leur cortex; on rencontre rarement des morceaux de craie pure. L'épaisseur des dépôts, au-dessus du niveau normal de la rivière est de 2—3 m., plus rarement de 7—10 m. (Mitoc, Lopatnic). Partout le Crétacé est recouvert de dépôts quaternaires; parfois, entre les deux s'interposent des calcaires méditerranéens (Mitoc, La Pichet; Viișoara); ailleurs, quelques calcaires sarmatiens (fig. 1).

Sur la rive droite du Prut, on connaît le Crétacé seulement entre Rădăuți<sup>1)</sup> et Mitoc (10, 11, 12, 1, 2).

M. I. SIMIONESCU, dans son étude parue en 1902 (10), nous dit en termes catégoriques que, le point le plus méridional de leur répartition est le ruisseau Istrati, c.à.d. son confluent avec le Prut (un peu en aval de Mitoc). J'ai exprimé aussi cette opinion dans une de mes anciennes études (8). Par mes nouvelles recherches, exécutées plus détaillément on peut préciser cette fois d'une manière définitive que ces dépôts — avec leur structure caractéristique — apparaissent de nouveau à Liveni; enfin, nous les rencontrons une dernière fois sur les rives du Prut près du petit village Șerpenița (distr. de Dorohoi). Par conséquent, sur la rive droite de la rivière, la limite méridionale des dépôts crétacés se trouve à 15 km en aval par rapport à celle figurée sur les cartes géologiques.

Il n'en est pas de même pour la limite méridionale des dépôts du Crétacé sur la rive gauche du Prut. D'après certains

<sup>1)</sup> Même un peu en amont de cette localité.



auteurs elle ne dépasse pas le confluent du ruisseau Lopatnic et du Prut (1, 13); d'après une autre carte plus récente, (2) elle est un peu plus en aval même de Badragii Vechi, village situé vis-à-vis de Șerpenița. Or, en réalité, la limite méridionale du



Fig. 1. — Succession des dépôts au confluent du Lopatnic et du Prut.

Flèches blanches = le cours du Lopatnic; flèche noire = le cours du Prut; C, marnes crétacées (cénomaniennes); T, calcaires tortoniens; S, calcaires sarmatiens; Q, formations quaternaires.

Crétacé se trouve à deux kilomètres en aval du confluent du Lopatnic et du Prut, c.-à.-d. dans la région de Viișoara, (dép. de Hotin). Il y a donc lieu de la rectifier aussi dans ce dernier cas.

*Dépôts tertiaires.* Au-dessus du Crétacé de cette région se trouve le calcaire tortonien. Nous le trouvons très bien représenté même sur la bande Fetești-Brânzeni, qui peut être considérée comme région de passage et de contact entre les formations méditerranéennes typiques du N de la Bessarabie (15) et celle des toltrys sarmatiens typiques du territoire un peu plus méridional. Mais ce qui est remarquable, c'est que le Tortonien ne manque pas non plus dans la dernière région, celle des toltrys. Pour appuyer notre opinion nous pouvons citer les dépôts du ruisseau Ciuhur, de la région des villages Horodișteța-Pociumbăuți (dép. de Bălți). Leur épaisseur dépasse ici 20 m. Les calcaires



de Horodiștea-Pociumbăuți, ainsi que ceux de Fetești-Brânzeni sont exploités pour le pavage des trottoirs, les constructions, etc. Il n'est nullement exclu que, par une exploitation systématique, ces calcaires soient mis en valeur d'une manière plus avantageuse.

Dans les calcaires de Druți (près d'Horodiștea), on rencontre souvent des nodules-concrétions de *Lithothamnium* dont le diamètre est de 5 à 15 cm. Là aussi nous rencontrons de nombreux *Pecten elegans* ANDRZ., *P. Lilli* PUSCH., *Pecten* sp., *Cerithium*, *Solen*, *Foraminifères*, etc.

Les dépôts du II-e Méditerranéen de Cuconești, dép. de Bălți (rive gauche du Prut<sup>1)</sup>, vis-à-vis de Ripiceni) se présentent sous un autre facies; ils ont été mis en évidence par un sondage à Curtea Popei. On les trouve au niveau du Prut, mais ils sont masqués dans les profils naturels des rives, par les dépôts d'une ancienne terrasse würmienne, ou alluvionnaire. Ils sont représentés par des marnes livides compactes, à fine schistosité, et à empreintes de *Cerithium*. Au-dessous se trouve un calcaire gris-bleu (très dur) formé par endroits exclusivement de coquilles d'Huîtres de dimensions moyennes (3 — 6 cm). Sur la rive droite de la rivière, on entrevoit la continuité de ces formations formant le substratum du banc calcaire sarmatien, à Vers et Bryozoaires. Il en résulte qu'en vertu de la succession des dépôts et grâce à la morphologie de la région, il s'établit un profil géologique classique, presque identique à celui donné par M. I. SIMIONESCU, dans son traité de géologie (12, fig. 369, page 344). Et alors nous déduisons que l'étendue des dépôts du II-e Méditerranéen, représentés par des calcaires à *Lithothamnium* ou à Ostréidées — par conséquent appartenant à deux facies différents — est plus grande qu'on ne l'admet. Elle passe même sur la rive gauche du Ciuhur.

Les argiles d'Ungheni, considérées comme bugloviennes (4, 5) ou comme un facies du Bessarabien (Sarmatien moyen) de Moldavie (16), sont bien représentés à Dănuțeni (dép. de Bălți) et

<sup>1)</sup> La stratigraphie des dépôts de ce sondage, atteignant 30 m de profondeur est la suivante: sol végétal; argile lessoïde; limon jaune visqueux; argile sablonneuse; sable; sable à gravier de terrasse, riche en oxydes de fer; argile gris clair assez compacte, marne gris clair et calcaire compact de même nuance.



peut-être un peu plus en aval de ce village. Il nous est impossible de l'affirmer, car nos recherches ne se sont pas étendues au Sud de cette région. On les retrouve ensuite en amont d'Ungheni, à Vasilica, Petrești, Blindești (à La Humărie), Gherman-Dumeni, Unteni <sup>1)</sup> et à Bivolari, dép. de Botoșani, sur la rive droite du Prut. L'épaisseur des argiles au-dessus du niveau du Prut est de 4—6 m (16). Par des sondages exécutés en différents points du lit de la rivière (p. ex. à Ungheni, Sculeni) on a constaté la présence des mêmes argiles à 30 m de profondeur au-dessous du niveau du Prut. Nous pouvons donc admettre, dans ces circonstances, que leur épaisseur est très considérable. On doit remarquer que, plus on s'éloigne d'Ungheni en remontant le Prut, plus l'épaisseur des dépôts d'argile (au-dessus du niveau de la rivière) diminue, de telle façon qu'à Bivolari l'argile se trouve au niveau de l'eau.

Nous concluons en exprimant l'espoir que la reprise des recherches viendra compléter certaines études déjà faites et élucidera quelques autres problèmes de la région.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. ATANASIU I. et JEKELIUS E. Carte géologique de la Roumanie. Atlas géologique de l'Inst. Géol. Roum., feuille No. 1. Échelle 1 : 1.500.000. București, 1926.
2. ATANASIU I. und G. MACOVEI. Geologische Beobachtungen über das Miozän zwischen dem Siret und dem Nistru in der Bukowina und im nördlichen Bessarabien. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV, 1929, pag. 169—200, fig. 3, avec une carte géologique. București, 1930.
3. DAVID M. Faits nouveaux pour la détermination de l'âge des argiles basales du plateau moldave. *An. Sc. Univ. Jassy*, 1914.
4. — Cercetări geologice în podișul Moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, 1915—1920.
5. — Regiunea « Codrilor Bâcului » față de « Podișul sarmatic Moldovenesc » *Bul. Soc. Reg. Rom. de Geogr.* An. XLI, 1922. București.
6. FLOROV N. Cvaternarul în Basarabia. *Bull. Muz. Șt. Naț. din Chișinău*, Vol. I, 1926. Chișinău, 1926.

<sup>1)</sup> Toutes ces localités se trouvent sur la rive gauche du Prut dans le dép. de Bălți.



7. LANGUE O. K. Note préliminaire sur la faune de dépôts crétacés de Bessarabie. *Ann. de la Soc. Paléontologique de Russie*, T. III, 1918—1921. Petrograd, 1921.
8. MOROȘAN N. Contribuțiuni la cunoașterea Paleoliticului din Moldova de Nord (Malurile Prutului). *Ac. Rom. Mem. Secț. Șt. Seria III*, T. IV, Mem. 7, pp. 18, fig. 8. București, 1927.
9. SIMIONESCU I. Crida superioară și calcarul cu Lithothamnium pe malul Prutului (jud. Dorohoi). *Extr. din « Arhiva »*, Nr. 1 și 2 din 1897, pp. 8. Iași, 1897.
10. — Constituțiunea geologică a țărmului Prutului din Nordul Moldovei. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, T. II, Nr. 7, pp. 27—53. București, 1902.
11. — Contribuțiuni la geologia Moldovei dintre Siret și Prut. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, T. II, Nr. 9, pp. 73—116. București, 1903.
12. — *Tratat de Geologie*, pp. 409, fig. 421, Tab. 12. București, 1927.
13. SINTZOV I. F. Esquisse géologique sur le gouvernement de la Bessarabie. *Publ. Soc. Novor. de St. Nat. Odessa*, pp. 369—486 (en russe). Odessa, 1872.
14. VASCAUȚANU TH. Cretaceul superior din Nordul Basarabiei. *Ac. Rom. Mem. Secț. Șt.*, Ser. III, T. I, pp. 287—299. București, 1923.
15. — Asupra formațiunilor mediterane din Nordul Basarabiei. *Ac. Rom. Mem. Secț. Șt.*, Ser. III, T. III, Mem. 6, pp. 18. București, 1925.
16. — Fauna argilelor sarmatice dela Ungheni. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1928. București, 1929.

## Séance du 24 mars 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. VIOREL BRANA. — Note sur l'âge des conglomérats de la région de Neagra (distr. de Turda).

Au cours de l'été 1932 j'ai étudié dans les Monts Apuseni la région comprise entre l'Arieșul Mic, dans les limites des communes Vidra, Avram Iancu, Neagra et Secătura. Les levés ont été faits sur la feuille 5470, zone 20, col. XXVIII, à l'échelle 1 : 25.000.

Schistes cristallins. Le fondement de la région est constitué par des schistes cristallins. J'ai pu observer dans cette zone une série de micaschistes gneiss et amphibolites qui occupent la région située au sud de Neagra (Vidra), ainsi qu'une série de roches phylliteuses (phyllites, quartzites noires, schistes



chloriteux et à séricite) occupant la partie comprise entre Arieșul Mare et Măgura Negrii. Ces roches phylliteuses ont été en grande partie figurées sur la carte de PÁLFY <sup>1)</sup> comme dépôts crétacés.

Le Permien apparaît sous la forme d'un conglomérat quartzeux de couleur cendrée-violacée, très dur et résistant, en bancs qui atteignent jusqu'à quelques mètres d'épaisseur. Les éléments principaux qui le composent sont : le quartz et les schistes cristallins.

Près de Valea Lezeștilor en aval de Váltori, on observe la transition à un conglomérat menu, schisteux, très plissé, dans lequel s'intercalent parfois des schistes satinés très fins de couleur violacée, qui se délitent facilement en plaques.

Le conglomérat à facies de Verrucano se présente sous la forme d'un synclinal pincé dans les schistes cristallins et orienté NW-SE. Il apparaît d'abord dans la Valea Negrei près de la commune Secătura, puis il suit le cours de la Valea Lezeștilor jusqu'à l'E de Lezești; à partir d'ici je l'ai suivi jusqu'au Dealul Crapului. Les dépôts permien à pendage général vers le SE sont supportés à l'E par les schistes cristallins qu'ils supportent à leur tour à l'W.

Le Crétacé supérieur est représenté par des conglomérats, des grès et des marnes. Le conglomérat de l'horizon de base se trouve en transgression sur les schistes cristallins. Les éléments qui le composent sont des schistes cristallins et du quartz. Les schistes cristallins se présentent en blocs non arrondis, qui atteignent parfois 20 cm; ils sont faiblement cimentés, et proviennent de la série phylliteuse immédiatement inférieure. Les éléments de quartz sont rares.

A première vue il semblerait que c'est le conglomérat Verrucano de Secătura; M. PÁLFY <sup>1)</sup> le considèrerait et figurait comme tel sur sa carte; mais ce conglomérat se distingue du conglomérat Verrucano par le fait qu'il contient bien moins de quartz et qu'il est plus faiblement cimenté, ce qui rend sa dureté beaucoup plus faible.

<sup>1)</sup> PÁLFY M. Umgebung von Abrudbánya. Zone 20, col. XXVIII, 1: 75.000. Erläut. z. geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. Krone. Budapest, 1908.



Dans le bassin moyen de l'Arieș, M. MIRCEA ILIE<sup>1)</sup> a attribué le même conglomérat à aspect de Verrucano à la base du Crétacé supérieur.

En dehors de ces considérations d'ordre pétrographique, il existe encore d'autres d'ordre stratigraphique et tectonique qui m'ont déterminé à attribuer aux conglomérats de Neagra l'âge crétacé supérieur. On observe en effet que les dépôts permien de Se ătura sont fortement pincés dans les schistes cristallins, tandis que les conglomérats de Neagra sont en transgression sur les schistes cristallins. D'autre part, on remarque la concordance des conglomérats de Neagra avec les grès et les marnes de l'horizon immédiatement supérieur.

Toutes ces considérations d'ordre pétrographique, stratigraphique et tectonique m'ont déterminé à attribuer aux conglomérats de Neagra l'âge crétacé supérieur et à les séparer des conglomérats Verrucano de Secătura, avec lesquels PÁLFY les a confondus.

Au-dessus du conglomérat de base, on trouve les grès et les conglomérats à bancs d'*Actaeonella* de Dealul Melcilor (Vidra), et les marnes brun jaunâtre du Sénonien dans lesquelles j'ai trouvé de nombreux Inocérames.

D'autre part, sur la carte de PÁLFY déjà mentionnée, le facies Gosau est figuré jusqu'à l'W du village de Lezești. Ainsi, dans la Valea Gușeștilor on trouve indiqué le Crétacé supérieur, tandis que dans le sommet immédiatement au S (Borzești) sont figurés des schistes cristallins. Mes observations sur le terrain m'ont permis de constater que, dans cette région, le Gosau manque complètement et l'on n'y trouve que les schistes cristallins.

**C O N C L U S I O N S.** 1. Les conglomérats de Neagra n'appartiennent pas au Permien (PÁLFY) mais ils représentent l'horizon de base du Crétacé supérieur (facies Gosau).

2. Les dépôts crétacés supérieurs de la Valea Gușeștilor (Lezești) figurés comme tels par PÁLFY ne représentent autre chose que les phyllites du soubassement cristallin.

---

<sup>1)</sup> MIRCEA ILIE. Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le Bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII.



— M. MIRCEA D. ILIE. — Note sur l'origine du genre *Palaeodictyon* (*Batraeoides nidificans*).

Quand on poursuit l'historique du genre *Palaeodictyon*, on observe que les hypothèses faites, aussi bien sur son origine organique que sur son origine anorganique, ont été combattues<sup>1)</sup>.

En ce qui concerne l'origine organique, c'est-à-dire que le *Palaeodictyon* représenterait un organisme végétal (A. BROGNIART, O. HEER, F. SACCO, A. SILVESTRI) ou animal (W. VON DER MARK, I. MATHYASSOWSKY, CARLO DE STEFANI, ZEILER, G. D'ERASMA, J. HALL), on a objecté en premier lieu qu'on ne trouvait aucune trace de matière organique dans la roche; ensuite qu'il est inadmissible qu'un genre présente des variations de formes en des limites aussi larges par rapport aux dimensions si variées de ce genre.

L'origine anorganique a présenté un champ de discussion plus large, car on est arrivé par voie expérimentale à la reproduction de formes semblables (CAPEDER, M. CRAVERI, E. FORMA). M. CRAVERI a obtenu en miniature des formes de *Palaeodictyon* par le mélange de deux solutions de ClNa de concentrations différentes.

Examinons les diverses empreintes qui ont été comparées au *Palaeodictyon*.

I. Les crevasses de dessèchement (CH. MAYER) sont des empreintes polygonales, irrégulières, dont les contours ne se ferment pas complètement; le périmètre n'a pas la même épaisseur dans toute sa longueur et, dans le périmètre principal, à l'intérieur s'inscrit une série de polygones ayant le même caractère que les grands polygones principaux. Seules les formes négatives des crevasses de dessèchement peuvent être comparées aux traces de *Palaeodictyon*; mais ces dernières se rencontrent toujours sur le côté supérieur de la couche, qui représente par conséquent la forme positive.

II. Les traces de vers (ABEL, O. HEER). Les empreintes hexagonales sur un terrain restreint indiquent la présence

<sup>1)</sup> Voir la bibliographie dans la note publiée en 1931. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII (1929—1930), pag. 60—66.



de vers qui, durant leur vie, exploraient autour d'eux des surfaces très petites. Si nous admettons l'existence d'animaux ayant le sens géométrique développé, il faut remarquer ceci :

a) Les formes d'hexagone ne peuvent être construites que par des vers pouvant plier leur corps à 60 degrés et à distance égale des côtés de l'hexagone;

b) Les hexagones ainsi construits doivent avoir certains côtés épaissis et déformés, attendu que pour le second, le troisième, hexagone, etc. l'animal doit parcourir à nouveau un côté commun. Sur les empreintes de *Palaeodictyon* on ne constate la déformation d'aucun côté et, dans les sections transversales, on ne voit pas les canaux qui auraient dû rester conservés, attendu que la voûte s'est maintenue.

III. Les traces de vagues se présentent sous la forme de crêtes parallèles, plus ou moins ondulées. Elles n'ont pas d'espaces fermés; aussi a-t-on dit que, dans le cas du *Palaeodictyon* (F. SACCO) nous avons affaire à une interférence d'ondes. Dans cette hypothèse nous devons admettre l'interférence de trois ondes, et aucune ne doit influencer les impressions des autres.

Par l'interférence de trois ondes on obtient des contours hexagonaux, mais qui n'ont ni d'autres hexagones, ni de triangles adjacents. Il en résulte donc un entrelacement d'hexagones et de triangles, ce qui n'est pas le cas pour le *Palaeodictyon*.

IV. Les traces de gouttes de pluie (G. CAPEDE) formées dans les conditions exposées par CAPEDE semblent expliquer d'une manière plausible l'origine du *Palaeodictyon*.

A toutes ces hypothèses s'oppose le fait qu'à l'heure actuelle il ne se forme plus de ces empreintes sur les littoraux limoneux.

IOHANNES WEIGELT, dans un de ses ouvrages <sup>1)</sup> donne la photographie d'un réseau hexagonal, identique à l'empreinte d'un *Palaeodictyon*, trouvé sur le bord de la rivière Brozos, entre Rosenberg et Richmond. Il fait observer que les mailles du réseau seraient occupées par des formes larvaires de batraciens au premier stade de leur développement.

<sup>1)</sup> Rezente Wirbeltierleichen und ihre palaeobiologische Bedeutung. (Pl. VIII, fig. 3).



WEIGELT a comparé les empreintes actuelles avec les traces fossiles et il les a trouvées identiques à celles du *Pleurodictyum*. L'expression qu'il emploie: « ob sich nicht problematische Gebilde wie *Pleurodictyum* aus dem eocänen Sandstein des Tropfberges bei Wien » montre qu'il s'agit d'une simple confusion entre le *Pleurodictyum* et le *Palaeodictyon*.

La même observation a été faite par E. HITCOCK en 1856, dans la vallée du Connecticut (Northampton); il a dénommé ces empreintes fossiles comme appartenant aux espèces *Batracoïdes nidificans* et *B. antiquias*.

Les œufs de batraciens étant sphériques et équidistants, par le tassement du limon dans lequel ils ont été déposés, élèvent entre eux, grâce à leur propre poids, des parois hexagonales qui donnent, par leur fossilisation, les empreintes de *Palaeodictyon*. Il en serait de même si nous jetions des billes métalliques dans un sable ou un limon: les espaces libres entre elles prendraient la forme hexagonale et l'espace occupé serait concave. Les empreintes formées par le tassement du limon par les œufs fournit de bonnes conditions de couvain: humidité, chaleur, absence de courants, etc.

En m'appuyant sur les observations faites par E. HITCOCK et J. WEIGELT, qui concordent bien que faites à des moments séparés par un espace de temps prolongé, ainsi que sur les contre-arguments aux diverses hypothèses, je considère le genre *Palaeodictyon* comme une empreinte réticiforme dans les mailles de laquelle couvaient des œufs des batraciens.

Il reste à rechercher si les empreintes réticulaires n'ont été utilisées comme couveuses que par les batraciens. Il faut rappeler ici l'observation de FUCHS, à savoir que le cordon ovarien du genre *Eolis* présente la même forme de réseau à mailles hexagonales.

En conclusion, je propose le maintien de la dénomination du genre *Palaeodictyon*, qui a la priorité et l'usage (*Palaeodictyon*, MENEGHINI 1850. *Batracoïdes nidificans*, E. HITCOCK 1856) mais accompagnée entre parenthèse du nom donné par HITCOCK, qui se réfère à l'origine des empreintes.

De cette manière le nom du genre se complète comme suit: *Palaeodictyon* (*Batracoïdes nidificans*).



— M. E. CASIMIR. — Les résultats de l'analyse spectrographique de l'extrait dans l'eau régale de trois chromites des monts d'Orșova—Golețu Mic, Cârneica et Lomuri (galerie Robert) <sup>1)</sup>.

Les chromites finement pulvérisées, en quantités variant entre 100—200 gr, ont été traitées par l'eau régale pendant 100 heures, à une température de 60—70° C sur bain-marie et en renouvelant, de temps à autre, le milieu acide.

Après filtration et évaporation on a précipité, sous forme de sulfures, dans la solution acide, tous les éléments du groupe de l'hydrogène sulfuré. Cette précipitation a été répétée, en dissolvant chaque fois les sulfures dans de l'acide azotique concentré, en évaporant la solution et en transformant les nitrates obtenus en chlorures, jusqu'à ce que le dernier filtrat résultant de la précipitation des sulfures ne contienne plus aucune trace de fer. Ce traitement est absolument nécessaire car la présence du fer, avec ses nombreuses raies spectrales, gênerait et rendrait impossible la reconnaissance des autres éléments par voie spectrographique.

Le dernier précipité des sulfures a été ensuite dissous dans de l'acide azotique concentré et les nitrates obtenus ont été transformés en chlorures. La solution de ces chlorures dans l'eau est colorée en bleu, à cause du cuivre contenu dans les chromites. Les déterminations ultérieures faites par M-me E. ZAMFIRESCU ont montré que ce contenu varie depuis de très faibles traces à 0,21% (chromite de Cârneica).

1. *Analyse spectrographique.* L'examen spectrographique a été fait sur ces solutions contenant du cuivre, de sorte que, dans tous les spectres obtenus, on observe de nombreuses raies de cet élément. Pour faciliter la mise en évidence des raies spectrales des autres éléments, on a photographié, à côté du spectre des solutions de chromites, le spectre d'une solution de chlorure de cuivre d'une concentration de 0,1%.

Tout d'abord, on a examiné ces solutions sous le rapport de leur contenu éventuel en platine, comparativement au spectre d'une solution de platine à 0,001% Pt. Cette concentration correspond à 1

<sup>1)</sup> Échantillons communiqués par MM. AL. CODARCEA et N. PETRULIAN.



gramme de platine par tonne, si l'on tient compte de la quantité minima de minerai traité (100 gr) et du volume de la solution soumise à l'analyse spectrographique (10 cmc).

Dans les spectres des chromites, on n'a pu identifier aucune raie correspondant à cet élément, à cette concentration.

Outre les raies du cuivre, on trouve aussi des raies d'autres éléments, dont les longueurs d'onde nous ont fait supposer qu'elles seraient dues aux éléments arsenic et plomb, en quantités faibles, mais suffisantes pour être révélées par la voie chimique; aussi à l'étain, mais en quantité excessivement petite.

Cette supposition a été vérifiée et l'on a pu identifier les raies caractéristiques de ces éléments dans des solutions de chlorures à 1%, 0,1% et 0,01%, intercalées comme spectres de comparaison, avec les raies correspondantes fournies par les solutions de chromites.

Ainsi, pour le plomb, on a pu identifier les raies spectrales ci-après : 2203,5 ; 2577 ; 2613,7 ; 2663 ; 2833 ; 2873 ; 3640.

Il résulte, de la comparaison entre l'intensité de ces raies, que dans les chromites de Golețu Mic et Cârneșica le plomb se trouve en quantité appréciable et presque du même ordre de grandeur, tandis que dans la chromite de Lomuri on n'en trouve que des traces.

Pour l'arsenic, voici les raies spectrales identifiées : 2288 ; 2456,5 ; 2745 ; 2780 ; 2860,5 ; 2898,7.

La chromite la plus riche en arsenic est celle de Golețu Mic. Celle de Cârneșica en contient beaucoup moins et celle de Lomuri n'en présente que des traces.

Quant à l'étain, on a identifié les lignes suivantes : 2706,5 ; 2840 ; 2863 ; 3034 ; 3262 ; 3283.

Dans la solution de la chromite de Cârneșica, on ne distingue aucune de ces raies. La présence de l'étain n'a été reconnue que dans les chromites de Golețu Mic et de Lomuri, mais l'intensité des raies spectrales fait ressortir que ces chromites n'en contiennent que des traces.

## 2. Détermination du plomb et de l'arsenic par la voie chimique.

Les solutions qui nous ont servi à l'examen spectrographique ont été mélangées et dans la solution commune, après la préci-



pitation des sulfures respectifs, on a séparé le groupe de l'arsenic de celui du plomb et du cuivre, à l'aide du sulfure de sodium. Ensuite, on a déterminé l'arsenic au moyen du pyroarséniate de magnésium; le plomb a été séparé du cuivre sous forme de sulfate de plomb.

Les résultats procentuels obtenus, par rapport aux quantités de chromites traitées, sont les suivants :

Plomb . . . .	0,004 gr	%
Arsenic . . . .	0,0011 »	»

Ces résultats se réfèrent à un échantillon moyen de chromite: 110 gr de chromite de Golețu Mic, 147 gr chromite de Cârneșica et 200 gr de chromite de Lomuri (galerie Robert).

Comme nous l'avons mentionné plus haut, il ressort de l'analyse spectrographique, que la chromite de Lomuri ne contient que des traces de plomb, par rapport aux deux autres chromites pour lesquelles les raies spectrales de cet élément, dans les solutions examinées au spectographe, présentent presque la même intensité.

En tenant compte de ce fait et des quantités prises de chaque chromite pour l'analyse, il résulte pour les deux chromites (Golețu Mic et Cârneșica) un contenu en plomb de 0,007 gr %.

Pour l'arsenic, en considérant qu'à l'analyse spectrographique la chromite de Lomuri n'a révélé que de faibles traces d'arsenic et celle de Golețu Mic a montré qu'elle en contenait plus que celle de Cârneșica et en tenant compte des quantités de chromites traitées, il résulte que le contenu en arsenic de la chromite de Golețu Mic peut être estimé entre 0,002 gr et 0,005 gr %.

Il a été impossible d'identifier l'étain par la voie chimique, attendu qu'il n'en existe que des quantités extrêmement faibles; aussi n'a-t-on pu le reconnaître que par la voie spectrographique.

Les quantités de plomb trouvées dans les chromites analysées ne sont pas dues, comme on pourrait le croire, à la présence d'éléments radioactifs, dont le dernier produit de désintégration pourrait-être cet élément. Les chromites en question ont été laissées, sous forme de poudre, pendant 10 jours dans l'obscurité, sur une plaque photographique, sans laisser sur cette plaque aucune trace d'activité radioactive.

3. *Essais de coupellation.* Diverses coupellations faites avec les chromites ayant servi aux analyses de M-me E. ZAMFIRESCU, et l'une des chromites ci-dessus (Goletu Mic), ont prouvé que ces chromites sont entièrement libres de métaux précieux (or, argent, platine).

Les petites quantités d'argent résultant de la coupellation (5—6 mgr pour 80 gr de chromite) ne proviennent pas de la chromite, mais de la litharge employée dans le mélange fondant qui contenait 6 mgr d'argent par kg.

Parmi les différents mélanges fondants employés, on a obtenu des résultats satisfaisants au point de vue de l'aspect de la scorie avec : 20 gr de chromite, 20 gr de silice, 80 gr de carbonate de soude, 120 gr de litharge, 30 gr de borax, 2,5 gr de charbon.

Le poids du plomb obtenu a varié entre 30 et 40 gr.

Les scories obtenus ont été refondues et les plombs obtenus ont été coupellés ensemble; le résultat a été le même qu'à la première fusion. Le mélange fondant employé pour 180—200 gr scorie a été composé de : 80 gr de litharge, 80 gr de carbonate de soude, 30 gr de borax et 2,5 gr de charbon.

Les essais de coupellation ont été effectués par M-me E. ZAMFIRESCU et M-lle V. PAȘCA.

— MM. E. CASIMIR, M. DIMITRIU et M-elle V. PAȘCA. — Etude chimique de quelques schistes ménilitiques de la zone marginale du Flysch des Carpates orientales <sup>1)</sup>.

### Séance du 31 mars 1933

Présidence de M. S. ATHANASIU.

— M. ȘT. CANTUNIARI présente la Carte des carrières de Roumanie d'après les données de MM. R. PASCU, FR. SCHAFARZIK, des membres de l'Inst. géologique et celles fournies par le Ministère de l'Industrie et du Commerce.

<sup>1)</sup> Publié en roumain dans *Studii tehnice și economice*, Vol. XIII, fasc. 15 et en français dans les *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XX, (1931 — 1932), p. 181.



— M. G. MURGEANU. — Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique.

*Historique.* Dans un passage du travail de M. D. PREDA <sup>1)</sup> sur la géologie de la partie orientale du district de Prahova, il est mentionné qu'au Nord de l'église de Slonu « les dépôts sénoniens renferment un conglomérat rouge, avec éléments de porphyres rouges, dans lequel on trouve aussi des débris d'*Inocérames* ». L'auteur cité rappelle que ces conglomérats sont très rares et n'insiste pas dessus.

Quelques années plus tard (1926) j'avais également l'occasion <sup>2)</sup> de constater la présence de roches éruptives rouges dans le Sénonien du district de Dâmbovița, à quelque 65 km Ouest de celles mentionnées par M. PREDA.

Les trouvailles se répètent les années suivantes. M. PROTESCU et nous <sup>3)</sup> décrivons, en 1927, des « cailloux à arêtes tranchantes, de roches éruptives acides, enclavées ça et là dans la masse des marnes sénoniennes de Breaza » (Prahova).

M. I. P. VOITEȘTI <sup>4)</sup> mentionne, pour la première fois en 1929, « une roche granitique à feldspath rose », du Sénonien d'Ursei (Prahova); il convient cependant de remarquer que cet auteur connaissait déjà avant le fait, vu que, dans les explications à la feuille de Câmpina (manuscrit du 3 janvier 1927), il est question d'une « brèche à éléments granitiques rouges ».

Les recherches de M. M. FILIPESCU entre le Teleajen et la Doftana <sup>5)</sup> ne manquent pas d'apporter de nouvelles contributions

<sup>1)</sup> D. PREDA. Geologia și tectonica părții de răsărit a județului Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. X (1921—1924), page 13. București, 1925.

<sup>2)</sup> G. MURGEANU. Rădicări geologice între valea Ialomitei și V. Bărbulețului, la Nord de Pucioasa — Pietrari (Dâmbovița). *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, vol. XV (1926—1927), page 84. București, 1930.

<sup>3)</sup> O. PROTESCU et G. MURGEANU. Géologie de la vallée de la Prahova entre Câmpina et Comarnic. *Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates, II-e Réunion. Guide des excursions*, page 205. Bucarest, 1927.

<sup>4)</sup> I. P. VOITEȘTI. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Revista Muzeului geologic-mineralogic al Universității din Cluj*, vol. III, No. 1, pages 35—36. Cluj, 1929.

<sup>5)</sup> M. G. FILIPESCU. Note préliminaire sur les recherches géologiques dans la région comprise entre la Valea Teleajenului et la valea Doftanei dans le district de Prahova. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, T. XIX (1930-31), page 9. Bucarest, 1933.



à ce sujet ; il s'agit cette fois « de fréquentes intercalations d'arènes granitiques rouges, parfois cimentées en une espèce d'arkose plus ou moins fine et riche en fragments d'*Inocérames* ».

Plus au Nord encore, dans la haute vallée du Buzău (district de Braşov), M. O. PROTESCU<sup>1)</sup> découvre des cailloux rouges, identiques à ceux mentionnés précédemment, associés également à des couches rouges.

Enfin, lors d'une course faite en 1932 par MM. PREDĂ, D. ŞTEFĂNESCU et l'auteur de ces lignes, le même fait est constaté dans le bassin du Siriu, aux confins des districts de Prahova et de Buzău.

*Occurrence géologique des roches éruptives rouges dans le Sénonien de Mounténie orientale.* Précisons tout d'abord que les géologues mentionnés ci-dessus, sans exception, sont d'accord à relever l'étroite relation existant entre les marnes du Sénonien et les roches éruptives rouges.

A part M. I. P. VOITEŞTI, qui admet que « les roches granitiques à feldspath rose » surgissent, broyées, le long « des failles qu'accidentent les marnes rouges sénoniennes du flanc méridional de l'anticlinal » Fieni-Ursei, les autres auteurs, comme on l'a vu plus haut, sont d'un avis contraire, à savoir que les fragments de roches éruptives rouges sont remaniés dans le Sénonien.

Personnellement, dès 1926, je mettais en évidence que « à Fieni, les grès de la base du Sénonien, riches en éléments de feldspath rouge, passent à des arkoses avec débris d'*Inocérames*, ce qui prête de l'avantage à une interprétation stratigraphique et porte préjudice à toute interprétation tectonique qui, à première vue, paraît favorisée par la distribution des roches éruptives le long de la surface de chevauchement »<sup>2)</sup>.

Quelle est, en somme, l'opinion exacte de M. I. P. VOITEŞTI, à l'égard des fragments de roches éruptives trouvées à Ursei?

Dans son « Aperçu synthétique... »<sup>3)</sup> l'éminent professeur de

<sup>1)</sup> Renseignement oral. Discussion à ce sujet, à la séance du 6 mars 1931. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XIX (1930—31), pages 87—88. Bucarest, 1933.

<sup>2)</sup> G. MURGEANU. *Op. cit.*, page 84.

<sup>3)</sup> I. P. VOITEŞTI. *Op. cit.*, page 35.



Cluj est d'avis que le Cristallin et le Mésozoïque ancien prennent part à la constitution des Nappes du Flysch. Alors que ce soubassement du Flysch est presque partout caché sous les puissants dépôts du Crétacé et du Paléogène, il surgit sous la forme de klippes le long des bordures des nappes. Les roches éruptives rouges sont parmi les témoins de ce soubassement de la Nappe de Siriu; elles ont été raclées de ce soubassement pendant les mouvements tertiaires et éjectées mécaniquement dans le Sénonien du front de la nappe.

En présence d'opinions si différentes, seul un examen des rapports immédiats entre les roches sénoniennes qui forment, pour ainsi dire, la matrice—et les fragments éruptifs, certainement étrangers, peut trancher toute controverse.

Un fait est indéniable dans toute cette affaire: c'est que les fragments de roches éruptives ne s'associent qu'au Sénonien de la Dépression de Slănic, c'est-à-dire qu'ils jalonnent la bordure d'une grande unité tectonique, la Nappe de Siriu de M. I. P. VOITEȘTI ou, comme je préfère l'appeler, la Nappe interne du Flysch <sup>1)</sup>.

L'anticlinal frontal, bordant à l'extérieur la Dépression de Slănic, se manifeste par un ressaut, très prononcé, des couches rouges sénoniennes qui — du moins entre la Câmpinița et le Bărbuleț, sur 35 km — chevauchent le Paléogène de l'unité immédiatement externe, la Nappe de Fusaru.

Le long de la surface de contact anormal, comme partout ailleurs, le Sénonien est représenté par des marnes rouges à *Rosalines*, débris d'*Inocérames* et *Bélemnites*, qui alternent avec des marnes gris-verdâtres et de faibles paquets de grès en plaquettes, très micacés. Tout ce complexe marneux est fortement écrasé. Lorsque les surfaces de séparation entre les couches existent encore, ce sont des surfaces polies, de vrais miroirs de friction. Généralement la roche a perdu l'homogénéité primaire; elle se débite en menus fragments limités de surfaces polies;

<sup>1)</sup> Vu qu'auparavant M. I. P. VOITEȘTI distinguait une Nappe des marnes rouges sénoniennes, en face de la Nappe de Siriu. J'ai fondu ces deux unités en une seule nappe, la Nappe interne du Flysch, à la suite des travaux sur terrain de 1928 (séance du 24 mai 1929).



il n'y a plus de limite nette entre les couches rouges et les couches vertes, mais passages flous. Les bons affleurements permettent de distinguer l'effilement des couches en direction et les convulsions des axes.

Bref, ce bariolage extrêmement caractéristique, dû aux étirements, aux suppressions mécaniques et à l'action du ruissellement sur ces roches froissées, arrête le chercheur et l'incite à des fouilles prolongées.

Les fouilles dans ce liseré de Sénonien qui marque le contact entre les deux pays tectoniques mentionnés, ne manquent pas d'offrir certains aspects stratigraphiques auxquels on n'est pas accoutumé ailleurs.

On est surpris, du premier abord, de voir qu'à la base des pentes taillées dans les marnes sénoniennes ou dans les excavations creusées dans celles-ci, il y a souvent une sorte de gravier dont les éléments présentent tantôt des arêtes tranchantes, tantôt sont roulés. Les dimensions des éléments, assez variables, ne dépassent que rarement celles d'un gros poing. Ce gravier, accumulé grâce à la pesanteur ou aux eaux de ruissellement, provient de certaines poches ou lentilles qui lardent les marnes sénoniennes.

De bonnes coupes à Breaza (Sud Gurga), à Fieni et à Cucuteni permettent de saisir les rapports exacts entre les lentilles à matériel grossier et la matrice marneuse. On y voit comment, en direction, les couches marneuses s'écartent progressivement pour se rejoindre bientôt et épouser de la sorte très étroitement les contours de la poche. A l'intérieur des poches, le gravier est meuble; aucun ciment ne relie les cailloux. Il en est de même lorsque la poche est remplie d'un détritit fin, constitué, non plus de fragments de roches, mais de quartz et de feldspath rose.

Les coupes transversales aux lentilles montrent que celles-ci se terminent également en biseau dans le sens du pendage, pour se refaire après une interruption de plusieurs mètres.

Il y a aussi des cas, dans les régions moins éprouvées dynamiquement, où les accumulations de débris éruptifs forment des couches interstratifiées parmi les marnes sénoniennes. En somme, la disposition en chapelêt peut être déduite de la disposition stratiforme, si l'on tient compte que l'examen porte sur une zone



fortement écrasée. D'autre part, si l'évidence nous conduit à faire un tel raisonnement au sujet des marnes, pourquoi ne l'étendrait-on pas aux graviers et aux arènes?

Admettons cependant que ces deux objets soient différents: d'une part les marnes sénoniennes comprimées le long de la surface de charriage, mais ayant gardé leur position stratigraphique relative, d'autre part les graviers et arènes surgissant sous la forme de lames tectoniques, le tout suffisamment soudé de manière à rendre difficile la solution du problème.

Un fait, d'une valeur incontestable à mon avis, vient anéantir cette interprétation.

A côté des arènes et graviers meubles, se trouvent des arkoses et des conglomérats. Les éléments, dans ces roches, sont identiques à ceux mentionnés précédemment. Elles possèdent, en outre, autant de restes organiques nécessaires à fixer leur âge d'une manière précise. A l'oeil nu, les débris d'*Inocerames* sont aussi beaux qu'on le souhaiterait et les rostrés de *Bélemnites*, pas rares. En outre, en lame mince les roches s'avèrent extrêmement riches en *Rosalines*. De telles roches ont été recueillies à Vulcana-de-Sus, Cucuteni, Fieni, Ursei, Breza, Brebu, Berteau, Ceraşu et Valea Siriului. Comme ces roches sont fortement cimentées, elles forment des *intercalations* stratiformes parmi les marnes, de sorte qu'on ne saurait se méprendre sur leur position stratigraphique.

Il résulte des données ci-dessus, que les arkoses et les conglomérats à éléments éruptifs rouges sont d'âge sénonien; la position des arènes et des graviers est donc stratigraphique.

*Les roches exotiques du Sénonien de Mouténie orientale.* Après avoir examiné le côté du problème que lève la présence des roches éruptives rouges dans le Sénonien et nous avoir prononcés pour leur remaniment dans la mer sénonienne, analysons cette fois les matériaux pétrographiques qui se présentent au chercheur et attirent son attention.

Nous avons parlé jusqu'ici de « roches éruptives rouges » et avons laissé à la charge des divers auteurs toute détermination des roches.



Disons d'emblée qu'un examen attentif des affleurements met en évidence l'association des roches éruptives rouges, qui prédominent, avec d'autres roches, métamorphiques et sédimentaires.

M. AL. CODARCEA s'étant obligé, à la suite d'une course faite en commun à Breaza, d'étudier les roches éruptives et les schistes cristallins et d'en présenter une étude détaillée <sup>1)</sup> il ne me reste qu'à utiliser ses résultats et mentionner, en outre, les roches sédimentaires et les produits secondaires.

Selon M. AL. CODARCEA, les roches cristallines que l'on trouve dans le Sénonien peuvent être réparties aux roches intrusives, aux roches filoniennes et aux schistes cristallins.

Les roches intrusives, de beaucoup les plus nombreuses, sont représentées par des granodiorites et des granodiorites albitiques. L'orthose et l'albite de ces roches sont imprégnées de grains très fins de magnétite et d'un pigment brun-roux indéterminable. Les oxydes de fer pourraient provenir, selon NIGGLI, de la molécule d'un feldspath ferrique isomorphe qui se serait séparé grâce à l'action des solutions magmatiques résiduelles.

Parmi les roches filoniennes, nombreuses également, figurent des porphyres granodioritiques, des pegmatites, des aplites et des lamprophyres.

Les schistes cristallins manquent d'importance au point de vue de leur fréquence. Toujours d'après M. CODARCEA, on rencontre des paragneiss biotitiques, des quartzites feldspathiques et des phyllites quartzitiques, roches qui relèvent d'une série mésozonale.

Quant aux roches sédimentaires, celles-ci sont très rares. Les graviers et les arènes renferment parfois des cailloux arrondis ou à facettes de calcaires blancs grenus ou fins.

Les Foraminifères qu'on y rencontre, sont parmi les formes communes au Jurassiques et au Crétacé; elles ne permettent de préciser davantage. Généralement, les roches calcaires sont couvertes d'un enduit noir et luisant manganésifère, de quelques millimètres et très adhérent. La présence du man-

<sup>1)</sup> AL. CODARCEA. Étude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI, p. 85. Bucarest, 1937.



ganèse dans le facies couches rouges du Sénonien de Roumanie a été relevée par tous les auteurs qui ont eu à s'occuper de ces dépôts. Sous la forme d'oxydes il imprègne parfois les grès qui s'intercalent parmi les marnes et, très souvent aussi, il forme des concrétions qui gisent éparses sur les affleurements. Je ne saurais dire, en ce moment, si les oxydes de manganèse sont uniquement un trait commun du Sénonien bordier ou bien si on les rencontre aussi plus à l'intérieur. Il me paraît utile de souligner cependant, que les arkoses et les conglomérats à granodiorites et porphyres granodioritiques en sont fortement imprégnés, jusqu'à former le ciment même de ces roches.

Les sels de cuivre, sous la forme de petites concrétions vertes — il s'agit probablement de concrétions de malachite — s'associent parfois aux sels de manganèse, sans être toutefois aussi fréquents que ceux-ci. A Cucuteni, parmi les quelques rares échantillons de schistes cristallins recueillis, j'en possède un <sup>1)</sup> de grosseur remarquable, imprégné jusqu'au centre de carbonate de cuivre.

Parmi les concrétions qui jonchent les affleurements de couches rouges, il faut réserver une place à celles de calcédoine. Elles sont parfois verdâtres, à disposition concentrique, ou bien tirent sur le jaune-brun et manquent d'orientation particulière. Enfin, certains affleurements, comme ceux de Cucuteni, présentent de nombreuses concrétions, de la grosseur d'un oeuf, de barytine <sup>2)</sup>.

Si les concrétions sus-mentionnées donnent en quelque sorte une note étrange à la bande frontale de Sénonien de la Nappe interne du Flysch, il y a bien les concrétions pyriteuses qui ne surprennent pas parmi les marnes rouges et verdâtres, riches en oxydes de fer. Leur altération aisée provoque les taches couleur rouille, que l'on constate fréquemment parmi les dépôts sénoniens. Et ce sont elles, certainement, qui expliquent aussi la présence des cristaux isolés de gypse recueillis par M. PREDA <sup>3)</sup> sur le Teleajen.

<sup>1)</sup> Collection de l'École Polytechnique de Bucarest.

<sup>2)</sup> Je dois la détermination de ce minéral à l'amabilité de M. MARCEL POPESCU, assistant à l'École Polytechnique de Bucarest.

<sup>3)</sup> D. M. PREDA. Renseignement oral.



Nous tâcherons d'expliquer plus loin — d'un point de vue tout à fait général — quels sont les processus qui ont mené à la concentration des combinaisons du manganèse, du cuivre, du silicium, du baryum et du fer dans les marnes rouges.

*Répartition des roches exotiques.* Dans la première partie de cette note, en indiquant les divers auteurs qui ont remarqué la présence des roches éruptives rouges dans le Sénonien de Mounténie, nous avons mentionné également les localités où ont été faites ces observations. La plupart des points indiqués ont été visités à nouveau par l'auteur de ces lignes.

Dans l'esquisse ci-jointe ont été marqués d'un cercle les affleurements de Sénonien où les granodiorites et porphyres granodioritiques se trouvent sous la forme d'éléments dans des graviers, arènes, conglomérats ou arkoses.

Nul auteur à ma connaissance, n'a tenté un examen critique de cette répartition des roches exotiques. C'est le but de ce travail.

Mais, d'abord, pour quel motif qualifions-nous ces roches, d'exotiques ?

Le massif cristallin de Leaota, le plus proche de la Nappe interne du Flysch, et situé à son arrière, ne renferme pas, selon tous les auteurs qui l'ont étudié, de roches comparables à celles décrites par M. CODARCEA.

Dans la couverture de ce massif, soit qu'il s'agisse du Néocomien (Couches de Sinaïa et couches de Comarnic), ou du Crétacé moyen (conglomérats de Bucegi), ces roches n'existent pas, Elles n'existent pas non plus, paraît-il, dans le Sénonien interne. bien que celui-ci soit d'un facies identique (couches rouges) à celui caractérisé par la présence des roches éruptives.

L'avant-pays carpatique, couvert par de puis ants dépôts tertiaires, se manifeste, sous la forme de klipptes, autour de quelques massifs de sel (Podeni, Sarea lui Buzău), où l'on peut étudier les roches qui y prennent part. A ma connaissance, on ne trouve des roches éruptives comparables à celles remaniées dans le Sénonien. A Podenii Noui la roche éruptive la plus fréquente est une syénite à grands feldspaths.

Si l'on examine l'esquisse (fig. 1) en parallèle avec la carte géologique de la Roumanie, on est frappé de la superposition



des affleurements à roches éruptives sur le Sénonien le plus externe, et, en même temps, le plus méridional, de Mounténie orientale.

Analysons de près cette constatation.

Entre Valea Bărbulețului et Valea Câmpiniței, sur 25 km de longueur, les cailloux de roches éruptives sont exclusivement cantonnées le long du flanc méridional de la Dépression de

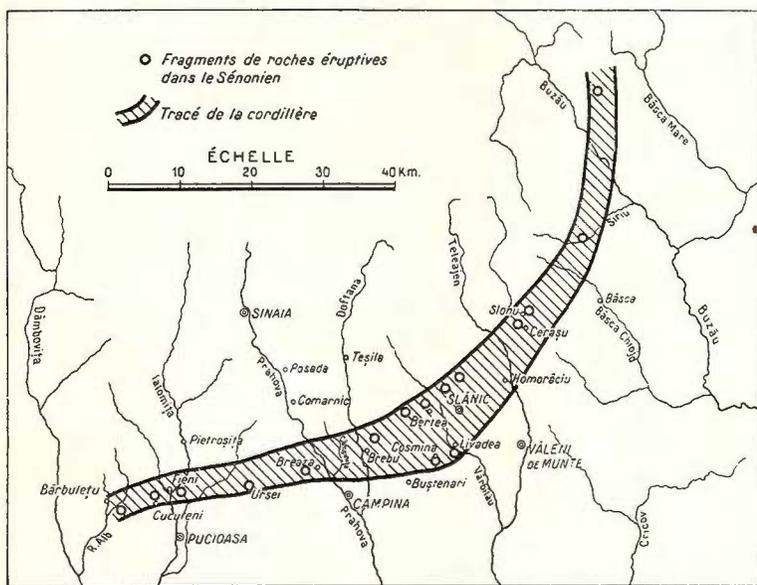


Fig. 1. — Répartition des fragments de roches éruptives dans le Sénonien de Mounténie orientale.

Slănic. Il est connu que, d'ici vers l'Est, à la suite d'un abaissement axial, le Sénonien disparaît sous une couverture récente pour ne reparaitre qu'à Homorâciu, sur le Teleajen, à quelque 25 km E de Valea Câmpiniței.

Dans l'impossibilité de poursuivre les recherches sur le flanc Sud de la Dépression, adressons-nous à son flanc Nord. Suivons-le de Brebu, par Pietriceaua, Berteaua, Cerașu, Slănic et Valea Siriului jusque dans la haute vallée du Buzău. De toutes ces localités ont été recueillis, comme nous l'avons vu dans l'Historique, des graviers à éléments éruptifs rouges.



**C o n c l u s i o n s :** entre Valea Bărbulețului et Valea Cămpiniței le Sénonien du flanc Sud de la Dépression de Slănic est riche en fragments de granodiorites et porphyres granodioritiques; le flanc Nord, sur le même trajet, paraît être exempt de ces roches. Par contre, entre Valea Cămpiniței et la haute vallée du Buzău, les mêmes roches se trouvent dans le Sénonien du flanc septentrional de la Dépression.

I l y a, e n t r e l e s p o i n t s e x t r ê m e s m e n t i o n n é s, u n p e u p l u s d e 100 k i l o m è t r e s.

I l n ' e s t p a s d a n s m o n i n t e n t i o n d e n i e r l ' e x i s t e n c e d e s f r a g m e n t s d e r o c h e s é r u p t i v e s s u r l e s v a s t e s s u r f a c e s d e S é n o n i e n q u i c o u v r e n t l a N a p p e i n t e r n e d u F l y s c h, a u d e l à d e l a D é p r e s s i o n d e S l ă n i c; j e c o n s t a t e s e u l e m e n t q u e l e u r p r é s e n c e n ' a p a s e n c o r e é t é m e n t i o n n é e d a n s c e s p a r a g e s. U n e f o i s l e u r r e m a n f e m e n t a d m i s i l e s t l o g i q u e d e p e n s e r q u ' i l s o n t p u ê t r e t r a n s p o r t é s a u d e l à d e l a D é p r e s s i o n, m a i s c e f a i t d o i t ê t r e d ' a b o r d p r o u v é.

Toujours est-il que la fréquence des débris de roches éruptives est en étroite relation avec le Sénonien bordier, c'est-à-dire avec la Dépression de Slănic.

*La cordillère coumane.* Les granodiorites et porphyres granodioritiques que l'on trouve sous la forme de fragments dans le Sénonien bordier de Mounténie orientale n'étant pas, comme nous avons essayé de le prouver, amenés au jour par voie tectonique, il s'ensuit qu'ils ont été arrachés, par action mécanique des vagues, d'un substratum de la Mer du Flysch, durant le Sénonien.

Ce substratum formait saillie à l'extérieur de la Dépression de Slănic actuelle vu que c'est dans le Sénonien de celle-ci que l'on trouve les débris de roches éruptives.

Les roches éruptives exotiques s'échelonnant sur plus de 100 km longueur, nous avons affaire à une vraie cordillère que je propose de dénommer « coumane »<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> C o u m a n s, peuple de langue turque ayant vécu sur le territoire roumain entre 1057 et 1241.

Ils ont prêté à la langue roumaine nombre de mots considérés généralement comme provenant des Turcs osmanlis. En toponymie leurs traces



D'autres faits, en dehors de ceux mentionnés jusqu'ici, viennent confirmer ce point de vue.

Il est bien connu que les cordillères se comportent, à l'intérieur des mers, comme les lignes de rivage. Les dépôts qui se forment à leurs abords sont grossiers, littoraux ou néritiques.

Si l'on examine, à ce point de vue, le Sénonien de la Dépression de Slănic l'on constate que, parmi les marnes rouges et verdâtres, s'intercalent de puissants bancs (50 m) de conglomérats et grès qui relèvent de l'approche d'un rivage. Tels sont les grès à *Inocérames* qui forment saillie, parmi les marnes du flanc Nord de la Dépression, à Gura Bărbulețului (Cetățuia Mică, Cetățuia Mare), dans Valea Bizdidelului (au Nord de Bezdead <sup>1)</sup> et dans Valea Tonții, à Bădeni <sup>2)</sup>. Le flanc Sud de la Dépression possède de telles intercalations à Vulcana-de-Sus, Cucuteni, Fieni et Berivoești. Il est fort probable que nombre de grès se trouvant plus à l'Est, sur l'emplacement des marnes rouges sénoniennes, et considérés soit comme aptiens, soit comme éocènes, soient en réalité, sénoniens. J'ai déjà exprimé cette opinion en 1927 quant aux grès de Breaza <sup>3)</sup>. Des grès de Șotrișle, au lieu dit Ghimilia, j'ai recueilli des débris d'*Inocérames*, qui les rangent au Sénonien, bien qu'ils aient été considérés auparavant comme éocènes.

Personnellement, je suis d'avis que, le long de la cordillère coumane, le Sénonien était partiellement envahi par le faciès littoral de Gosau. Je considère comme arguments en faveur de cette affirmation:

a) La présence des grès fortement cimentés de Cucuteni, pétris de grands Lamellibranches (*Cucculea* selon M. I. P. VOITEȘTI <sup>4)</sup>);

---

sont également nombreuses; les noms de Caracal, Teleorman et de Bărgan (?), en Mounténie, sont d'origine coumane. Le fondateur de la dynastie des Bassarabes était, probablement, couman (cf. C. C. GIURESCU. *Istoria Românilor*, pages 281—287. București, 1935). (Note pendant l'impression).

<sup>1)</sup> G. MURGEANU. *Op. cit.* pg. 82.

<sup>2)</sup> G. MURGOI et ST. MANOLESCU. Câteva date asupra Geologiei Văii Dâmbovița din regiunea dealurilor *D. d. s. ale șed. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pg. 346, București 1915—16.

<sup>3)</sup> O. PROTESCU et G. MURGEANU. *Op. cit.*, page 204.

<sup>4)</sup> Renseignements oraux.



b) La présence, dans l'Aquitaniens du flanc Sud de la Dépression, à Brebu, de nombreuses *Pycnodonta vesicularis* d'ORB. roulées (recueillies par MM. E. JEKELIUS et M. FILIPESCU). Ces formes sont certainement remaniées du Sénonien sousjacent qui, malheureusement est couvert par les dépôts tertiaires. En tout cas il est à remarquer que, le long du flanc Sud de la Dépression de Slănic, les conditions bionomiques étaient telles, que les organismes devaient se couvrir de tests épais.

En dehors des dépôts grossièrement détritiques qui s'intercalent dans le Sénonien de la Dépression de Slănic, les l a c u n e s s t r a t i g r a p h i q u e s que l'on constate sur cet emplacement plaident également en faveur d'une cordillère. Il est, en effet, généralement admis que les oscillations des anciennes mers se font ressentir, de préférence, aux rivages mêmes et sur les cordillères.

Si l'on examine la succession des dépôts à l'intérieur de la Nappe interne du Flysch, on constate que la phase de lithogénèse, qui débute avec le Sénonien, continue, sans interruption, jusqu'à la fin de l'Aquitaniens. Il y a partout transition pétrographique entre le Flysch sénonien et le Flysch éocène, entre ce dernier et le Flysch oligocène, enfin, entre le Flysch oligocène et l'Aquitaniens.

Dans la Dépression de Slănic, cependant, bien que sa position soit centrale par rapport à la Nappe interne et à la Nappe de Fusaru, on est surpris d'enregistrer le manque de certains termes. Citons, à cet égard, le manque de l'Eocène et de l'Oligocène sur le flanc Sud, à Breaza même <sup>1)</sup>. Une suppression purement mécanique d'un paquet d'au moins 500 m me paraît difficile à soutenir aujourd'hui, quand l'on connaît que le décollement de la couverture burdigalienne n'est pas un fait tectonique de grande importance.

A Bezdead (district de Dâmbovița), l'Oligocène et l'Aquitaniens reposent normalement sur le Sénonien, sans trace d'Eocène.

Il en est de même à Pietriceaua et à Berteau (Mătrăguni). Plus à l'Est encore, à Homorăciu, M.M. PREDA et FILIPESCU, le pre-

<sup>1)</sup> O. PROTESCU et G. MURGEANU. *Op. cit.*, page 230.



mier moins catégorique que le second, font surgir du Sénonien de sous l'Oligocène.

Ajoutons à tout cela la coupe très instructive tracée par M. PREDA <sup>1)</sup> à Mâneciu. Bien que dans une région à tectonique simple, le Sénonien avec, parfois, des chapeaux d'Eocène et d'Oligocène, mais généralement à lui seul, surgit de sous l'Aquitanién. A moins que d'accorder au Sénonien le rôle de « noyau de percement », ce qui ne convient pas à un paquet franchement marneux, notre interprétation, qui veut voir dans cette affaire des lacunes stratigraphiques, paraît être la seule à résoudre les rapports figurés par l'auteur précité.

Ces données, à mon avis, rendent justice à la thèse qui soutient l'existence d'une cordillère dans la mer du Flysch carpatique. Elles mettent en évidence que cette cordillère était émergee temporairement, selon les endroits, pendant le Nummulitique, en d'autres mots que la sédimentation, sur cette ride, était au gré des oscillations de la mer.

La cordillère coumane a donc persisté après le Sénonien. Elle séparait deux avant-fosses qui, lors du paroxysme post-aquitanién, s'individualiseront en deux unités tectoniques distinctes. L'avant-fosse située en arrière de la cordillère coumane passera à la Nappe interne du Flysch, l'avant fosse située en avant est l'amorce de la future Nappe du Fusaru.

Adressons-nous aux termes stratigraphiques des deux nappes afin de voir si, en effet, les facies des dépôts sont différents, comme il conviendrait au cas où une cordillère accidentait le fond du géosynclinal.

Cet examen est assez délicat, vu que l'affaissement en gradins des unités tectoniques vers l'Avant-pays nous empêche de connaître les termes inférieurs des unités externes. De la sorte nous ne connaissons pas le soubassement du Paléogène de la Nappe de Fusaru; nous ne saurions dire si le Sénonien de cette nappe revêt le facies couches rouges de la Nappe interne du Flysch ou s'il est autre.

---

<sup>1)</sup> D. M. PREDA. Géologie de la Vallée du Teleajen dans la région des collines subcarpatiques. *Assoc. pour l'avanc. de la géologie des Carpates. II-e Réunion. Guide des excursions*, page 163. Bucarest, 1927.



Nous pouvons comparer, en revanche, les facies du Paléogène des deux unités. Il y a peu à dire là-dessus car, depuis longtemps, les auteurs sont d'accord que le facies marneux (facies de Şotrile) caractérisant l'Eocène de la Nappe interne est nettement distinct du facies gréseux (facies de Fusaru) de la Nappe de Fusaru.

Quant à l'Oligocène, il revêt le facies schistes ménilitiques dans la Nappe interne tandis que, dans la Nappe de Fusaru, il est représenté par les argiles des Couches de Pucioasa <sup>1)</sup>. A l'Aquitanién les facies ne sont plus différenciés: des gypses surmontent l'Oligocène dans les deux unités. L'ancienne mer du Flysch se résout, des deux côtés de la cordillère, en lagunes de concentration.

De ces considérations se dégage le fait, jusqu'à présent ignoré, à savoir que la différenciation des facies du Nummulitique est due à l'existence d'une cordillère qui se fait sentir certainement dès le Sénonien par la présence de gravies remaniés d'une province cristalline autre que celle des Carpates et de l'Avant-pays.

Il n'est pas encore possible de suivre l'histoire de cette cordillère dans tous ses détails. Un plissement préceuseur aurait-il ébauché la cordillère avant le Sénonien, à l'Albien peut-être ?

L'interrogation vient du fait que, dans l'anticlinal de Fieni, au Sud de la Dépression de Slănic, des calcaires construits viennent s'intercaler, avec des brèches à *Neohibolites minimus* (LIST.), dans les grès albiens qui affleurent sur les deux rives de la Ialomița. Or, la présence de ces calcaires avec Lamelli-

<sup>1)</sup> Selon M. I. P. VOITEȘTI, les couches de Pucioasa sont éocènes. Cf. I. P. VOITEȘTI. Contribution à l'établissement de l'âge du Paléogène du facies de Fusaru dans les Subcarpates Méridionaux. *Revista Muzeului Geologic-Mineralogic al Universității din Cluj*, vol. II, No. 1, pages 17—25. Cluj, 1927.

M. M. PAUCĂ (Fossile Fische aus dem rumänischen Tertiär. *Académie Roumaine. Bull. de la Section Scientifique*, XII-e année, No. 7 — 10, Bucarest, 1929) est d'avis, au contraire, que les couches de Pucioasa sont oligocènes. Je cite du travail mentionné: « Das Vorhandensein von fünf fossilen Fischarten zugleich in dem Menilitschiefern und in den Pucioasa-Schichten, deren stratigraphische Stellung neuerdings gestritten gemacht wurde (es wurde die Meinung geäußert, dass sie dem oberen Eozän angehören), könnte als ein Beweis für das Oligozäne-Alter der letzten Schichten angeführt werden ».



I. GAVĂT  
 ESQUISSE DES ANOMALIES LOCALES DE LA PESANTEUR  
 ET DES RAPPORTS GÉOLOGIQUES  
 DANS LES ENVIRONS DE  
**TÂRGOVIȘTE**

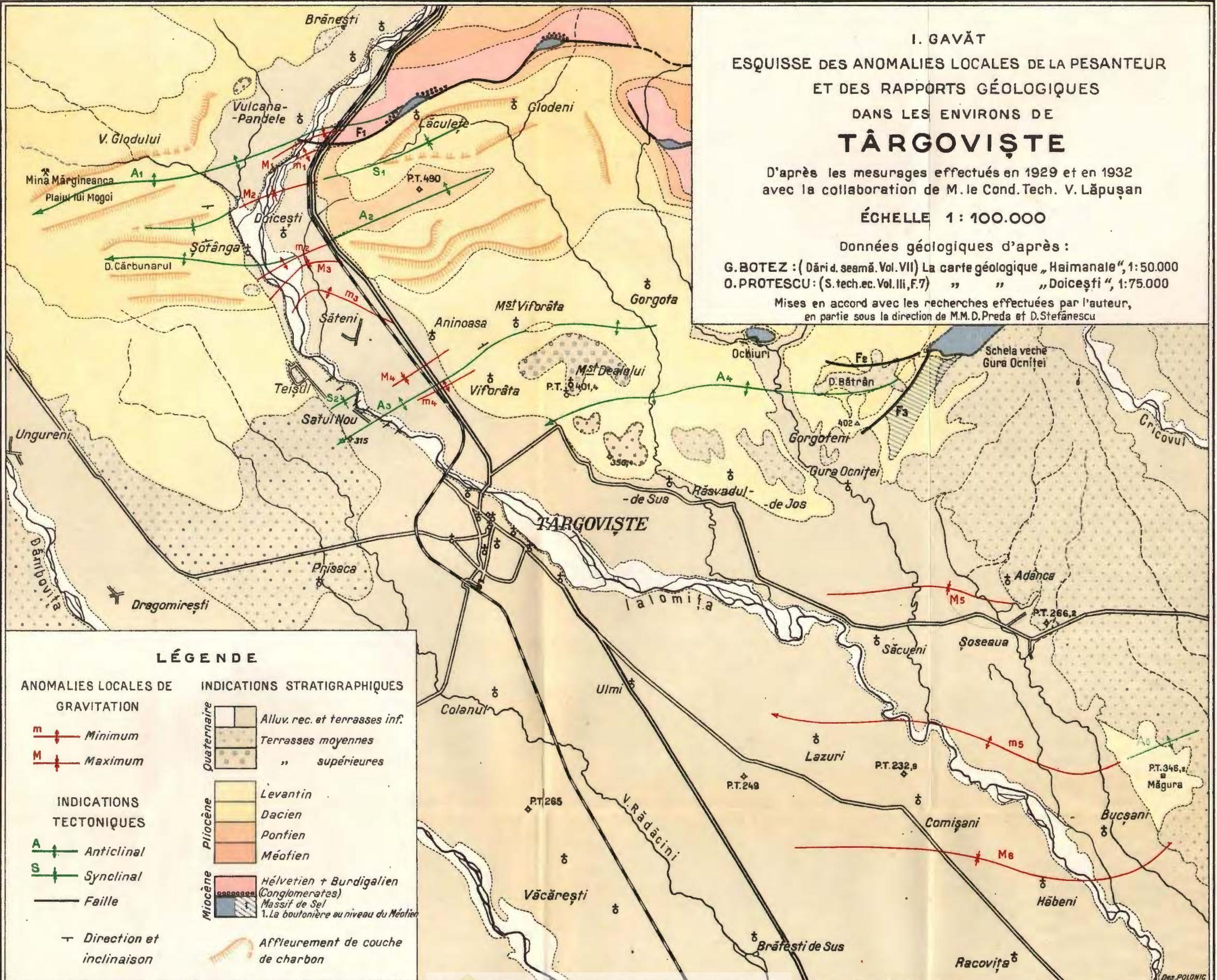
D'après les mesurages effectués en 1929 et en 1932  
 avec la collaboration de M. le Cond. Tech. V. Lăpușan

ÉCHELLE 1 : 100.000

Données géologiques d'après :

G. BOTEZ : (Dărid. seamă. Vol. VII) La carte géologique „Haimanale“, 1:50.000  
 O. PROTESCU : (S. tech. ec. Vol. III, F.7) „ „ „Doicești“, 1:75.000

Mises en accord avec les recherches effectuées par l'auteur,  
 en partie sous la direction de M.M. D. Preda et D. Ștefănescu



LÉGENDE

ANOMALIES LOCALES DE GRAVITATION

- m** Minimum
- M** Maximum

INDICATIONS TECTONIQUES

- A** Anticlinal
- S** Synclinal
- Faille

→ Direction et inclinaison

INDICATIONS STRATIGRAPHIQUES

- Quaternaire**
  - Alluv. rec. et terrasses inf.
  - Terrasses moyennes
  - „ supérieures
- Pliocène**
  - Levantin
  - Dacien
  - Pontien
  - Méofien
- Miocène**
  - Hélvétien + Burdigalien (Conglomerates)
  - Massif de Sel
  - 1. La boutonnière au niveau du Méofien
- Affleurement de couche de charbon

branches et Gastropodes à test épais <sup>1)</sup> font penser à un haut-fond balayé par de fortes lames. Il ne s'agit là que d'une supposition à laquelle nous ne tenons guère, faute de preuves suffisantes.

*Déductions.* Une lacune stratigraphique entre le Cénomaniens et le Maëstrichtien est généralement admise dans la succession des dépôts du Flysch de Mounténie orientale.

Durant cette phase de glyptogénèse, les Anciennes Carpates et l'Avant-pays ont dû être non seulement fortement érodés mais ils ont dû être aussi le théâtre de processus chimiques prolongés, menant à une altération profonde des roches qui y prenaient part.

Une telle supposition est renforcée par la présence, dans le Sénonien, des marnes rouges et vertes, riches en oxyde et oxydure de fer, et par les concrétions de pyrite, de sels de manganèse et de calcédoine.

Selon H. HARRASSOWITZ <sup>2)</sup> le processus de « siallitisiation » (Siallitisierung), c'est-à-dire le processus qui produit un enrichissement en hydrosilicates d'aluminium, est accompagné d'un lessivage des alcalis, des alcalino-terreux et de la silice.

Les concrétions de calcédoine parsemées parmi les marnes rouges pourrait être dues à un tel processus de mise en liberté de la silice colloïdale.

Quant au fer des marnes sénoniennes il pourrait provenir, non pas de la destruction des pyrites, comme le pense M. PREDA <sup>3)</sup>, mais d'un enrichissement, par altération, des feldspaths ferriques contenus dans les granodiorites et porphyres granodioritiques. L'origine du fer dans le facies couches rouges, sera toujours subordonnée à une cause régionale et nous ne faisons ici que suggérer une hypothèse locale que nous serions heureux de voir tomber, sitôt émise une explication valable pour tous les pays.

<sup>1)</sup> M. I. P. VOITEȘTI est d'avis que ces calcaires sont tithoniques.

<sup>2)</sup> H. HARRASSOWITZ. Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. *Fortschritte der Geologie und Paleontologie*, Bd. IV, Heft 14. Berlin, 1926.

<sup>3)</sup> D. PREDA. *Geologia și tectonica*, etc., page 14.



Le m a n g a n è s e, comme l'a montré W. VERNADSKY <sup>1)</sup>, accompagne très souvent le fer. Vient-il aussi des roches éruptives sous-jacentes ? L'auteur cité est d'avis que « les minéraux des roches éruptives, les mélanges isomorphes, doivent donner des concentrations du manganèse plus grandes que la roche qui les renferme. Malheureusement, les analyses sont très rares » <sup>2)</sup>. A la surface, sous la forme de minéraux vadoses, on trouve « dans les sols latéritiques des pays intertropicaux <sup>3)</sup> des millions de millions de concrétions des wads, des psilomélanes, des pyrolusites, quelquefois petites et terreuses » <sup>4)</sup>. « En même temps dans les pays chauds, arides, la terre est quelquefois couverte, en relation avec la latéritisation, par des croûtes riches en hydrates d'oxyde de fer, en pyrolusites et psilomélanes » <sup>5)</sup>. H. HARRASOWITZ constate la même chose <sup>6)</sup>.

La présence du b a r y u m dans les sédiments des pays chauds a été déjà signalée par G. BERG <sup>7)</sup>.

Quant au c u i v r e, rare d'ailleurs, le fait de l'avoir remarqué sous la forme de petites concrétions de carbonate ou en imprégnant les rares schistes cristallins (pg. 75), nous fait penser à une minéralisation diffuse, par endroits, de la province cristalline.

Il est donc probable que l'association, dans le Sénonien, des combinaisons du fer, du manganèse, du baryum, du cuivre et du silicium soit due aux processus latéritiques qui avaient lieu sur l'emplacement de l'Avant-pays et de la cordillère coumane pendant la phase de glyptogenèse anté-sénonienne. Lors de la réouverture du géosynclinal carpatique, au Sénonien, ces concentrations minérales ont été charriées dans la mer. Certaines, comme les oxydes de fer, ont été diffusées sur de vastes surfaces. Les plus lourdes n'ont pu subir un transport appréciable. Elles

<sup>1)</sup> W. VERNADSKY. La géochimie. Paris, 1924.

<sup>2)</sup> W. VERNADSKY. *Op. cit.*, page 78.

<sup>3)</sup> L. FERMOR. The manganese ore deposits of India. *Mem. Geol. Surv. of India*. C. 1909.

<sup>4)</sup> W. VERNADSKY. *Ibidem*, page 78.

<sup>5)</sup> W. VERNADSKY. *Ibidem*, page 86.

<sup>6)</sup> H. HARRASOWITZ. *Op. cit.*, page 329.

<sup>7)</sup> G. BERG. Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe, page 149. Leipzig, 1929:



ont été enclavées dans les dépôts marins, à proximité même des rivages.

C'est pourquoi elles déterminent, avec les cailloux de roches éruptives et de schistes cristallins, une direction nette dans les dépôts du Flysch carpatique qui n'est autre que celle de la cordillère coumane. Mais il ne s'agit là que d'une direction relative car les mouvements post-aquitaniens ont déplacé vers l'extérieur les anciens dépôts.

### Séance du 7 avril 1933

Présidence de M. G. MACOVEL.

— M. AL. CODARCEA. — **Étude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza.**

Dans les marnes sénoniennes de Breaza on trouve sous forme de blocs plus ou moins roulés, diverses roches cristallines et sédimentaires, sur la provenance et la signification desquelles mon collègue G. MURGEANU <sup>1)</sup>, qui s'occupe de l'étude géologique de la région, a exposé son point de vue dans une communication antérieure.

Nous ferons, dans ce qui va suivre, une description microscopique des roches cristallines recueillies par M. MURGEANU et nous-même dans une excursion faite en commun à Breaza.

Ce sont des roches éruptives et des schistes cristallins.

**Roches éruptives.** On rencontre, dans le Sénonien de Breaza, les types suivants de roches éruptives:

A) Roches intrusives: granodiorites;

B) Roches filoniennes: pegmatites et aplites, porphyres granodioritiques, lamprophyres.

*Granodiorites.* Les roches intrusives sont représentées par des granodiorites, le matériel éruptif le plus fréquemment rencontré dans le Sénonien de Breaza.

---

<sup>1)</sup> G. MURGEANU. Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique. *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXI, page 69.



Dans ce matériel, on peut distinguer à l'oeil nu une variété de granodiorite gris-rose et une variété de granodiorite rouge. Dans la première on reconnaît: le quartz, l'orthose rose, les plagioclases blanchâtres et la chlorite. Dans la seconde, nous ne pouvons plus distinguer à l'oeil nu les plagioclases de l'orthose, à cause de leur couleur rouge-brique; aussi les macles ne peuvent plus être aisément identifiées. Le quartz et la chlorite y sont toujours présents. L'examen microscopique confirme les observations faites mégascopiquement. Les deux variétés de granodiorites ne diffèrent que par la composition de leurs plagioclases et par la pigmentation plus ou moins intense des feldspaths, comme nous le verrons plus bas.

La structure de ces roches est grenue hypidiomorphe et la texture en est massive (dépourvue d'orientation). On observe parfois des traces de pressions, dans les quartz fissurés et onduleux, dans les macles courbées des plagioclases et dans les bandes minces à quartz et feldspaths broyés, parcourant par endroits les coupes minces. Dans les roches plus riches en orthose ou en quartz, ces minéraux constituent des plages (jusqu'à 4 mm) dans lesquelles sont inclus les autres minéraux à contours plus ou moins idiomorphes (environ 1 mm), offrant par endroits des aspects poikilitiques.

Les dimensions des minéraux varient de 0,25 mm à 4 mm, les dimensions les plus fréquentes étant comprises entre 0,5 et 2 mm.

Les minéraux des granodiorites de Breaza sont, par ordre de fréquence: les plagioclases, le quartz, l'orthose, la biotite (chlorite), la hornblende, les minéraux accessoires et les minéraux secondaires.

Les plagioclases, plus ou moins idiomorphes, présentent des maclations polysynthétiques et parfois des myrmécites. Ils sont tantôt moulés par les grandes biotites, tantôt les deux minéraux se gêne-t-ils réciproquement dans leur croissance.

Dans les granodiorites gris-roses, le plagioclase est un oligoclase zoné ayant une composition d'environ 25—30% d'An. Il est en partie frais, mais d'habitude il est rendu trouble par des inclusions de séricite, formant une trame dans le centre, ou bien



s'étendant dans le cristal entier. On observe par endroits, dans le centre des plagioclases, des grains irréguliers d'épidote et parfois des grains fins de zoïsite, tranchant dans la lumière parallèle comme une masse granuleuse gris-sale. On remarque des rares granules de calcite.

Dans les granodiorites rouges, le plagioclase est une albite à 0—5% d'An. Elle est occupée dans toute sa masse par un pigment extrêmement fin, brun-jaunâtre, imprimant au cristal une couleur rouge, lorsqu'il est plus épais. Par endroits une accumulation centrale du pigment donne l'impression d'une structure zonaire dans le plagioclase. On observe aussi des inclusions très fines de magnétite, parfois à peine perceptibles. Il est fort probable que le pigment rouge ci-dessus représente des inclusions d'oxydes de fer limonitisés, en poudre. L'albite contient de fréquentes inclusions de mica blanc secondaire et parfois de l'épidote fin.

Le quartz forme des plages et des grains irréguliers. Il est souvent brisé et présente des extinctions onduleuses.

Le feldspath potassique est une orthose habituellement micropertitique, présentant parfois la macle de Karlsbad. On observe également une tendance de maclation suivant la loi du microcline, surtout autour des inclusions d'autres minéraux contenues dans les plages d'orthose.

Dans les granodiorites gris-roses, l'orthose est fraîche, en tout cas on n'observe qu'un début de pigmentation; dans les roches à couleur rouge, elle est souvent plus intensément pigmentée que les albites, ce qui permet de la distinguer immédiatement de ces dernières.

La pigmentation débute par des taches irrégulières, dans certaines parties du cristal et elle finit peu à peu par envahir tout le cristal, qu'elle n'occupe cependant pas d'une manière homogène, laissant toujours des endroits limpides. Cette pigmentation provient d'un côté d'une poussière rousse indéterminable et de l'autre d'un amas d'interpositions rouges, très fines, de lamelles d'hématite rangées en lignes orientées. Ces lamelles d'hématites s'observent également dans les orthoses des granodiorites à oligoclase, mais elles y sont moins fréquentes.

La biotite brune est en voie de chloritisation. Dans



les roches rouges elle est complètement transformée en chlorite. Parfois on y remarque des intercalations lentiformes d'un agrégat chloriteux très fin, à structure sphérolitique, incolore, par endroits verdâtre. La biotite est remplie d'inclusions de magnétite et de titanite. Dans la chlorite, on observe parfois des granules d'épidote. La biotite forme de grandes lames à contour hexagonal et de petites lamelles prises entre les autres minéraux.

La hornblende est rare. Elle a une couleur vert-brune. Elle est chloritisée et calcitisée, en conservant pourtant les directions de clivage.

Parmi les minéraux accessoires on remarque la magnétite, l'apatite, le zircon, la titanite idiomorphe.

Quant aux minéraux secondaires ce sont: la séricite, la chlorite, l'épidote, la zoïsite, la titanite des chlorites et des biotites, la calcite et les pigments limonitiques.

Afin de donner une classification plus précise des roches décrites plus haut, nous avons déterminé les pourcentages volumétriques des minéraux les plus importants, au moyen de la méthode micrométrique de ROSIWAL, en obtenant les proportions suivantes:

Minéraux	Granodiorites à oligoclase	Granodiorites à albite
Quartz . . . . .	15,2 37	22,9 23,6 27,8
Orthose . . . . .	27,6 17,8	4,7 27,2 15,6
Plagioclase . . . . .	44,5 40,8	64,4 42,5 53,2
Biotite (resp. chlorite)	} 3,2 } 4,4 } 0,9 } } 0,3 }	5,7 } 5,6 } 3,1 } } 8,0 } 0,8 } 6,7 } } 1,3 } 0,3 } 0,3 }
Hornblende . . . . .		1,0 } 8,0 } 0,8 } 6,7 } — } 3,4
Minerai, etc. . . . .		1,3 } 0,3 } 0,3 }

En calculant et projetant ces valeurs suivant la méthode proposée par le Prof. JOHANNSEN <sup>1)</sup> de Chicago, nous arrivons à la conclusion que les roches intrusives du Sénonien de Breaza, qu'on pouvait prendre sur le terrain pour des granites, sont en réalité des granodiorites, leurs projections se trouvant dans le champ 7 du triangle Q—Kf—Plag de JOHANNSEN. L'une

<sup>1)</sup> ALBERT JOHANNSEN. A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. I. Chicago, 1931.



des roches se rapproche beaucoup du champ tonalitique, par suite du pourcentage très faible d'orthose.

D'après la nature du plagioclase nous pouvons distinguer: des granodiorites (227), dans lesquelles le plagioclase est un oligoclase et des granodiorites albitiques (217) où le plagioclase est une albite. Deux de ces roches, ayant moins de 5% d'éléments noirs, sont des leucogranodiorites (127, 117).

*Pegmatites et aplites.* Ces roches contiennent les mêmes minéraux que les granodiorites, sauf pour les éléments noirs très rares, mais elles sont caractérisées par les structures qui leur sont propres.

Les pegmatites sont formées de plages de quartz et de feldspath rose, de quelques centimètres de diamètres. L'orthose présente des structures micropegmatitiques.

Les aplites à grains fins et de couleur rose sont représentées par une aprite alaskitique et une albitite. Elles ne sont pas très homogènes, le même échantillon offrant des parties grenues et d'autres plus fines.

L'aprite alaskitique présente une structure panalotriomorphe typique et une texture dépourvue d'orientation. Les dimensions des grains varient entre 0,25 mm et 1 mm. Les minéraux qui la composent sont: quartz 37,3%, orthose 39%, albite 22,5%, biotite chloritisée 1,2%.

Les feldspaths sont troubles comme dans les granodiorites. Les albites contiennent un peu de séricite, rarement de l'épidote; l'orthose est parfois nettement micropertitique. Les biotites sont chloritisées. La projection de la roche se trouve dans le champ alaskitique (116).

L'albitite (1112) est une aprite formée presque exclusivement d'albite. Quelques phénocristaux petits (1—2 mm) d'albite se détachent sur une pâte finement grenue (0,05 mm) constitué également d'albite. Les albites sont pigmentées. Les minéraux ferromagnésiens sont très rares et entièrement chloritisés. On y observe encore des lamelles de séricite, une poussière limoniteuse, des grains de magnétite, de l'apatite. Les phénocristaux sont brisés; ils ont les lamelles ployées et même



cassées. La pâte ne se trouvant pas atteinte par ce phénomène, il est évident que nous avons affaire à des protoclasses.

*Porphyres granodioritiques.* Dans le Sénonien de Breaza, on rencontre fréquemment des roches porphyriques qui présentent de nombreux phénocristaux de quartz, de feldspath rouge et de feldspath jaunâtre, dans une pâte compacte brune ou grise. Dans certaines roches on observe aussi des phénocristaux de minéraux foncés.

Les phénocristaux, qui forment environ 50% de la roche, sont le plagioclase, le quartz, l'orthose et la biotite chloritisée. Le plagioclase et le quartz sont toujours plus nombreux que l'orthose.

Les phénocristaux d'orthose et de quartz peuvent manquer parfois. Les phénocristaux plus petits et de même nature ont une tendance à se grouper. On remarque rarement des phénomènes de corrosion. Les dimensions des phénocristaux peuvent atteindre 1 cm, habituellement elles varient de 5 à 0,5 mm.

La pâte est formée, au moins pour un tiers, de quartz, le reste étant composé de plagioclase et d'orthose, avec prédominance du premier. On rencontre sporadiquement des chlorites, du zircon, du minerai noir, de l'apatite, de l'épidote, de la séricite.

La structure permet de distinguer:

a) des pâtes granophyriques, caractérisées par les associations granophyriques, de formes très variées, entre le quartz et les feldspaths. Elles affectent souvent la forme de sphérolites, à la périphérie desquelles on observe parfois de menus agrégats sphérolitiques de chlorite;

b) des pâtes microgranitiques cryptométriques, les unes microplitiques (0,05 mm), les autres très finement grenues (0,005 mm). Des couronnes granophyriques entourent parfois les grands cristaux de quartz et de feldspath.

Les minéraux des porphyres sont les mêmes que ceux des granodiorites et présentent les caractères et les transformations déjà décrites, de sorte que nous n'y insistons plus. Le plagioclase, parfois un oligoclase, est d'habitude une albite. Les feldspaths sont pigmentés d'oxydes de fer.



En raison de la finesse des grains de la pâte il est impossible d'évaluer le pourcentage volumétrique des minéraux.

Nous pouvons cependant dire que les minéraux dominants sont les plagioclases et le quartz, qui forment plus de la moitié de la roche, peut-être même plus de  $\frac{2}{3}$ . La biotite constitue environ 5—6% et moins de la roche, de sorte qu'il ne reste pour l'orthose que  $\frac{1}{4}$  ou  $\frac{1}{3}$  de la roche.

Les roches porphyriques correspondent donc entièrement aux granodiorites décrites plus haut; c'est pourquoi nous les dénommons porphyres granodioritiques. Ils représentent les roches filoniennes non différenciées du massif granodioritique.

*Lamprophyres.* Ce sont des roches compactes, gris verdâtre, formées de microlites de plagioclases intensément séricitisés et de chlorites, provenant de la transformation totale des minéraux ferromagnésiens. Dans les interstices, on trouve du quartz, de la magnétite, de la titanite, de la pyrite, de l'apatite, du calcite. Sur ce fond microlitique se détachent quelques microphénomocristaux de plagioclases séricitisés, de minéraux chloritisés et des plages de calcite.

Ces roches sont altérées: on y remarque cependant que les minéraux primordiaux ont été les plagioclases et un minéral ferromagnésien, qui étaient les éléments principaux. A juger d'après la structure et la composition, nous avons affaire, très probablement, à des *odinites* altérés.

*Schistes cristallins.* Outre les roches éruptives, nous avons trouvé dans le Sénonien de Breaza des schistes cristallins, à savoir des roches passant de paragneiss à des quartzites et des phyllades quartzeux.

1. La première série est représentée par des roches ayant une composition comprise entre les limites suivantes: 30—60% de quartz, 45—15% de plagioclase, 23—14% de micas, 1—5% de grenat, 1—6% d'autre minéraux. A une extrémité de la série se trouvent les paragneiss biotitiques et à l'autre les quartzites feldspathiques, micacés, à grenat et à disthène. Les micaschistes proprement dits manquent.



Ces roches ont une structure granoblastique-lépidoblastique et une texture parallèle, mise en évidence par l'arrangement bout à bout des micas qui ne forment cependant pas des couches et par l'orientation des minéraux principaux dans la direction de la schistosité. Les dimensions des minéraux varient de 0,1 à 0,6 mm.

Les roches sont parfaitement fraîches et caractérisent la mésozone (GRUBENMANN).

Le quartz limpide présente des contours polygonaux. Les gros grains ont une tendance à se diviser en parties mises en évidence par des petites différences d'extinction.

Le plagioclase est une oligoclase à 15—30% d'An, présentant parfois une légère structure zonaire inverse. Il est souvent maclé. Sa forme est allongée ou bien lenticulaire. Quelquefois il est un peu trouble, rarement criblé de petits grains de quartz.

Les micas sont représentés par la muscovite et par la biotite brun-rougeâtre, fraîche et à de fortes auréoles pléochroïques. La biotite est plus fréquente que la muscovite. Celle-ci peut manquer totalement.

Les grenats, toujours présents, sont plus abondants dans les roches quartzzeuses. Ils sont habituellement poikilitiques, même squelettiques, contenant des grains de quartz et des biotites. Les grenats ont la tendance de former des porphyroblastes.

Dans les roches plus riches en quartz on trouve le disthène.

Les accessoires, rencontrés habituellement, sont : l'apatite, la magnétite, la titanite, le rutile, le zircon, parfois la tourmaline. La magnétite est plus fréquente (1—4%).

2. Les phyllades quartzzeuses sont constituées pour les deux tiers d'un fond microgrenu de quartz (0,03 à 0,06 mm) et le reste de mica blanc. Celle-ci forme des bandes parallèles alternant avec les couches ou lentilles de quartz plus pauvres en séricite. Les lits de micas sont légèrement ondulés et présentent des lignes obliques de translation le long desquelles les couches s'étirent. On observe encore la présence de la tourmaline, de l'apatite, du minerai noir, du graphite.



**Conclusions.** Les blocs cristallins du Sénonien de Breaza témoignent l'existence d'un soubassement cristallin caché, constitué par un massif de roches éruptives et de schistes cristallins.

Le massif éruptif est représenté par des roches intrusives — granodiorites albitiques — associées à des roches filoniennes non différenciées (porphyres granodioritiques) et à des roches filoniennes différenciées (pegmatites, aplites, lamprophyres).

Nous avons donc à Breaza une différenciation magmatique de caractère calco-alcalin, si nous considérons les roches albitiques comme un résultat des phénomènes deutériques (SEDERHOLM <sup>1)</sup>), amorcés par les solutions magmatiques riches en soude qui ont circulé après la consolidation des roches, comme on l'a reconnu en Dobrogea, grâce aux travaux de MM. M. SAVUL <sup>2)</sup> et D. GIUȘCĂ <sup>3)</sup> et comme nous l'avons observé également dans le massif banatitique d'Ocna de Fer.

En ce qui concerne la coloration rouge qui caractérise la plupart des roches et surtout les roches albitiques, le microscope nous montre que l'albite, et surtout l'orthose, sont, dans les dernières roches, fortement imprégnées de grains très fins de magnétite et d'un pigment brun-roux indéterminable et que l'orthose est très riche en lamelles extrêmement fines d'hématite. Cette pigmentation est due à la limonitisation des oxydes de fer contenus dans les feldspaths. Ces oxydes de fer peuvent provenir de la molécule d'un feldspath ferrique isomorphe (NIGGLI <sup>4)</sup>), qui se serait séparé pendant l'action des solutions résiduelles qui ont amené l'albitisation (pendant la phase pneumatolytique-

<sup>1)</sup> J. J. SEDERHOLM. On synantetic minerals and related phenomena. *Bull. Comm. Géol. de Finlande*, No. 48, Helsingfors, 1916, page 142.

<sup>2)</sup> M. SAVUL. Observations sur le granite de Popina Mare. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XX (1931—1932), page 48, Bucarest, 1935.

— Porphyres quartzifères de la région de Meidanchioi—Consul (Dobrogea du Nord). *C.R. Inst. Géol. Roum.* XX (1931—1932), page 164, Bucarest, 1935.

<sup>3)</sup> D. GIUȘCĂ. Massif du Pricopan (Dobrogea). *An. Inst. Géol. Roum.*, XVI, pages 481—497, Bucarest, 1934.

<sup>4)</sup> P. NIGGI. *Lehrbuch der Mineralogie*, II, page 539. II. Auflage, 1926.



hydrothermale). Ceci résulte du fait qu'il n'y a que dans les roches albitisées, que l'orthose soit pétrie d'interpositions d'hématite, ce qui donne aux roches respectives une couleur rouge.

Pour la chloritisation des biotites et amphiboles, la séricitisation et la zoïsitation (et kaolinisation) des plagioclases, la formation de l'épidote dans les biotites et les plagioclases, la formation de la calcite dans les amphiboles et les plagioclases et la limonitisation des oxydes de fer des feldspaths, ce sont des phénomènes de transformation en partie associés aux phénomènes deutériques, et en partie dus aux altérations séculaires. Il est difficile de préciser où s'arrête l'une et où commence l'autre.

Les schistes cristallins appartiennent à une série mésozonale de roches d'origine para, caractérisées par la présence des oligoclases, des biotites et parfois des grenats et du disthène. Des quelques échantillons que nous avons eu à notre disposition, il n'est pas possible de tirer des conclusions plus étendues. J'ajoute seulement qu'il y a analogie avec des roches du premier groupe cristallin.

Nous ne pouvons pas dire grand chose de l'origine du matériel cristallin de Breaza. Il paraît certain que ce matériel est extracarpatique. Je n'ai trouvé de ressemblances que dans certains « granites rouges » de Dobrogea (Popina Mare, Cilic); par contre il y a des différences pour les porphyres. En tout cas il est permis de supposer que le matériel étudiée plus haut appartient à la partie frontale de l'avant-pays, en attendant que les études ultérieurs fassent plus de lumière sur la constitution de cet avant-pays.

— M. M. G. FILIPESCU. — *Etude physique des sables sénoniens de Breaza (distr. de Prahova).*

J'ai reçu de M. MURGEANU des échantillons de matériel en vue d'étudier leur caractère physique et établir la nature des roches dont il provient, ainsi que la nature des phénomènes qui en ont favorisé la formation.

D'après la grosseur et la forme des particules, ce matériel mobile appartient plutôt aux arènes.

La couleur du matériel brut est brun verdâtre. Les dimensions des particules isolées atteignent un diamètre maximum de



5 mm. On les trouve souvent réunies ensemble par un ciment faible et formant des conglomérats facilement désagrégables.

En faisant bouillir avec de l'acide chlorhydrique dilué puis en lavant 6—8 fois avec l'eau, on obtient un matériel décoloré, blanc, à particules entièrement isolées, prêt pour l'étude physique.

Pour établir les dimensions des particules et les proportions de chaque catégorie, j'ai opéré une séparation au moyen d'une pile de quatre tamis à trous de dimensions différentes.

On constate que la plupart des particules sont d'un diamètre supérieur à 0,631 et que le matériel est arénacéo-grossier. Les granules sont presque tous anguleux et à contours très variés. La séparation physique au moyen de liquides lourds (bromoforme  $D = 2,904$ ) a donné les résultats suivants :

Minéraux légers ayant  $D < 2,904$ , qui représentent 95 % du sable analysé et parmi lesquels on rencontre du feldspath, du quartz et de la muscovite ;

Minéraux lourds ayant  $D > 2,904$ , représentant 5 % du sable et dans lesquels il entre, par ordre de fréquence : de la magnétite (a), de la hornblende verte (a), du grenat (c), de la hornblende brune (r), du biotite (r), de la staurotide (R), de l'épidote (R) (Fig. 1).

*Etude microscopique des granules de minéraux.* Les feldspaths appartiennent pour la plupart à la série des plagioclases à faible extinction, probablement andésine-oligoclase. Ils sont ma-

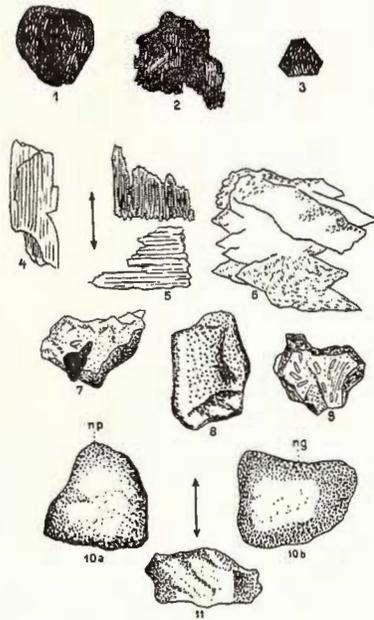


Fig. 1. — Minéraux lourds des sables sénoniens de Breaza.

1—3, magnétit; 4—6, hornblende; 7—9 grenat; 10 a—10 b, staurotide (polychroïsme); 11, épidote.



clés selon la loi de l'albite et zonés. La plupart sont altérés, transformés en tout ou partie en kaolin. Mais on trouve de fréquents granules frais.

Le quartz se présente en général en grains anguleux moins fréquents que ceux du feldspath.

La muscovite, en petites paillettes, est très rare.

Parmi les minéraux lourds on distingue dans l'ordre de fréquence :

La magnétite en grains anguleux très magnétiques, se présente rarement en cristaux octaédriques. Au microscope ils se distinguent par un reflet argentin. C'est l'élément le plus abondant des minéraux lourds.

La hornblende verte se présente en fragments de cristaux brisés parallèlement aux faces prismatiques. On rencontre aussi de fragments parallèles à la base, ayant le clivage basal. Ce fait se manifeste surtout par le contour anguleux de ces fragments; les côtés des angles qui représentent les traces des clivages, se recoupent à  $124^\circ$ . Le polychroïsme est faible. La hornblende se rencontre aussi abondamment que la magnétite.

Le grenat, en grains anguleux, est de couleur rose pâle. Il contient des inclusions d'apatite, de zircon et de magnétite.

A la surface des granules on distingue des figures de cassure caractéristiques. Il est assez commun.

La biotite se rencontre rarement et sous la forme de petites paillettes brunes, parfois à nuance verdâtre.

La staurotide est très rare (1—2 grains dans chaque préparation caractérisés par la couleur jaune-orange); polychroïsme prononcé entre l'incolore et le jaune; elle est optiquement positive.

De même l'épidote se rencontre très rarement en grains verdâtres très peu polychroïques; elle est optiquement négative.

Dans ces sables, nous l'avons vu, on ne rencontre aucun granule de zircon, de disthène, de tourmaline, d'apatite, minéraux très fréquents dans les roches détritiques du Flysch.

*Conclusions.* — 1. Les minéraux mentionnés sont caractéristiques des roches éruptives acides (quartz, andésine, oli-



goclase), basiques (hornblende brune, magnétite) et des roches cristallophylliennes (grenat, staurotide, épidote); on peut donc conclure que les sables sénoniens de Breaza proviennent de la désagrégation des roches de cette nature.

2. La grandeur des particules, dont la plupart ont leur  $D > 0,631$  et leur forme anguleuse dénotent que ce matériel a subi un processus d'usure peu accentué: un transport réduit et un triage très faible; ces sables sont restés dans le voisinage des roche-mères.

3. Le manque total du zircon, de l'apatite, du rutile, du disthène et de la tourmaline, minéraux très fréquents dans les roches détritiques du Flysch carpatique, prouve que les sables sénoniens de Breaza proviennent d'un matériel entièrement différent de celui qui a fourni les dépôts du Flysch, c.-à.-d. les roches de la Chaîne dacique et les roches de la Chaîne cimmérienne.

— M. M. FILIPESCU fait quelques observations au sujet d'une note de M. O. PROTESCU publiée dans *Buletinul Soc. Naturaliștilor din România*, No. 3; 1933, p. 13—14, sous le titre: *Prezența genului Calpionella alpina* Lor. în klippa de calcar berriasian din Muntele Piatra Arsă (Sinaia), județul Prahova.

## Séance du 28 avril 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

Au nom de l'Institut Géologique de Roumanie, M. G. MACOVEI salue cordialement M. L. DE LOCZY, directeur de l'Institut Géologique de Hongrie, en lui exprimant la joie que cette visite nous cause et lui souhaitant un séjour aussi agréable et profitable que possible parmi nous.

M. MACOVEI termine son allocution par ces paroles: « Le plaisir que nous éprouvons à vous voir ici est doublé de la certitude que votre visite marquera la reprise des excellents rapports qui ont toujours existé entre géologues hongrois et géologues roumains, et qui contribueront à renforcer nos efforts



communs en vue de résoudre les nombreux problèmes posés par la géologie des Carpates».

— M. LOCZY remercie vivement pour les paroles élogieuses prononcées à son égard et pour l'accueil chaleureux que l'Institut Géologique de Roumanie lui a réservé, et affirme sa conviction qu'en outre les travaux que chaque pays doit résoudre dans le cadre de ses frontières nationales, il existe aussi des tâches qui doivent être menées à bien en commun. Il explique ensuite le but de son voyage en Roumanie.

— M. G. PALIUC. — **Recherches géologiques dans les Monts du Parâng** (communication préliminaire<sup>1</sup>).

La région qui fait l'objet de nos recherches est située à l'E du bassin tertiaire de Petroșeni, s'étendant au N jusque dans la Valea Jiului Transilvânean, à l'E jusque dans la Valea Lotrului (cours S-N) et au S, jusque dans le bassin supérieur de Valea Sadului et Valea Gilortului. Le territoire compris entre ces limites a déjà fait l'objet de recherches de K. HOFFMANN, B. V. INKEY, GR. ȘTEFĂNESCU, L. MRAZEC, G. M. MURGOCI, FR. NOPCSA, A. STRECKEISEN.

Les roches de la région étudiée appartiennent aux deux groupes cristallins établis par M. MRAZEC dans les Carpates méridionales. Le I-er groupe (Cristallin du Lotru—STRECKEISEN) est répandu dans la partie N de la région et s'étend vers le S jusqu'à Valea Jiețului, V. Seacă, Șeua Ciobanului, P. Boianu. Le II-ème groupe (Cristallin du Parâng—STRECKEISEN) caractérise le Massif du Parâng proprement dit. Entre ces deux groupes cristallins anciens s'intercale un complexe de roches sédimentaires plus récentes, plus ou moins métamorphisées. Comme ce complexe a un cachet caractéristique dans la Valea Jiețului, je le nommerai Série du Jieț.

Les rapports entre les deux groupes cristallins sont tectoniques. L'interprétation en a été donnée par G. MURGOCI dès 1905, lorsqu'il a mis en évidence, dans les Carpates méridionales, une grande surface de charriage séparant ces deux groupes. Selon MURGOCI, le Cristallin du I-er groupe (Nappe Gétique) est charrié

<sup>1</sup>) Paraîtira in extenso dans *Anuarul Institutului Geologic*, Vol. XVIII.



sur les roches du II-e groupe, ces dernières représentant un Massif autochtone, qui apparaît aujourd'hui sous la forme d'une grande fenêtre. Il fixe l'âge du charriage entre le Barrémien et le Cénomaniens.

Les relations entre les deux unités tectoniques sont bien évidentes dans notre région. La ligne de charriage peut être suivie facilement. On la constate à partir du village de Jieț, ensuite le long de la Valea Jiețului jusqu'à Barăci, d'où elle continue vers l'E jusqu'au-dessous de Vârful Coriciu; elle se dirige ensuite au S en évitant Ciobanu, pour passer dans la Valea Lotrului à l'W de Vârful Bora. Sous l'action de la Nappe Gétique, les roches sédimentaires comprises entre les deux unités tectoniques (Série du Jieț) sont fortement broyées, laminées et réduites parfois à quelques dizaines de mètres (Valea Jiețului). Pendant le charriage, même des roches du soubassement cristallin ancien ont été arrachées et se présentent aujourd'hui sous forme de lames, d'apparence concordantes, parmi les dépôts les plus récents de la Série du Jieț (lames de granite entre les schistes verts de Zănoaga Verde). La présence de lentilles calcaires entre les roches amphiboliques du versant E de la Coasta lui Rusu est certainement due aux mêmes mouvements tectoniques.

*Le Cristallin du Lotru* (Nappe Gétique — MURGOCI) est formé de gneiss à plagioclase, micaschistes, grès quartzitiques, conglomérats, calcaires et dolomies cristallines (souvent à trémolite, scapolite, olivine, quartz, feldspath, etc.); viennent ensuite des diorites, orthoamphibolites, très rarement des amphibolites éclo-gitiques, serpentines à olivine et pyroxènes (pyroxénites à olivine métamorphisées), schistes à actinote. Le complexe entier est traversé par des solutions aplitiques, pegmatitiques et des quartz hydrothermaux. Les roches du Cristallin du Lotru sont fraîches et ont généralement un grain grossier; leur texture est orientée, tandis que la structure est typique cristalloblastique. Quant au métamorphisme, il s'est effectué dans des conditions méso-catazonales, à température élevée. Les injections aplitiques et pegmatitiques ont provoqué l'augmentation du grain des roches.

On distingue toutefois, dans ce cristallin, une zone dont les roches offrent un caractère diaphtorique. Il s'agit de la région qui



se trouve au NE de la Valea Jiețului et forme presque entièrement Muncelul Jiețului et le versant W de Muncelul Cimpiei. Les roches de cette zone présentent, en outre du broyage mécanique, un enrichissement en minéraux secondaires (séricite, épidote, chlorite, parfois aussi carbonate). En dehors des gneiss à plagioclase, on trouve dans cette zone des diorites, calcaires dolomitiques, pegmatites, etc. L'intensité des transformations s'accroît graduellement de l'W à l'E et l'on peut suivre tous les passages entre les termes extrêmes. En raison du développement relativement grand de cette zone et tenant compte, d'autre part, du passage graduel des roches à caractère typique cata-mésozoïque à des roches épizonales, nous croyons que le métamorphisme diaphoritique de ces roches s'est accompli avant le plissement alpine-carpatique. L'influence du charriage sur les roches de la nappe est très réduite; elle se fait ressentir localement et surtout dans le voisinage de la ligne tectonique.

*Cristallin du Parâng (autochtone)*. Dans notre région on peut diviser les roches de ce cristallin en deux groupes: A) un complexe de roches amphiboliques et B) des roches granitiques.

A) Dans le complexe des roches amphiboliques, entrent des amphibolites à plagioclases ayant parfois une structure relictique gabbroïde, gneiss amphiboliques, schistes à chlorite, épidote et hornblende incolore, finement aciculaire, plus rarement des gabbros saussuritisés, serpentines et schistes à actinote. Ces roches représentent le faciès métamorphique de toute une série de roches basiques et ultra-basiques, intrusives, auxquelles s'ajoutent des cendres volcaniques (effusions sous-marines) mélangées plus ou moins à des sédiments détritiques. Le plagioclase des roches est presque entièrement saussuritisé et séricitisé. La hornblende est verte, rarement brune, souvent déteinte, parfois ouralitique ou actinolitique. Le quartz présente toujours une extinction onduleuse. L'épidote se développe aux dépens du plagioclase, de la hornblende, parfois aussi de la biotite.

Quant à leur répartition, les roches tufogènes-détritiques prédominent sur le versant N du massif, tandis que sur le versant méridional et dans la partie centrale se trouvent les amphibolites et les gneiss amphiboliques. Il est impossible de tracer une li-



mite nette entre les diverses catégories de roches. En raison du métamorphisme intense, les limites primitives entre les roches ont été entièrement effacées. On voit apparaître, intercalées entre les roches amphiboliques, des bandes étroites de gneiss à biotite — chlorite ayant un caractère diaphtoritique, puis quelques petites lentilles de calcaires cristallins. Il faut ajouter à l'ensemble des roches amphiboliques, les roches gneissiques à caractère épizonal, qui accompagnent les granites de la Valea Jiețului et ceux de Macaria. Les premières n'accusent pas d'influence de la part du granite; elles représentent probablement une formation détritique *in situ*. Celles de Macaria sont feldspathisées et gneissifiées au contact du granite de cet endroit.

B) Les roches granitiques appartiennent à deux types bien distincts: a) les roches granitiques du type Parâng, b) le granite du type Reci. Les premières représentent tous les termes de passage d'un granite typique d'approximativement 40% de feldspath potassique à une diorite quartzifère privée entièrement de feldspath potassique. Le quartz de ces roches est extrêmement onduleux et broyé. Le feldspath potassique est représenté par du microcline, du micropertthite, plus rarement par de l'orthose; il est toujours frais. Le plagioclase est totalement ou en partie séricitisé et zoïsitisé; parfois, il se trouve entouré d'une zone d'albite limpide. La muscovite est plus fréquente dans le granite de Macaria. La biotite est répandue, mais habituellement en faible proportion. Elle contient presque toujours des inclusions de sagénite. La particularité principale de ce granite est donnée par sa structure et sa texture. Les granites typiques massifs sont extrêmement rares. La grande majorité des roches sont schisteuses et possèdent une structure cataclastique, souvent porphyroclastique. Ce sont des caractères secondaires acquis à la suite de la puissante action mécanique qui a suivi la consolidation des roches.

Le granite du type Reci se distingue de celui du type Parâng par le manque du microcline, la prédominance du plagioclase sodique et une grande abondance de micas blancs (influences pneumatolytiques). La texture est plutôt massive que schisteuse, la structure est cataclastique.



Les injections aplitiques et pegmatitiques sont peu fréquentes; elles traversent les roches granitiques et les roches de la couverture schisteuse. Les quartz hydrothermaux apparaissent dans les roches amphiboliques et souvent à la limite de celles-ci et des roches granitiques.

Au contact avec le granite, prennent naissance des cornéennes à pyroxène, biotite, sillimanite, grenat, tourmaline et épidote.

Par opposition au Cristallin du Lotru, les roches du Cristallin du Parâng montrent les traces d'une puissante action mécanique. Leur structure cataclastique, leur texture schisteuse, ainsi que leur grande richesse en minéraux secondaires, montrent que leur dernier métamorphisme s'est effectué dans des conditions épizonales.

A en juger d'après l'intensité des transformations produites, par rapport à celles subies par les sédiments mésozoïques, nous croyons que le métamorphisme des roches du Parâng, s'est accompli à une période antérieure au plissement alpine-carpatic. Au cours de ce plissement, le cristallin de l'autochtone a peu modifié son caractère pétrographique.

*La Série du Fieț* est composée de calcaires microcristallins schisteux, schistes verts en partie tufogènes, la Formation de Schela (schistes et quartzites à graphite et parfois à charbons), calcaires gris compacts, arkoses, etc. La base de cette série est formée de calcaires microcristallins schisteux, en général blancs. Ils sont très développés à Coasta lui Rusu, Gârbova, puis à l'W de la région, à Polatiștea. Les calcaires de Posada-Țapa en font également partie.

Les schistes verts reposent, en concordance, sur les calcaires de la base. Ils sont très développés à Boianu, Huluzu et Zănoaga Verde. Ils contiennent de l'épidote, chlorite, parfois hornblende incolore finement aciculaire, quartz, rarement du plagioclase, habituellement albitique, calcite, fragments de tourmaline, etc. La structure des roches est microgranoblastique, la texture schisteuse. La roche étant microgrenue, l'influence des actions mécaniques n'est pas évidente.

La Formation de Schela s'appuie, à son tour, parfois sur des schistes verts (Boianu, Groapa Seacă, Ogrin) d'autres fois direc-



tement sur les roches cristallines du Parâng (Valea Jiețului). Elle est formée de schistes noirs graphiteux, parfois mélangés d'an-thracite et de pyrite, de phyllites, de quartzites noirs, parfois à chloritoïde, de grès quartzitiques avec ou sans calcite, etc.

Les calcaires gris compacts forment quelques lentilles dans la Valea Jiețului; elles constituent l'horizon supérieur de cette série. Dans cette même vallée on trouve quelques affleurements d'une roche bréchoïde, formée d'éléments très hétérogènes. Son aspect, ainsi que sa position au-dessous du plan de charriage, nous autorisent à l'interpréter comme une brèche de friction.

A la série du Jieț se rattachent d'importantes venues de serpentines (ophiolites mésozoïques). Leur développement est assez important à Coasta lui Rusu, où elles s'intercalent à la partie inférieure des schistes verts. On observe une série d'affleurements de moindre importance à la partie supérieure des dépôts mésozoïques, immédiatement sous le plan de charriage (Boianu, Șeaua Ciobanului, V. Jiețului) et parfois même pénétrant dans les roches cristallines du Lotru (Est du village de Jieț). Parmi les serpentines, on trouve parfois des blocs de gabbros saussuritisés (Coasta lui Rusu).

Pour établir la position stratigraphique des divers termes formant la Série du Jieț, nous n'avons qu'un seul point d'appui certain. D'après les plantes fossiles recueillies par M. G. MANOLESCU à Porceni, on a pu établir l'âge liasique de la Formation de Schela. Les calcaires gris, se trouvant au-dessus de la Formation de Schela ont été considérés comme tithoniques. Les calcaires microcristallins à la base de la Série du Jieț, sont toujours en discordance sur les roches cristallines du Parâng. Ces motifs nous ont déterminés à les ranger aux roches de la Série du Jieț. Ils représentent, fort probablement, le Trias. De cette manière, la Série du Jieț représenterait une série stratigraphique allant, dans notre région, du Trias au Tithonique.

Le métamorphisme des roches de la Série du Jieț est de nature dynamique. Il s'est effectué pendant le charriage, sous l'action de la Nappe Gétique. Le métamorphisme de contact des serpentines est très peu sensible.



### Séance du 5 mai 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

Invités : M-me et M. MOTAȘ, MM. LAPEDATU, ȚĂNȚĂREANU, directeur général des mines, MIHĂILESCU, ingénieur.

— M. A. VANCEA. — Les progrès réalisés dans la stratigraphie de la Formation à gaz du Bassin transylvain<sup>1)</sup>.

### Séance du 12 mai 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. M. SOȚOLESCU. — Mesurages de potentiel électrique dans la région d'Altân-Tepe.

Pendant la campagne de travail de 1932, j'ai exécuté des prospections dans la région d'Altân-Tepe de Dobrogea et, à cette occasion, j'ai employé les mesurages de potentiel électrique naturel. Ce système de prospection est très simple et pratique ; de plus, dans des cas comme celui dont je parle, il donne des résultats intéressants. Le système est basé sur l'observation que, toute activité chimique est accompagnée d'une variation de l'équilibre électrique. Au contact entre le corps et le milieu où a lieu le phénomène, il se produit une quantité d'électricité donnant naissance à une différence de potentiel facilement mesurable.

En général, le gisement a un certain développement en profondeur et vient en contact avec des milieux différents. Au voisinage de la surface, l'oxydation est plus active. L'électricité qui se produit chargera positivement le gisement par rapport au milieu environnant. Dans la partie inférieure où l'oxydation est très réduite, si le gisement est bon conducteur, il se trouvera au même potentiel. Comme ce potentiel n'est pas tenu en équilibre par l'activité chimique de contact, il se produit un courant électrique et celui-ci détermine dans cette région, des électrolyses.

<sup>1)</sup> Paraîtira dans *Anuarul Institutului Geologic al României*, Vol. XIX.



Nous pouvons dire, en conclusion, que, si le gisement se trouve partiellement dans une zone d'oxydation intense, seule cette partie peut être considérée comme une source d'électricité négative. L'autre partie du gisement demeure une source d'électricité positive, à condition que cette partie puisse former avec le milieu un circuit fermé. La quantité d'électricité qui se développe est très difficile à apprécier.

D'après les principes établis par W. THOMSON et HELMHOLTZ, la chaleur qui se développe dans une réaction chimique est due à l'électricité. Mais cette énergie ne sert qu'en partie à la formation des potentiels, car elle passe aussi dans l'effet Joule.

Nous pouvons toutefois calculer un maximum d'énergie électrique. Ainsi, dans le cas de la pyrite, les réactions les plus stables sont sa transformation en sesquioxyde de fer et acide sulfurique dissout dans l'eau. Cette réaction produit 2290 calories kg ou

$$2290 \times 1,1623 \times 10^{-3} = 2,661 \text{ Kw/heure}$$

Le calcul du potentiel d'après la loi de W. THOMSON et le théorème de NERNST est très compliqué et, dans le cas présent, inapplicable.

Pour avoir la possibilité d'appliquer avec succès les mesures de potentiel, il faut que certaines conditions soient remplies : ainsi le corps attaqué doit être bon conducteur et facile à décomposer d'après une réaction exothermique. Ces conditions sont présentées par tous les sulfures métalliques et une grande partie des métaux, puis par le graphite, etc. Le milieu dans lequel se trouve le corps ne doit pas être très bon conducteur, mais le plus homogène possible et permettant à la surface une oxydation intense. On trouve en général ce desideratum réalisé, sauf le cas où le gisement est situé dans une zone complètement kaolinisée ou inclus dans une zone entièrement quartzifiée.

Ce phénomène de polarisation est depuis longtemps connu. R. W. FOX, l'étudia entre 1830 et 1843 dans les filons du Cornwall. HEUWOOD, en 1837, et REICH<sup>1)</sup> en 1839 publièrent des

<sup>1)</sup> « Sur les courants électriques observés dans les filons de Cornouailles, *Annales des mines* ». « Notiz über elektrische Ströme auf Erzgängen, *Annales de Poggendorf* ».



ouvrages concernant ce sujet. En 1880 CARL BARUSS fait des recherches à Comstocklode et dans la mine Eureka. Plus tard on trouve diverses études sur la polarisation des divers minerais et, en 1914, R. C. WELLS publie l'article intitulé : « Electric activity in ore deposits <sup>1)</sup> ». Dans la préface de cet ouvrage, M. G. O. SMITH se montre cependant pessimiste quant aux possibilités de prospection par l'utilisation de ces phénomènes. Enfin M. SCHLUMBERGER, après de nombreuses études et des expériences minutieuses réussit, à partir de 1913, à prospecter avec des résultats remarquables de nombreux gisements de pyrite, parmi lesquels nous citons : Saint Bel (Rhône), Vaux (Rhône), Saint Félix de Pallière (Gard), puis Hererias et Campanaria en Andalousie et Bor, en Serbie. Dans son « Etude sur la prospection électrique du sous-sol » M. SCHLUMBERGER donne de nombreuses et importantes observations.

Puis viennent de nombreuses recherches et publications et parmi leurs auteurs nous citerons S. F. KELLY, KÖNIGSBERGER, WELLS, K. HUMMEL, et enfin A. PETROWSKY <sup>2)</sup> qui essaye de faire des calculs d'interprétation.

A l'Institut géologique de Roumanie, dès 1930, on a commencé à étudier l'application de ce système de prospection. L'appareil que j'ai employé se compose d'un acidimètre syst. TRENEL, un inverseur, deux prises impolarisables et du câble.

L'acidimètre consiste en un potentiomètre, dans lequel on compare la tension produite entre les deux prises à celle produite par une batterie. L'appareil de comparaison est un galvanomètre d'une sensibilité d'environ 0,26 microamp. par division et une résistance d'environ 120 ohms.

De cette manière, lorsque la résistance entre les prises n'est pas trop forte (inférieure à 500 ohms), on peut mesurer avec précision les potentiels inférieurs à 1 mV. Les prises impolarisables employées ont été fabriquées par nous-même et se composent d'un vase poreux rempli de cristaux de sulfate de cuivre, dans lequel se trouve introduit un tuyau de cuivre

<sup>1)</sup> Geological Survey, *Bull.* 548, 1914.

<sup>2)</sup> « National Electrical Field Produced by ore », dans le *Bull. Pract. Geoph.* No. 1, 1925.



revêtu de caoutchouc. Par ce tuyau on fait couler de l'eau afin de mettre l'électrode en fonction et on y attache le câblé de liaison. Pour exécuter la mesure, on change successivement les prises à des distances déterminées sur les points du réseau topographique et on mesure le potentiel entre ces points. Il faut prendre certaines précautions, afin que les différentes réactions chimiques superficielles n'introduisent pas des erreurs. Aussi est-il recommandé, dans le cas de potentiels élevés, de répéter la mesure en des points rapprochés. Ces mesures doivent être faites dans de petits circuits fermés s'enchaînant entre eux afin de pouvoir effectuer des corrections. Parmi les phénomènes qui produisent des troubles on remarque les courants telluriques. Ils se manifestent spécialement par la variation du potentiel dans le temps sur diverses directions. En outre, dans les travaux que j'ai exécutés j'ai observé une augmentation du potentiel le matin et une diminution le soir. De même l'électro-capillarité produit des troubles spécialement pendant et après la pluie par la circulation de l'eau dans le sol ou à la surface. En général, ces anomalies sont peu importantes et peuvent être négligées. Il est cependant préférable d'opérer des corrections sur les circuits fermés qui ne durent pas plus de quelques heures.

Dans la région d'Altân-Tepe j'ai exécuté plusieurs profils dans une zone déjà prospectée par la méthode magnétique et électromagnétique. Un premier circuit forme un rectangle dont le grand côté à 500 m le petit 300 m et qui se trouve au SE du puits III. Le côté 53 — 39 passe au-dessus du gisement entre les points 13 et 14. Là se trouve un minimum proéminent d'environ 50 mV et l'anomalie présente une largeur d'env. 200 m. Le reste du circuit se maintient positif et présente un maximum. La présence de ce maximum est due aussi au gisement. M. SCHLUMBERGER a observé lui aussi dans des travaux de tels maxima et il les a attribués aux endroits marécageux se trouvant sur les failles rencontrées dans les voisinage du gisement. Dans mes travaux antérieurs, j'ai constaté que, dans cette zone, le gisement s'enfonce et se perd. Cette interprétation s'accorde aussi avec le profil décrit ci-dessus. Ainsi à la profondeur où se trouve le gisement, dans le voisinage de ce point, l'oxydation est très faible et la cimentation (électrolyse) domine. On peut encore



donner une autre interprétation en admettant l'existence d'une faille humide et kaolinisée, c.-à.-d. bonne conductrice, faisant la liaison entre la région de maximum mesuré et les parties inférieures du gisement.

Les conclusions d'ordre technique montrent que, dans la partie inférieure du gisement, il existe une polarisation positive indiquant une zone de réductions.

Au SE de ce circuit de 200 m, j'ai exécuté un second circuit qui ne présente aucune anomalie interprétable.

A 500 m au NW du premier circuit, c.-à.-d. au NW du puits I, j'ai exécuté un circuit rectangulaire dont le grand côté est de 500 m et le petit de 250 m. Dans ce circuit, le profil à la hauteur du puits No. 1 subit une chute d'environ 100 mV et l'anomalie est plus large que 500 m. Ceci indique un gisement, de pyrite qui, dans cette zone, est développé spécialement sous forme d'imprégnations. Les autres côtés ne marquent aucune anomalie bien nette, ce qui signifie que le gisement ne se continue pas au-delà de ces limites.

Un autre circuit a été exécuté dans la région de Camena, avec des côtés de 500 m. Ici on ne rencontre aucune anomalie nette. Le côté 135—71 se montre influencé par le potentiel du gisement du puits III et le côté 71—91 comporte une chute qui ne peut pas être interprétée.

J'ai tiré une variante de ce circuit sur une longueur de 175 m et une largeur de 100 m, qui traverse une anomalie déterminée par les mesures électromagnétiques antérieures. Ces circuits ne présentèrent toutefois aucune anomalie pouvant indiquer la présence d'un gisement.

Ceci vient donc confirmer la conclusion tirée de nos derniers mesures électromagnétiques, à savoir que cette anomalie n'est due qu'à une zone humide. Les autres profils exécutés dans les régions Ciamurlia, Camena et Eschibaba n'ont indiqué aucune anomalie pouvant donner lieu à des conclusions.

L'interprétation mathématique du phénomène est très difficile. Les calculs que l'on peut faire supposent toujours un corps géométrique dans un milieu homogène, tandis qu'en réalité le phénomène lui-même s'appuie sur un manque d'homogénéité du milieu. M. A. PETROWSKY, en appliquant l'équation de LA-





PLACE en coordonnées polaire à une sphère polarisée axialement, a obtenu des équations très intéressantes qui peuvent nous donner la distribution du potentiel en surface.

Si  $h$  est la profondeur de la sphère de rayon  $r$ ,  $\alpha$  l'angle de l'axe de polarisation avec la verticale,  $Ox$  les coordonnées en surface dans le sens longitudinal et  $Oy$  les coordonnées transversales, le potentiel et le champ électrique prennent les expressions suivantes :

$$U = E \cdot r_0^2 \frac{x \sin \alpha + h \cos \alpha}{(z^2 + y^2 + h^2)^{3/2}}$$

$$F_x = E r_0^2 \frac{3h \cos \alpha - (h^2 + y^2 + 2x^2) \sin \alpha}{(h^2 + y^2 + x^2)^{5/2}}$$

$$F_y = E r_0^2 \frac{3(h \cos \alpha + x \sin \alpha) y}{(h^2 + y^2 + x^2)^{5/2}}$$

Dans le cas où l'axe de polarisation est vertical, le potentiel prend la forme :

$$U = E r_0^2 \frac{h}{(y^2 + x^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{M \cos \alpha}{r^2} = \frac{K}{(a^2 + x^2)^{3/2}}$$

C'est cette dernière forme que prend le potentiel pour tout profil perpendiculaire sur le plan vertical qui passe par l'axe. Cette expression peut être construite en abaque avec différentes valeurs de  $a$ , avec des longueurs en abscisses et le potentiel sur une échelle logarithmique en ordonnées. De cette manière on peut superposer sur l'abaque les profils mesurés, en ayant soin de déduire de l'échelle des longueurs leur rapport concernant la distance au centre de la sphère  $a^2 = h^2 + x^2$ . En appliquant cette abaque à deux des profils mesurés, nous constatons que la coïncidence est mauvaise.

Le profil No. 4 s'applique à la courbe avec  $a = 45$  qui, à l'échelle utilisée, indique une distance d'environ 225 m et le profil No. 1 s'applique à la courbe  $a = 165$ , qui représente une distance de 82 m.

Ces données montrent que les formules ci-dessus ne peuvent pas être utilisées dans nos conditions, le gisement ne pouvant pas être assimilé à une sphère.



Un autre système d'interprétation consiste à considérer la surface du gisement comme formée par des sources de courant électrique.

Le cas le plus simple est la détermination en surface de la distribution du potentiel due à une source punctiforme de courant dans le sol.

Dans un milieu homogène, le potentiel est distribué proportionnellement à la charge et en raison inverse de la capacité statique. En raison de la symétrie autour de la source dans un milieu homogène les surfaces équipotentiellles seront des sphères et la capacité statique est égale au rayon,

$$U = \frac{q}{c} = \frac{q}{r}$$

Dans le cas d'un milieu limité à un plan, qui est la surface du sol, pour des motifs de symétrie nous pouvons faire abstraction de cette surface si nous considérons encore une autre source de même débit et symétrique de la première par rapport au plan de la surface.

Le potentiel en surface devient alors :

$$U = \frac{2q}{r} = \frac{4\pi\lambda z}{2I} = \frac{R}{r} = \frac{k}{\sqrt{a^2 + y^2}}$$

Dans ce cas,  $I$  est le courant débité par la source,  $\lambda$  la résistance ; dans les coordonnées,  $a$  est la profondeur de la source sur l'axe  $z$ , l'origine étant à la surface et  $y$ , la coordonnée dans le plan du profil.

En exécutant selon cette formule un abaque dans le genre de celui déjà indiqué et en comparant avec le profil No. 4, nous obtenons une distance pour la source, de — 60 m et avec le profil No. 1, une distance de 25 m. La partie intéressante de cette application est que le profil mesuré coïncide parfaitement avec celui de l'abaque, bien que nous ayons négligé une multitude d'éléments. Le cas considéré plus haut peut être assimilé à un gisement, mais seulement à condition que le gisement possède un seul centre principal d'oxydation et que le courant produit se ferme à des distances très grandes par rapport à la première.



Au point de vue pratique, si on laisse de côté les calculs, ce système de prospection détermine avec certitude l'existence d'un certain genre de gisement et avec une certaine approximation son étendue. Il est évident qu'en raison des nombreuses inconnues que présente un gisement, ce système n'offre qu'une partie des solutions dont le reste doit être déterminé autant que possible par d'autres moyens.

Le système présente en outre l'avantage d'un appareillage simple, ayant une manipulation facile et une exécution rapide. Cette sorte de prospection a été encore utilisée par moi-même en compagnie de M. T. P. GHIȚULESCU, dans la prospection de la région Baia Mare, à Capnic et ensuite dans les Monts Apuseni. Je parlerai des résultats obtenus, dans une séance ultérieure. Les levés de ce genre peuvent être exécutés dans des réseaux formant des cartes des potentiels électriques dans diverses régions minières.

— M-elle SUZANNE LECLERCQ (Liège) et M. NIC. N. MOROȘAN (Chișinău). — Contribution à la connaissance de la flore du Pléistocène de la Roumanie du Nord-Est<sup>1)</sup>.

Dans les dépôts archéologiques, soit de cavernes ou de plein air, on rencontre souvent de la cendre ou des morceaux de charbons provenant de plantes. Ces résidus sont parfois si abondants qu'ils donnent une coloration noirâtre à la couche qui, normalement est de couleur jaune. C'est ce que nous avons trouvé dans la grotte de Stâncă Ripiceni<sup>2)</sup>. Il arrive plus rarement que ces inclusions soient conservées dans des couches exemptes de roche microclastique, comme on le constate, p. ex., dans le loess de Neprotova<sup>3)</sup> ou dans le cas du foyer paléolithique de Stâncă Ripiceni<sup>4)</sup>.

<sup>1)</sup> La description microscopique a été faite par M-elle S. LECLERCQ, les observations sur le terrain appartiennent à N. MOROȘAN, qui a lui-même recueilli les débris phytopalaéontologiques. (N. N. M.).

<sup>2)</sup> NIC. MOROȘAN. Contributions à la connaissance du Paléolithique du Nord de la Moldavie (Les rives du Pruth). *Mém. de la Sect. Sc. de l'Acad. Roum.* București, 1927 (en roum.).

<sup>3)</sup> NIC. MOROȘAN. Un incendie dans le Pléistocène de la Roumanie provoqué par l'homme paléolithique. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXI (1932—1933).

<sup>4)</sup> NIC. MOROȘAN. Le Pléistocène et l'Homme paléolithique du NE de la Roumanie. *An. Inst. Géol. Rom.*, Vol. XIX, Bucarest.



La cendre se rencontre un peu plus fréquemment. On trouve parfois des charbons à l'état de pâte agglutinante (grasse) ce qui ne permet pas leur étude ; on le constate p. ex. dans la couche I (Aurignacien) de la grotte Stâncă Ripiceni. En général on trouve les charbons en petits morceaux et il faut observer qu'ils se sont mieux conservés dans les dépôts de lœss de plein air que dans les dépôts des cavernes.

Les débris phytopaléontologiques sur lesquels nous devons insister proviennent de quatre stations paléolithiques, situées sur la rive droite du Pruth. Ce sont : les dépôts du Moustérien supérieur primordial — (type à coup-de-poings ; de La Izvor Ripiceni distr. de Botoșani) ; les couches de l'Aurignacien supérieur (couche III) et du Solutréen inférieur (couche V) de la grotte Stâncă Ripiceni. Ensuite du dépôt magdalénien de La Mori (Mitoc, dép. de Dorohoi) et de celui du Paléolithique supérieur de La Malul Galben (Mitoc), situés à 20 km des précédentes en ligne droite, en amont du Pruth.

Les charbons de La Izvor et de la grotte Stâncă Ripiceni proviennent des *Conifères* ; l'examen microscopique nous a permis de reconnaître avec certitude les éléments caractéristiques et constitutifs du bois de ces Gymnospermes : les trachéides aréolées. Ces éléments sont représentés par des cellules longues, pointues à leurs extrémités et dont les parois épaisses sont ornées radialement de ponctuations arrondies appelées ponctuations aréolées. Ces ponctuations sont diversement disposées suivant les types ; elles se présentent tantôt sur un seul rang, tantôt sur deux, trois ou cinq rangées ; elles peuvent alterner ou s'opposer.

Les échantillons examinés ont montré des trachéides à une seule rangée de ponctuations aréolées peu nombreuses et généralement espacées avec régularité. Nous croyons pouvoir assimiler les bois brûlés de La Izvor à des Abiétacées et vraisemblablement au genre *Pinus*, sans toutefois que la détermination générique puisse être absolue, étant donné l'état du matériel.

Les charbons de la couche V de la grotte Stâncă Ripiceni appartiennent incontestablement à des Conifères et vraisemblablement à des Abiétacées ; la disposition des ponctuations aréolées diffère de celle des échantillons de Ripiceni couche III ; elles semblent être plus complexes et de ce fait plus difficiles à



interpréter; nous n'avons pu les identifier même avec doute à aucun genre connu.

Les fragments charbonneux recueillis dans les gisements de La Mitoc (Paléolithique supérieur), sont d'un autre ordre. Ils appartiennent à des Angiospermes dicotylédones.

La poussière de charbon de bois examiné au microscope se montre riche en fragments de tubes larges à parois couvertes de punctuations serrées. Ils montrent de distance en distance des sillons transversaux horizontaux marquant l'emplacement des cloisons transversales résorbées lors de la formation de ces tubes. Ces éléments ligneux n'existent que chez les Angiospermes, et portent le nom de vaisseaux. Mêlées à ces fragments de vaisseaux, on rencontre en très grande abondance des cellules étroites, allongées, pointues aux deux extrémités et à parois épaisses, dépourvues de punctuations; ce sont des fibres ligneuses. Vaisseaux et fibres ligneuses sont les éléments constitutifs du bois secondaire des Dicotylées.

Ces charbons de bois trouvés dans les gisements de Mitoc proviennent de deux dicotylées différentes. Les échantillons de Mitoc-La Mori appartiennent vraisemblablement à un *Quercus*. La coupe transversale examinée à l'oeil nu montre dans chaque zone annuelle une abondance de gros vaisseaux dans le bois du tout premier printemps; cette localisation de larges vaisseaux au contact des derniers éléments ligneux formés en automne est commune aux différentes espèces du genre *Quercus*; le développement annuel du bois se poursuit par une formation plus abondante de fibres ligneuses. Cependant cette disposition des vaisseaux existe chez un certain nombre de végétaux, autres que le Chêne (*Fraxinus*, *Allanthus*, *Morus*, *Robinia*, *Mimosa*); mais l'aspect général de la coupe et l'extrême abondance dans les débris traités à l'acide nitrique, de cellules des rayons ligneux, dont certaines sont larges et longues chez les chênes, nous portent à croire que nous sommes en présence de *Quercus*.

Les échantillons de Mitoc-Malul Galben appartiennent à une Dicotylée dont les vaisseaux présentent une ornementation particulière. La punctuation n'est plus fine et serrée comme sur les vaisseaux des échantillons précédents; les parois présentent dans leur partie médiane une punctuation large et irrégulière qui, vers les



bords, se transforme en un réseau étroit à mailles étirées transversalement. Une identification plus complète n'a pas été possible.

En résumé : 1. Les foyers paléolithiques du gisement de La Izvor (Ripiceni) ont été alimentés pendant le Moustérien supérieur par des Conifères probablement du genre *Pinus*.

2. Les charbons de la couche aurignacienne-supérieure (Ripiceni—couche III) et de celle du Solutréen inférieur (Ripiceni—couche V) de la grotte Stâncă Ripiceni appartiennent aux Conifères, probablement à des Abiétacées.

3. Dans les gisements de Mitoc, situés à 20 km des précédents, les foyers du Paléolithique supérieur (de La Mori et La Malul Galben) ont fourni deux types de Dicotylées, dont l'un peut vraisemblablement être attribué au genre *Quercus*.

Tous les échantillons étudiés montrent une faible courbure des zones annuelles, ce qui permet d'attribuer un diamètre déjà important aux branches ou aux troncs dont ils proviennent.

*Conclusions.* Bien que ces résultats puissent paraître un peu sommaires, ils présentent cependant une réelle valeur scientifique à caractère local-régional, aussi bien qu'au point de vue scientifique général.

Ce sont les premières preuves matérielles sur la flore du Pléistocène de la vallée du Pruth. En raison de ce qu'elles ont été trouvées dans des dépôts paléolithiques de diverses époques faisant partie d'une succession chronologique bien définie, nous établissons ainsi que, déjà dans le Moustérien supérieur primordial s'était installée une flore froide représentée par des Conifères, p. ex., *Pinus* sp. (La Izvor-Ripiceni). Ce caractère se maintient également pour une grande partie de la période paléolithique supérieure (Aurignacien supérieur, Solutréen inférieur de la grotte Stâncă Ripiceni (couches III et V).

Vers la fin du Pléistocène (dans le Magdalénien supérieur) la flore devient beaucoup plus tempérée : ce fait nous est indiqué spécialement par des charbons de Dicotylédonées (*Quercus*) de La Mori-Mitoc<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> L'âge de l'industrie de La Malul Galben-Mitoc, ne peut être déterminé, sans engagements préjudiciables, d'une façon plus précise que comme appartenant au Paléolithique supérieur.



Ces considérations confèrent aux données recueillies sur le Pruth autant de valeur qu'à celles fournies par certains dépôts paléolithiques de la vallée du Dniester, bien que la flore de ces derniers, étudiée par RADU POPOVICI<sup>1)</sup>, soit plus riche et plus variée (*Abies alba*, *Pinus excelsa*, *Pinus silvestris* et *Pinus* sp.); par contre le tout provient d'une seule époque : l'Aurignacien supérieur (et Solutréen inférieur?). En même temps ils se complètent réciproquement et, pris dans l'ensemble, constituent le seul témoignage phyto-paléontologique sur la flore du Pléistocène supérieur de la Roumanie du NE.

En comparant nos travaux et nos considérations aux résultats concernant les pays limitrophes, nous constatons un accord complet : en Pologne [L. KOZŁOWSKI<sup>2)</sup> et G. POLANSKYJ<sup>3)</sup>], ainsi qu'en Ukraine [p. ex. dans la région du Dnieper [M. ROUDYNSKYJ<sup>4)</sup>], on a établi la même flore de Conifères : *Pinus*, *Larix*, *Picea*, etc. pour tout la durée du Paléolithique supérieur (spécialement dans l'Aurignacien-Solutréen). Dans les régions plus méridionales, p. ex. en Crimée, on a trouvé une flore plus tempérée, représentée par *Populus (tremula?)*, *Sorbus aucuparia*, *Rhamnus cathartica*, *Betula*, *Salix*, *Juniperus*, *Taxus (baccata?)*, etc.<sup>5)</sup>. D'ailleurs, cette constatation est d'autant plus naturelle que cette péninsule nous présente un facies morphologique-biologique particulier et absolument indépendant.

<sup>1)</sup> POPOVICI RADU. Untersuchung prähistorischer Nadelholzkohlen Nord-Bessarabiens. *Bull. Fac. de Sc. de Czernowitz*, Vol. V, fasc. 2, 1931, p. 260—266. Cernăuți, 1932.

<sup>2)</sup> KOZŁOWSKI L. Starsza epoca kamienna w Polsce (Paleolit). *Poznan Tow. Przyj. Nauk. Prace Komis. Arch.*, T. I, fasc. I, pag. 53, fig. 12, pl. XV. Poznan, 1922.

<sup>3)</sup> POLANSKYJ G. Podolische Studien. Terrassen, Lösses und Morphologie Westpodoliens am Dniesterflusse. *Sammels. d. Math. Natur. Aerz. Sek. d. Sevckenko. Ges. d. Wiss. in Lemberg*. B. XX, pag. 191. Lemberg, 1929 (en ukr. avec res. all.).

<sup>4)</sup> ROUDYNSKYJ M. Zuravka. *L'Anthr. Acad. Sc. d'Ukr.*, T. III, 1929, p. 97—122, fig. 17, pl. XVI (en ukr. avec rés. fr.). Kiev, 1930.

<sup>5)</sup> J. PALIBIN und A. HAMERMANN. Kohlenreste aus dem Palaeolithikum der Krim. Höhle Kiik-Koba. *Bull. d. l. Comm. p. l'étude du Quat.*, No. 1, 1929, pag. 35—37. Leningrad.

A. HAMERMANN. Kohlenreste aus dem Palaeolithikum der Krim. Höhlen Ssjuren I und II. *Voy. le même Bull.* pag. 39—42.



Bien plus : nos données phytopaléontologiques concordent avec la faune du Pléistocène (Paléolithique) supérieur (*Mammouth, Renne, Rhinoceros laineux*, etc.). La faune et la flore s'aidant réciproquement constituent les preuves les plus convaincantes d'ordre biologique sur le climat froid qui caractérisait le Pléistocène supérieur de ce territoire étendu de l'Europe extracarpatique orientale.

De cette manière, nos données contribuent à l'établissement et à la reconstitution de quelques phénomènes biologiques et climatiques généraux, qui se sont produits dans le Pléistocène supérieur du continent européen.

— M. NIC. N. MOROȘAN. — **Un incendie durant le Pléistocène de la Roumanie, provoqué par l'homme paléolithique.**

Plusieurs paléontologistes, comme O. ABEL, M. BOULE, A. GAUDRY, I. KHOMENKO, etc., ont exprimé, dans plusieurs études et conférences, l'opinion que les importantes agglomérations de faune terrestre constatées dans des localités fossilifères, comme Pikerimi, Taraclia, etc. se sont produites à la suite d'incendies de vastes prairies occupant ces régions. Ces points appartenant au Néogène — période antérieure à l'existence de l'homme — ces incendies ne peuvent avoir eu d'autres cause que les forces physiques naturelles.

Il n'en est pas de même pour les dépôts de lœss du Pléistocène supérieur sur la rive du Dniester, à Neporotova (dép. de Hotin), que nous allons examiner. J'ai recueilli les données principales du problème dans le ravin Iar-Pid-Vinogradnicom (= Ripcina) ravin profond et intéressant au point de vue géologique, ce qui l'a fait classer comme parc national naturel quaternaire.

M. N. FLOROV, a déjà insisté sur ce point le 25 mars 1925, dans une des séances de l'Institut Géologique au cours d'une communication <sup>1)</sup> concernant certains objets en pierre de l'homme paléolithique, trouvés dans le lœss de ce ravin. L'auteur a recueilli des silex dans le lœss moyen (c.-à.-d. le lœss sous-jacent

<sup>1)</sup> N. FLOROV. Note sur les traces de l'homme préhistorique en Bessarabie. *C. R. des séances de l'Inst. Géol. de Roumanie*, Vol. XIII (1924—1925) pag. 85—86. Bucarest, 1930.



au sol fossile supérieur) et il les attribue à l'époque aurignacienne. Il cite, comme fossiles de ce dépôt, *Elephas primigenius* BLUM. et *Bos primigenius* BOJ.

Nous avons réussi, dans nos recherches des dernières années, à trouver, en plus des débris de Mammouth et de Bœuf cités par N. FLOROV, les représentants suivants de la faune pléistocène: *Rhinoceros tichorhinus* CUV. (molaires de la mâchoire supérieure; un tibia); *Cervus tarandus* LIN. (la moitié inférieure d'un bois); *Cervus* cf. *megaceros* (un morceau de bois); *Equus* sp. (métacarpien); *Gastéropodes* du lœss (de rares exemplaires).

J'ai trouvé des silex paléolithiques non seulement dans le lœss moyen, comme M. N. FLOROV, mais aussi dans la couche sous-jacente: dans le sol fossile II et même un peu plus bas. D'ailleurs ces débris sont très rares et ne sont pas caractéristiques d'une époque déterminée. Mais leur morphologie et leur facies technique sont du Paléolithique supérieur.

Ce qui m'a frappé tout d'abord, en étudiant les dépôts éoliens de ce ravin est la grande abondance de cendre et de charbons végétaux. La cendre, de couleur gris-café, se rencontre en couches étendues dépassant 5 mm d'épaisseur. Les blocs de lœss, contenant de la cendre, se fendent très facilement au niveau de la couche de cendre. Les charbons, lorsqu'ils sont fraîchement cassés, ont un brillant métallique. Ils sont rarement en gros morceaux; en général ils se présentent en petits fragments, mais très nombreux. Parfois le lœss se trouve tellement envahi par ces petits papillons noirs, qu'il présente l'aspect d'un lœss riche en efflorescences minérales de Mg et de Fe. La flore n'a pas pu encore être déterminée; toutefois, d'après la morphologie macroscopique des charbons il s'agit de plantes arborescentes et même pourvues d'un gros tronc. Or, la flore plus ou moins contemporaine, telle qu'elle a pu être déterminée dans les dépôts du Pruth<sup>1)</sup> et ceux du Dniester<sup>2)</sup>, provenant précisément de la station paléolithique

<sup>1)</sup> S. LECLERCQ et NIC. MOROȘAN. Contribution à la connaissance de la flore du Pléistocène de NE de la Roumanie. C. R. Inst. Géol. Roum. T. XXI (1932—1933).

<sup>2)</sup> POPOVICI RADU. Untersuchung prähistorischer Nadelholzkohlen Nord-Bessarabiens. Bull. Fac. d. Sc. de Cernăuți, Vol. V, 1931, pag. 260—266. Cernăuți, 1932.



de Cormani — à 12 km de distance de la nôtre — précise que ces régions étaient riches en Conifères ; plus tard — vers la fin du Paléolithique — ont apparu également *Quercus* sp. ou une autre Angiosperme arborescente.

Ces débris de flore de Neporotova occupent également une surface assez étendue. La manière dont ils se présentent nous montre que nous ne sommes pas en présence de foyers de l'homme paléolithique, mais bien de traces d'un violent incendie de forêt.

Mais comment et par qui fut-il provoqué ?

Il est possible que la cause en soit naturelle. Cependant l'hypothèse que l'incendie de cette région est dû à l'Homme pléistocène semble mieux correspondre à la réalité. La rareté des silex paléolithiques trouvés dans cette région, nous fait déduire que ces endroits ne constituaient pas la demeure de l'homme, mais que celui-ci se contentait de les visiter. Il se peut qu'il ait habité dans le voisinage ou même à quelque distance. Il n'est pas exclu d'ailleurs qu'une certaine relation existe entre les phénomènes constatés ici et les points paléolithiques si riches de Cormani : là-bas, à U-Mliniu, p. ex., nous constatons aussi une couche étendue de cendre <sup>1)</sup>, présentant des analogies avec celle de Neporotova. On a également établi que les couches de Neporotova et de Cormani <sup>2)</sup> se trouvent environ à la même profondeur de la surface du sol végétal.

En nous appuyant sur ces considérations, nous concluons que, par suite d'une imprudence, ou de la négligence des Hommes paléolithiques, la forêt où ils campaient s'est trouvée incendiée et la flamme se propagea sur une très vaste étendue, de sorte que la forêt fut anéantie de même que les animaux qui probablement ne purent s'enfuir car ils étaient encerclés par le feu.

On pourrait aussi admettre l'hypothèse que la forêt a été brûlée intentionnellement par les hommes paléolithiques, comme un procédé de chasse, pour forcer les animaux à se diriger vers

<sup>1)</sup> Elle a été constatée aussi par I. G. BOTEZ: Recherches de Paléontologie humaine au Nord de la Bessarabie, p. 73, fig. 37, pl. II. Iași, 1931 (v. la pag. 18).

<sup>2)</sup> L'industrie de Cormani de cette couche phytopaléontologique-paléolithique est attribuée par I. G. BOTEZ à l'Aurignacien supérieur (*l'op. cit.*)



un certain point où se trouvaient cachés les chasseurs, où, peut-être des fosses dissimulées étaient aménagées. Cette supposition est aussi corroborée par la configuration de la région car, à cet endroit, se trouve un vaste coude de méandre du Dniester ( $4 \times 5$  km), entouré de trois côtés par le lit du fleuve. En outre, tandis que la rive roumaine présente une pente relativement douce, la rive opposée (gauche) du Dniester est beaucoup plus abrupte, de sorte que son escalade par des animaux comme le mammoth et le rhinocéros, aurait été difficile, sinon impossible; ceci rendait aisée leur capture par les chasseurs.

La bibliographie paléolithique occidentale mentionne des cas d'abandon de certaines stations par l'homme diluvial à la suite d'un incendie. Ces constatations sont plus fréquentes encore pour le Néolithique, en raison des constructions complexes (huttes, souvent réunies en villages) où habitaient les préhistoriques de l'Holocène. Nous en trouvons également dans la bibliographie sur le Néolithique de Roumanie <sup>1)</sup>.

Nous ne connaissons cependant nul autre cas similaire appuyé par tant de débris végétaux abondants comme nombre et répandus sur une aussi grande surface. C'est pourquoi nous estimons les recherches faites sur le Dniester, à Neporotova, comme très intéressantes et révélatrices d'un incendie durant le Pléistocène supérieur, dû non pas à un phénomène naturel, mais à l'Homme de ces temps.

— M. M. G. FILIPESCU. — Note préliminaire sur les recherches géologiques dans le Flysch interne, à l'E du Teleajen.

Dès l'année 1928, pendant une excursion faite en compagnie de M. G. MURGEANU dans la Valea Crasna, j'ai rencontré entre cette vallée et la crête Măgura Nebunului, des marnes rouges, que M. MURGEANU, y ayant trouvé *Rosalina Linnéi* d'ORB., attribua au Sénonien. Ces dépôts se trouvent de façon évidente sous les dépôts de l'Albien, ce qui les fait considérer comme affleurant en fenêtre (MURGEANU, FILIPESCU).

<sup>1)</sup> GR. BUȚUREANU. Notice sur les fouilles faites à Cucuteni d. c. Băiceni, distr. de Iassy. *Arh. Soc. șt. și lit.*, No. 3, 1889, pag. 257—271.

I. ANDRIEȘESCU. Piscul Crasani. *Ac. Rom., Mem. Secț. Ist.* București, 1924.



L'été dernier, travaillant dans la zone du Flysch interne, entre Valea Crasnei et Valea Teleajenului, j'ai remarqué dans quelques affluents du Teleajen (Valea Carpenului, Valea Ulitei, Valea Grohotişului, Valea Stancei et Valea Mogoşului), des affleurements de marnes rouges dans lesquelles j'ai identifié, au microscope, en dehors d'autres micro-organismes, de nombreux exemplaires de *Rosalina Linnéi* d'ORB. et de *Rosalina Stuarti* J. DE LAPP.

Entre la Crasna et le Teleajen, le Sénonien se présente sous l'aspect d'une bande ininterrompue, dirigée NE-SW, plus large dans les vallées et plus étroite sur les hauteurs; il y a en outre deux autres petites bandes discontinues, apparaissant dans les vallées seulement.

Ce fait m'a incité à suivre le Sénonien plus à l'Est, entre le Teleajen et le Telejenel, ce qui fait l'objet de cette note préliminaire.

*Stratigraphie.* Les formations géologiques rencontrées appartiennent à l'Aptien, Albien, Sénonien et Eocène (type Şotrile).

L'Aptien (Couches de Comarnic) se montre sous l'aspect d'une bande très courte et très étroite entre le Teleajen et la Culmea Cămăşii. Il est formé de calcaires sablonneux d'un noir grisâtre. Au microscope, on constate que ces calcaires contiennent de nombreux débris organiques: plaques et spicules d'Echinides, fragments de Mélobésies (*Archaeolithothamnium*), fragments de Bryozoaires et de Mollusques et quelques restes incertains d'Orbitolines.

Le matériel détritique provient en grande partie de la désagrégation de roches cristallophylliennes et se présentent sous l'aspect de fragments de micaschiste, de grains de quartz, de lamelles de mica et de grains de calcaire micro-granuleux à Radolaires et *Calpionella*; le tout est cimenté par le calcaire largement cristallisé, dans lequel se trouve une grande quantité de sulfure de fer en granules ou en plages et qui remplace parfois le ciment calcaire.

L'Albien est représenté par les trois horizons établis par M. PEDA: l'horizon marno-gréseux, l'horizon gréseux-conglomératique et l'horizon des conglomérats de Zăganu, à la base



desquels se trouvent des klippes de calcaire récifal. Une étude détaillée de ces roches dont l'âge n'est pas encore précisé, sera publiée plus tard.

Les dépôts de l'horizon marno-gréseux, représentés par des marnes sableuses d'un gris noirâtre, des grès fins, micacés, à cassure curbicorticale, de couleur noire-grisâtre, sont constitués par un matériel détritique, d'origine cristallophyllienne. Ils sont dépourvus de débris organiques et contiennent une grande quantité de sulfure de fer, sous forme de globules et de granules. Le ciment argilo-calcaire est très intensément pigmenté par une matière sapropélique d'un brun noirâtre.

Le Sénonien n'était pas connu dans cette région. L'existence de cette formation présente un intérêt particulier du point de vue stratigraphique et tectonique; c'est pourquoi que j'insisterai davantage sur ce sujet.

Le Sénonien apparaît vers l'Est et en continuation avec le Sénonien déjà mentionné précédemment, entre la Crasna et le Teleajen.

Le Sénonien de la zone dont nous nous occupons, est constitué par des marnes rouges et des marnes violacées contenant des fragments d'Inocérames, Radiolaires, Globigérines, *Rosalina Linnéi* d'ORB, et *Rosalina Stuarti* J. DE LAPP., Elles montrent un matériel détritique tantôt considérable, tantôt fort réduit, dont les éléments ne dépassent pas 0,05 mm de diamètre. La masse fondamentale dans laquelle ces éléments sont inclus est argilo-calcaire, le carbonate de calcium étant représenté par une infinité de squelettes de Coccolithophoridées.

En dehors de ces dépôts, semblables à ceux de l'extérieur du Flysch interne, on rencontre des marnes plus ou moins sableuses, de couleur noire, parfois schisteuses. Ces dépôts sont très riches en micro-organismes: des Foraminifères (*Textularia*, *Rotalia*, *Globigerina*, *Lagena*, *Truncatulina* et *Rosalina*), des Radiolaires et une infinité de Coccolithophoridées, représentant le carbonate de chaux du ciment. Ces dépôts ressemblent beaucoup à ceux de l'horizon marno-gréseux de l'Albien; mais au microscope, ils en diffèrent par la présence des organismes, et par le ciment argilo-calcaire à Coccolithophoridées. Par ces marnes noires, le Sénonien présente des analogies avec le Sénonien de Moldavie (le complexe de Tisaru).



Dans l'espace compris entre la vallée du Teleajen et celle du Telejenel, se trouve, intercalé entre des marnes rouges et rouges-verdâtres, un banc de tuf volcanique très kaolinisé, d'une épaisseur de 1 à 2 m.

Ce tuf est formé d'une masse fondamentale vitreuse, altérée en grande partie et transformée en matière argileuse. On y remarque souvent des fragments de verre, aux bords altérés qui se transforment en kaolin. Dans la masse fondamentale, on rencontre des cristaux de feldspath plagioclase (andésine-oligoclase) en grande partie zonés, des cristaux bipyramidés de quartz, des lamelles de biotite chloritisée et des fragments d'une roche éruptive dans laquelle la masse fondamentale est partiellement remplacée par le carbonate de chaux. A en juger d'après la nature et l'habitus des minéraux de cette roche, on peut affirmer que nous sommes en présence d'un tuf trachytique.

L'existence de ce tuf volcanique dans des dépôts qui correspondent à une époque pendant laquelle la zone volcanique de la région Hărghita-Călimani n'était pas en activité ; les grandes dimensions des fragments de roche et des cristaux contenus dans ce tuf, nous font croire que ce matériel ne provient pas de la région du Banat ou des Monts Apuseni, où des éruptions avaient lieu à cette époque, mais qu'il est plutôt le résultat d'éruptions locales, le long des zones de fractures, et en relation avec les mouvements orogéniques post-aptiens.

Les dépôts sénoniens de cette zone, après avoir dépassé Valea Teleajenului, au N du Monastère de Suzana, suivent la Valea Pridvarei dans toute sa longueur jusqu'à la crête du même nom. A partir de cette crête, la zone du Sénonien bifurque : une bande prend la direction NW, vers la crête Buzoianu, en passant par la Valea Gropșoare à l'E du Monastère de Cheia, pour disparaître sous la crête de Cucu ; la seconde, suit la direction NE le long de la vallée du Telejenel, pénètre dans cette vallée dans les parages de la Poiana Buzoianul, point à partir duquel elle continue parallèlement au Telejenel, jusqu'à l'ancienne frontière.

L'Éocène se présente sous forme de lambeaux et de blocs pincés parmi les dépôts sénoniens. Il est constitué par des calcaires organogènes contenant des Nummulites, Orthophrag-



mines, Mélobésiées (*Lithothamnium*), Bryozoaires, Échinodermes et Mollusques.

Le matériel détritique, assez fréquent, provient de schistes cristallins. Les minéraux autigènes sont représentés par de la pyrite et de la glauconie, qui remplacent parfois les organismes. Le ciment est composé de carbonate de chaux largement cristallisé.

L'existence des Nummulites et des Orthofragmines constitue un indice certain de l'âge éocène de ces dépôts.

La présence de l'Éocène au-dessus de dépôts à débris d'Inocérames et de Rosalines, considérés comme sénoniens du fait de la présence de ces organismes, représente un argument de plus pour attribuer à ces derniers dépôts l'âge sénonien.

*Tectonique.* La structure de cette région est en nappes de charriage.

L'autochtone de la nappe est représenté par des dépôts sénoniens-éocènes. La nappe elle-même est formée par des dépôts aptiens (Couches de Comarnic) et albiens : l'horizon marno-gréseux, l'horizon gréseux-conglomératique et l'horizon des conglomérats de Zăganu.

L'Éocène de l'autochtone se présente sous forme de blocs et de lambeaux semblables aux calcaires des Couches de Comarnic, se trouvant à la base de la nappe. Ceci est probablement dû au broyage produit par les mouvements de glissement.

L'horizon marno-gréseux de l'Albien est intensément plissé, tandis que les horizons supérieurs présentent des plis larges. Cette discordance de plissement est en rapport avec les phénomènes de glissement. L'horizon inférieur, plus intensément affecté par les mouvements, a enregistré davantage l'effet mécanique, tandis que les horizons supérieurs, moins affectés, se sont plissés plus légèrement.

— M. F. KIRNBAUER. — **La granodiorite de Slatina Timișului** <sup>1)</sup>:

La granodiorite de Slatina Timișului, tout récemment décrite par M. A. STRECKEISEN (1), ne figure pas sur la carte géologique

<sup>1)</sup> Note présentée par M. A. STRECKEISEN.



1 : 75.000 Reșița-Caransebeș (2) ; nous avons donc estimé qu'il était utile de donner quelques détails sur cet affleurement et la région environnante.

Slatina Timișului (ou Slatina Mică) se trouve à 2 km au NW de la gare portant le même nom, située sur la voie ferrée de Timișoara-Orșova.

Les collines qui s'élèvent à l'W de la commune (Cracul Porcului, Tâlva Ursului, les hauteurs qui se trouvent au S de la route qui mène à Brebul Nou), se rattachent aux ramifications du massif du Semenici ; elles sont formées de gneiss très cristallins, avec de nombreuses injections et filons pegmatitiques et quelques zones de micaschistes appartenant au cristallin du Lotru.

La bordure E du cristallin est recouverte par une zone formée de dépôts méditerranéens avec une largeur de 150—300 m.

Sur la rive droite du Timiș se trouve une terrasse formée de graviers diluviaux, que l'on rencontre également dans un petit reste de terrasse, sur la rive gauche de la rivière, au S de la commune.

Le cristallin a généralement une direction N 40°E, N 60°E et plonge d'approximativement 30° vers l'W.

Les pegmatites se trouvent sous forme d'injections très nombreuses, de même que sous forme de vrais filons, figurés sur la carte ci-jointe (fig. 1) sous l'indication « P ». Elles sont pauvres en muscovite et en biotite, — cette dernière peut même manquer — et sont finement grenues, différant de la sorte des pegmatites exploitées à Teregovă (3). La direction des filons de pegmatites est N à NE (par ex. N 25°E, verticales, et ont 4 m de puissance au point P. 1 ; N-S ou N 20°E/65°N, et ont 1—2 m d'épaisseur au point P.3). Les injections pegmatitiques sont plissées avec les gneiss jusque dans les moindres plis, de 2—5 cm de hauteur. La Slatina traverse en aval de la cote 328 un massif granodioritique de forme elliptique, avec un axe longitudinal de direction N 40°E. Elle suit donc une direction parallèle à celle des gneiss et présente une longueur d'environ 300 m, l'axe transversal n'ayant qu'environ 130 m.

Le contact de la granodiorite avec le cristallin est absolument net ; la roche éruptive coupe nettement les filons de pegmatites du cristallin et, à part le fait que dans le voisinage de la



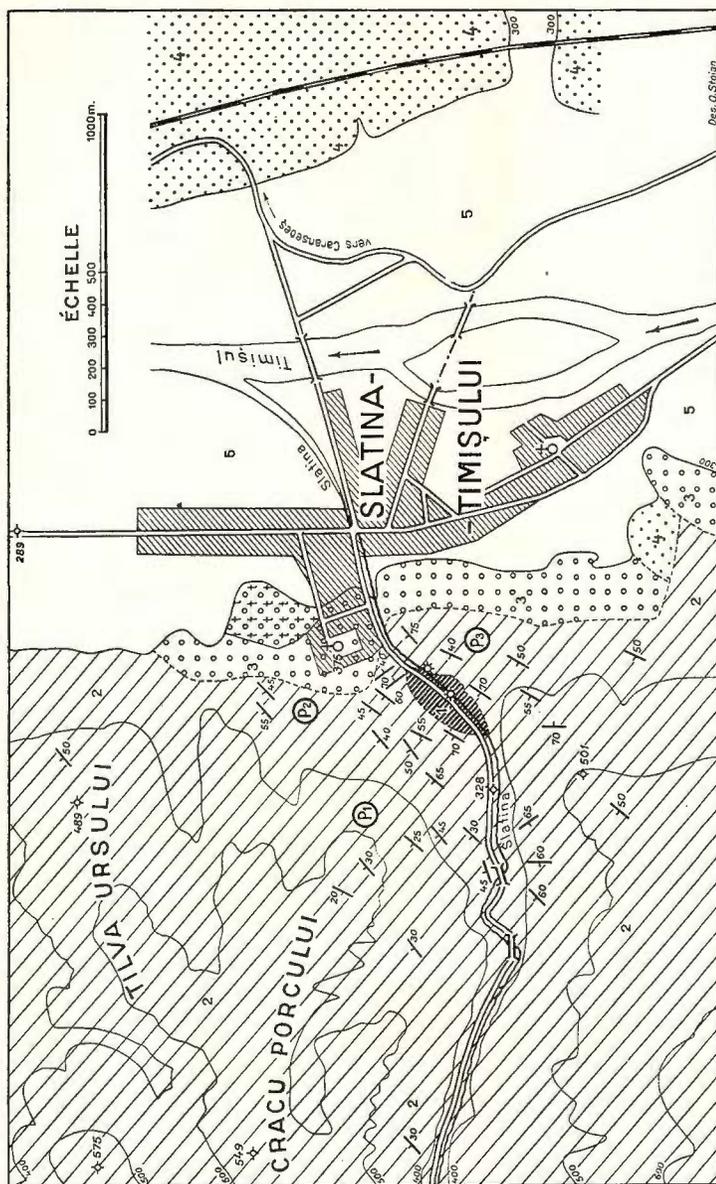


Fig. 1. — Carte géologique des environs de Slatina Timișului  
 1, granodiorite; 2, gneiss et micaschistes; 3, Méditerranéen; 4, terrasse; 5, alluvions; P, pegm. tite

granodiorite, les gneiss deviennent plus riches en muscovite, on ne remarque aucune autre influence de contact.

On trouve dans le massif granodioritique une foule de filons de quartz de 2—20 cm d'épaisseur, qui contiennent de petits grenats; ils ont une direction N 15°W, et une inclinaison de 30° vers l'E, ou bien la direction N 15—25°E et une inclinaison de 35—45°E. Des fissures ayant la même direction, mais inclinées vers l'W sont plus rares. On rencontre également des fissures inclinées vers l'E dans le massif granodioritique. Elles sont donc post-génétiques.

En étudiant un profil dans la direction NW—SE, profil qui

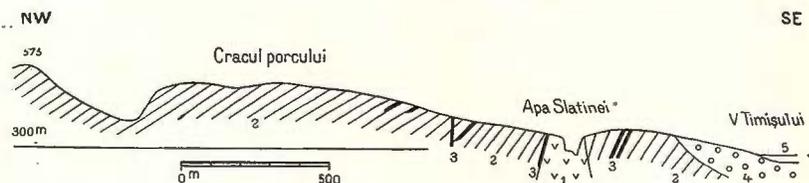


Fig. 2. — Coupe de la colline Cracul Porcului et du massif granodioritique

1, granodiorite; 2, gneiss et micaschistes; 3, pegmatite; 4, Méditerranéen; 5, alluvions

coupe approximativement le Cracul Porcului et le massif granodioritique (fig. 2), nous pouvons observer que l'inclinaison du gneiss augmente à mesure que l'on s'approche du massif granodioritique. Le massif granodioritique forme une voûte périclinale, entourée partout de gneiss ou de micaschistes.

Le massif granodioritique présente plusieurs failles, ainsi que des enclaves de schistes cristallins (gneiss) parfois refondues. Les contacts entre le massif granodioritique et le complexe cristallin sont nettement visibles dans la partie NE et SW du massif et l'on trouve de bons affleurements le long de la vallée de Slatina et au bord de la chaussée.

Dans la partie NE du massif granodioritique, sur la rive gauche du ruisseau, le plan de contact entre la granodiorite et le gneiss a une direction de N 5°W et une inclinaison de 35° vers l'E. Vers le SW ce plan devient moins incliné, si bien que le gneiss recouvre la granodiorite. En avançant de 10 m vers le SW, on trouve une aille (direction N 40°W, inclinaison 70°E) le long de laquelle la granodiorite vient de nouveau en contact avec le gneiss, et qui se



maintient sur une distance de 30 m. Là nous trouvons encore la granodiorite, son plan de contact avec le gneiss ayant une direction de  $N 5^{\circ}W$  et une inclinaison de  $30^{\circ}E$ . Vers l'E, la granodiorite se trouve encore recouverte par les gneiss. En avançant de 100 m vers le SW nous rencontrons de nouveau une faille de direction  $N 80^{\circ}W$ , inclinaison  $60^{\circ}N$ . Vient ensuite une zone de 100 m de longueur, entièrement composée de granodiorite, mais qui a des intercalations de gneiss d'une épaisseur d'un demi jusqu'à plusieurs mètres. On trouve des micaschistes dans le voisinage de ladite faille. On y trouve ensuite un filon de pegmatite, de 2 m d'épaisseur, ayant le direction  $N 20^{\circ}E$ , inclinaison  $60^{\circ}W$ , qui contient une petite inclusion de granodiorite. Vers le SW la granodiorite réapparaît et vers le SE où elle vient en contact avec le gneiss. Le plan de contact a une direction le  $N 65^{\circ}E$  et une inclinaison  $70^{\circ}W$ . Ce contact est accompagné d'un filon d'aplite de 2 m d'épaisseur. Sur la rive droite du ruisseau ce filon d'aplite devient quartzeux. M. N. NEAGU a exploité en cet endroit, il y a 20 ans, 3 t. de quartz. Au contact du gneiss et de la granodiorite, se développe en cet endroit une série de micaschistes à filons de quartz, d'une épaisseur approximative de 40 m, ayant une direction  $N 45^{\circ}E$  et une inclinaison  $50^{\circ}W$ .

Pour compléter, je donnerai une brève description pétrographique de la granodiorite, au cours de laquelle je répéterai, entre autres, les observations faites par M. A. STRECKEISEN.

A l'œil nu, la granodiorite apparaît comme une roche fraîche, grenue, dont les grains ont environ 2 mm de diamètre; la texture est légèrement parallèle. Le plagioclase est d'une couleur grise. Le quartz et la biotite ont leur forme normale. En fait de minéraux accessoires, on distingue à l'œil nu de petits grains de grenats, de titanites et d'épidote. Sous le microscope, la roche accuse une structure granitique, sans aucune trace de recristallisation ultérieure. Tous les minéraux dont elle se compose sont absolument frais; les minéraux secondaires sont absents. On n'a pu remarquer de la muscovite. L'ordre de cristallisation a été le suivant: titanite, épidote, biotite, amphibole, plagioclases et quartz, feldspath potassique.

La granodiorite de Slatina-Timişului a été exploitée en 1925—28 par M. l'ingénieur JEAN ŞANTA de Bucarest. On a extrait 720



tonnes, représentant une valeur de 260.000 lei. La roche a été façonnée sur place et utilisée comme pierre de pavage et de construction à Arad et dans le département de Dolj.

En résumé, on peut donc affirmer : bien que le massif granodioritique de Slatina-Timişului n'ait pas une grande étendue et ne couvre qu'une superficie de 3,5 ha, il présente néanmoins un intérêt général étant donné son âge post-tectonique et sa relation génétique avec les roches éruptives récentes du Banat. Au point de vue pratique, le massif peut avoir une importance locale étant exploité pour la fourniture de gravier.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. A. STRECKEISEN. Junge Eruptivgesteine im östlichen Banat mit besonderer Berücksichtigung ihrer Feldspäte. *Bul. Soc. Geol. Rom.*, I, Bukarest, 1932.
2. J. V. HALAVÁTS u. F. SCHAFARZIK. Geolog. Spez. Karte 1: 75.000, Blatt Reşiţa-Caransebeş, aufgenommen *Ung. Geol. Reichsanstalt.* Budapest, 1914.
3. F. KIRNBAUER. Das Feldspathvorkommen von Teregova. *Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch Leoben*, 79. Bd. (1931), f. 109—124.

### Séance du 19 mai 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. TH. KRÄUTNER. — Les gisements de pétrole de la Valea Izei (Maramureş) <sup>1)</sup>.

— M. ŞT. CANTUNIARI. — Études géotechniques sur le gneiss de Slătiniu (Dép. de Mehedinţi) (résumé).

En mai 1932, nous avons eu l'occasion à faire des études détaillées sur le gneiss de la vallée du Slătiniu (Dép. de Mehedinţi) ayant en vue son emploi pour le pavage et l'empierrement.

Nos études regardent un périmètre couvrant la vallée, depuis le confluent avec le Danube, sur environ 1300 m vers le N et une largeur de 100—240 m.

<sup>1)</sup> Paraîtra dans « *Studii Tehnice și Economice* ».



*Etudes géotechniques sur terrain.* Le relief accidenté de la région est modelé surtout dans les schistes cristallins à noyaux éruptifs. Les mouvements orogéniques répétés, hercyniens et alpins, ont plissé et disloqué ces roches, en les poussant en bloc sur des formations mésozoïques (Crétacé inférieur) du S.

En entrant dans le défilé, l'on rencontre sur environ 50 m, des « Couches de Sinaia » (Hauterivien), représentées par des schistes argileux alternant avec des calcaires gréseux et des calcaires marneux-gréseux, souvent micacés. Cette formation fortement plissée, se trouve chevauchée à partir du NW, par les schistes cristallins (Nappe Gétique).

Suit, sur apr. 200 m, un gneiss acide, aplitique, dont la schistosité prononcée est orientée N 20—35° W, 55°/SW. L'on peut en extraire grâce à la fissuration naturelle de la roche, des blocs réguliers ayant jusqu'à 80 cm de côté, ainsi que de la pierre cassée pour l'empierrement et le ballast. Le gneiss continue vers le N dans la vallée, dont la rive gauche est très escarpée et recouverte d'arènes et de blocs entassés, tandis que la rive droite, en pente moins rapide, se présente plus favorable à l'exploitation.

La divisibilité de la roche garde, au centre et au NW du périmètre, l'orientation presque constante N 35—45° E, 85—87°/ESE. Vers le SE, l'on constate une courbure passant du N-S à N 20° E, avec l'inclinaison jusqu'à 55°/SW. Cette courbure, montrant un pendage de près de 70—80°/E ou ENE, se constate aussi à l'E, dans les vallées du Slătinicu Mic et du Viru. Dans le massif, on trouve aussi des intercalations minces très laminées et schisteuses, quelquefois fissurées; mais, exceptant la zone superficielle, altérée et désagrégée par les agents atmosphériques, l'on y voit, surtout dans les parties profondes près du talweg, la divisibilité en gros blocs jusqu'à 120—150 cm.

L'on remarque d'habitude que la divisibilité du gneiss a une orientation indépendante de la schistosité.

La roche contient aussi de rares filonnets d'aprites, de pegmatites et de quartz, ainsi que des intercalations minces de micaschistes (NW), d'un gneiss dioritique (Ogașul stâng, Ogașul din mijloc), parfois quartzifère (Ogașul de piatră) et de gneiss amphibolique à passage vers les amphibolites.



Il faut mentionner encore, avec importance pour l'exploitation, la présence de certaines zones de broyage, d'origine orogénique, ou provoquées par des dislocations et des tassements locaux (Ogaşul Pietros, etc.).

La réserve de gneiss exploitable est considérable. Une délimitation précise demande cependant des travaux d'exploration plus étendus.

*L'étude pétrographique-technique des roches*, confirme la présence, dans la région, des roches suivantes:

Le gneiss éruptif, à caractère aplitique, blanc, jaunâtre ou rose, à petit grain, à texture parallèle prononcée, est composé de quartz, de feldspaths (microcline, plagioclase à 20—30% anorthite, quelquefois l'albite), peu de biotite et muscovite avec, accessoirement, de l'épidote, de la magnétite, ilménite et sphène. Les cristaux de feldspaths sont frais, quelquefois fissurés et même fragmentés. La formule structurale d'après HIRSCHWALD, attribue à la roche une qualité supérieure (I, I—II).

Dans les parties broyées du massif, le gneiss montre des influences cataclastiques intenses, ultérieures à la consolidation du magma; ce sont des déformations mécaniques avec ou sans rupture, ainsi que des fragmentations de cristaux recimentés par le quartz, le broyage périphérique des cristaux, des polarisations agrégées, etc. Dans les feldspaths apparaît de la séricite, accompagnée d'épidote et de zoïsite. Le microcline est très répandu. Souvent la biotite décolorée devient fibreuse. Par ces phénomènes le gneiss perd de ses qualités techniques.

Dans un gneiss biotitique (Ogaşul din mijloc), à grain moyen, on trouve aussi du grenat et de l'épidote. La qualité appréciée de la formule structurale, est I—II.

Le gneiss dioritique quartzifère, contient encore la hornblende et du grenat. Qualité I—II.

Le gneiss dioritique (Ogaşul stâng, Ogaşul din mijloc), intercalé dans le gneiss aplitique, à texture plutôt lenticulaire, est constitué par la hornblende, le microcline, un plagioclase acide (à 12% anorthite), du plagioclase plus basique (jusqu'à 40% anorthite) à inclusions de séricite et très peu de quartz; l'épidote, la zoïsite et le grenat y apparaissent aussi. La



roche est fortement influencée par les pressions. Qualité I—II, II, II—III.

Ainsi l'étude microscopique nous donne des précisions concernant: 1. les qualités et les défauts techniques des différentes roches, parmi lesquelles le gneiss aplitique est le mieux qualifié à ce point de vue; 2. les influences des pressions sur la texture et la structure des roches dans les différents points du massif, ce qui permet de délimiter de plus près les zones broyées, d'habitude inutilisables. De cette manière, nous avons circonscrit la zone du gneiss broyé en contact vers le S avec les « Couches de Sinaia », ainsi que les intercalations de roches cataclastiques, localisées dans la rive gauche du Pârăul Slătinicului.

Le microscope montre que tout le massif gneissique a été influencé par les pressions, mais pas de la manière à être complètement disqualifié. Il montre en même temps des phénomènes de régénération du gneiss, par recimentation.

*Les essais techniques* exécutés à l'Institut d'Essais des Matériaux de Construction de l'École Polytechnique de București, par M. M. VASILIU (Certificats 637 et 725/1932), sur le type de gneiss aplitique, prédominant dans le massif, ont démontré: des constantes physiques normales (p. sp. 2, 645); l'absorption de l'eau (0,04%) sous la limite des roches gélives; la nongélimité confirmée par essais; la résistance à la compression (état sec 2,536 kg/cm<sup>2</sup>, humide 2,496 kg/cm<sup>2</sup>, après 25 dégels 1,183 kg/cm<sup>2</sup>) correspondante à celle des granites très résistants; l'usure (machines DORRY et BÖHME) inférieure à la limite normalisée, etc.

En général le comportement aux essais techniques, range le gneiss de Slătiniu parmi les roches de pavage, empièrrements et ballast, de première qualité du pays.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. L. MRAZEC. Feuille Vârciorova—Turnu Severin. *Bull. Soc. Sc. Phys. de București*. Nr. 11—12, 1895.
2. HIRSCHWALD. Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung. Berlin, 1912.
3. G. MACOVEI. Observațiuni în legătură cu comunicarea d-lui G. MURGOCI: Asupra geologiei Porților de Fier. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.* Vol. X, 1921—22. București, 1927.



4. I. P. VOITEȘTI. Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol.-Miner. al Univ. din Cluj*. Vol. III, 1. Cluj, 1929.
5. A. STRECKEISEN. Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII (1929—1930). București, 1931.

### Séance du 26 mai 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. M. SAVUL. — Le granite de Coșlugea (Dobrogea) <sup>1)</sup>.

Au NW de la localité dénommée Balabancea (district de Tulcea, Dobrogea) se trouve un massif de granite qui a, depuis longtemps, attiré l'attention des géologues (1, 12). Ce massif granitique, d'une longueur de 5 km et d'une largeur de 1 km, forme la majeure partie de la colline Coșlugea et se développe vers le N jusqu'à la localité dénommée Geaferca Rusă.

Cette région, comme le reste de la Dobrogea, est presque entièrement recouverte de lœss, à l'exception du sommet de la colline et de quelques petites proéminences.

Le massif granitique est encastré dans un soubassement paléozoïque constitué par des quartzites et des phyllites, métamorphisés au voisinage du contact avec la masse éruptive. Les limites du laccolite ne sont visibles que sur les côtés E et S, tandis qu'à l'W et au NW, les limites sont recouvertes de lœss (voir l'esquisse géologique).

Quelques apparitions de cornéennes dans la Valea Taița permettent de déterminer approximativement la limite W du granite. On en déduit que le granite apparaît comme une boutonnière à direction NNW, au milieu des phyllites et des quartzites.

Les roches qui constituent le massif éruptif et sa couverture sont :

*Roches dévoniennes.* Les quartzites et les phyllites qui entourent le massif granitique sont, selon les considérations de D. ROMAN (1), d'âge dévonien. Sur le versant W de la Valea

---

<sup>1)</sup> Le recherches sur le terrain ont été effectuées en 1925.



Taița, ces phyllites plongent sous les couches de la formation de Carapelit.

Dans les endroits plus éloignés du massif granitique, la direction des couches est en général NNW-SSE ; mais à proximité du massif, sur une zone large de quelques km vers l'E, leur direction s'est adaptée à celle des limites du massif. Les phyllites et les quartzites qui avoisinent le massif sont traversés par des apophyses granitiques et des filons de porphyres quartzifères.

Les quartzites sont finement cristallisés, à texture parallèle, de couleur jaune brun clair. Sur les faces de segmentation se trouvent des paillettes de mica blanc ; les grains de la roche sont entourés de pellicules de séricite imprégnés d'hydroxydes de fer. Au microscope, on constate que la roche est presque entièrement formée de grains anguleux de quartz, de moins d'un mm, séparés par des produits sériciteux et chloriteux. A l'intérieur des grains de quartz, on trouve de rares inclusions d'aiguilles de rutile. La masse de la roche est mouchetée de grains d'hématite.

Les phyllites sont de couleur gris verdâtre mais, par altération, elles deviennent jaunâtres. La roche est finement schisteuse. Au microscope, on constate que les phyllites sont constituées en grande partie par des paillettes de séricite qui forment des bandes parallèles et ondulées, associées à de rares porphyroblastes ou à d'étroites bandes de chlorite. La masse de la roche est chargée de matériel détritique, principalement du quartz et accessoirement des fragments de rutile et de tourmaline. De la poussière ou des grains de magnétite et d'hématite sont dispersés dans toute la masse de la roche.

L'apparition de la chlorite et de la séricite dans ces roches dévoniennes leur donne un faible caractère épizonal.

*Les granites* présentent des variétés qui peuvent être reconnues et individualisées par zones distinctes. Au N du massif, depuis la localité dénommée Geaferca Rusă jusqu'au S de la cote 312 de la colline Coșlugea, on trouve un granite de couleur rouge ; plus au S, les granites changent d'aspect et contiennent moins de feldspath rouge et une plus forte proportion de feldspath plagioclase blanc. A partir de la côte 330 vers le SW, il y



a une zone continue de granites blancs dans lesquels le feldspath potassique fait défaut. Au bord oriental du massif, apparaissent des faciès microgranitiques et aplitiques.

Parmi les granites du massif de Coşlugea, on peut distinguer les types suivants :

1. Le granite rouge micropegmatitique est développé dans la partie N du massif. A Geaferca Rusă, il ne vient au jour que dans quelques petites excavations; mais il est visible à partir de la Valea Stipanului vers le S, formant la moitié N de la colline Coşlugea. La limite orientale se montre dans la Valea Holoclu, au N de Valea Stipanului et sur la crête de la colline Coşlugea. Au S la limite des granites rouges est moins précise.

Les granites sont traversés dans la direction NW-SE par des filons de porphyres quartzifères (granitporphyre).

Le granite rouge est massif, à grain moyen, contenant rarement des cristaux de feldspath potassique d'une dimension de plus de 5 mm. La masse de la roche est formée en majorité de feldspath potassique rouge. On peut distinguer rarement des cristaux de feldspath sodique d'un blanc mat. L'élément coloré apparaît en petite proportion sous la forme de petits nids verdâtres de chlorite en pseudomorphose.

Au microscope, le granite à structure hypidiomorphe grenue, apparaît comme étant constitué par de rares cristaux de feldspath albitique (0—10% An.) primaire, à tendances d'idiomorphisme, et beaucoup de feldspath microperthitique, formé d'orthose sodique et d'albite, plus rarement d'orthose normal. La microperthite a cristallisé comme dernier élément du magma, en pénétrant par les fissures des autres éléments de la roche. On rencontre aussi de la microperthite idiomorphe mais, dans ses parties périphériques, elle présente, avec le quartz, des croissances granophyriques. Dans certains granites se montre de l'albite échiquetée (Schachbrettalbit), de nature secondaire, qui résulte d'un processus d'albitisation de la microperthite. On peut même distinguer des relictés de microperthite traversés par de petites veines d'albite et de chlorite, entourées de zones claires d'albite échiquetée. Celle-ci apparaît surtout dans les granites



qui ont subi des écrasements, les solutions pouvant circuler plus facilement dans les crevasses.

Le quartz apparaît sous forme de bipyramides fragmentées ou corrodées, les vides étant remplis par la microperthite. Une génération plus jeune de quartz se trouve en concrescence granophyrique avec la microperthite; le quartz se montre aussi de manière secondaire, en minces filons.

L'élément mélanocrate, en petite proportion, a été transformé en chlorite vert foncé, chargée de minerai de fer, épidote et parfois de calcite. On constate que cette chlorite provient de la transformation de la biotite. Comme minéraux accessoires, on trouve du rutile, du zircon, de l'apatite, de la magnétite, parfois de la fluorine, de la chlorite et de la calcite secondaire. L'ordre de cristallisation commence par la biotite et le quartz et finit par la microperthite.

Les analyses chimiques faites sur deux échantillons de granite rouge ont donné les résultats indiqués dans les tableaux I et II.

TABLEAU I

Granite rouge. Échant. 655

Geaferca Rusă

Analyste: M. SAVUL		D. 2,633																			
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74,91	1248	Magma granitique engadinitique (-rapakiwitique ?)																		
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,29	4																			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,96	118																			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,30	½16																			
FeO . . . . .	1,43	20		<i>si</i> = 438																	
MnO . . . . .	0,05	1		<i>al</i> = 41																	
MgO . . . . .	0,42	10		<i>fm</i> = 16,5																	
CaO . . . . .	0,61	11		<i>alk</i> = 38,5																	
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,47	40		<i>c</i> = 4																	
K <sub>2</sub> O . . . . .	6,46	69		<i>K</i> = 0,63																	
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,71		<i>mg</i> = 0,21																		
	100,61		<table border="0"> <tr> <td colspan="2" style="text-align: center;"><i>Norme</i></td> </tr> <tr> <td>Q . . . . .</td> <td>33,30</td> </tr> <tr> <td>or . . . . .</td> <td>38,30</td> </tr> <tr> <td>ab. . . . .</td> <td>20,96</td> </tr> <tr> <td>an. . . . .</td> <td>2,50</td> </tr> <tr> <td>di . . . . .</td> <td>0,46</td> </tr> <tr> <td>hy. . . . .</td> <td>1,96</td> </tr> <tr> <td>mt . . . . .</td> <td>1,86</td> </tr> <tr> <td>il . . . . .</td> <td>0,61</td> </tr> </table>	<i>Norme</i>		Q . . . . .	33,30	or . . . . .	38,30	ab. . . . .	20,96	an. . . . .	2,50	di . . . . .	0,46	hy. . . . .	1,96	mt . . . . .	1,86	il . . . . .	0,61
<i>Norme</i>																					
Q . . . . .	33,30																				
or . . . . .	38,30																				
ab. . . . .	20,96																				
an. . . . .	2,50																				
di . . . . .	0,46																				
hy. . . . .	1,96																				
mt . . . . .	1,86																				
il . . . . .	0,61																				
I. (3) 4.1".2(3)																					



TABLEAU II

Granite rouge. Échant. 595

Colline de Coşlugea

Analyste: M. SAVUL		D. 2,625	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74,23	1237	Magma granitique engadinitique (-rapakiwitique ?)
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,43	5	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,17	120	Norme
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,86	1/223	
FeO . . . . .	0,98	14	<i>si</i> = 447
MnO . . . . .	traces		
MgO . . . . .	0,09	2	<i>al</i> = 43
CaO . . . . .	0,40	7	<i>fm</i> = 14
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,56	41	<i>c</i> = 3
K <sub>2</sub> O . . . . .	6,54	70	<i>alk</i> = 40
HO— . . . . .	0,16		<i>K</i> = 0,63
HO+ . . . . .	0,56		<i>mg</i> = 0,05
	99,98		
			Q . . . . . 33,30
			or . . . . . 38,92
			ab. . . . . 21,48
			an. . . . . 1,95
			C. . . . . 0,20
			hy . . . . . 0,20
			mt . . . . . 2,09
			hm . . . . . 0,40
			il . . . . . 0,75
			I.(3)4.1.2(3).

On constate donc, qu'à une distance de trois km, le granite rouge présente la même composition.

D'après NIGGLI, les valeurs magmatiques montrent *fm* entre 9—16, *c* < 12, *al* > 40, *alk* > 30, *si* dans l'intervalle 400 ± 80, indiquant un magma engadinitique. En même temps, on constate une affinité pour les magmas rapakiwitiques aussi, les paramètres magmatiques étant rapprochés.

Le granite classique de type Rapakiwi, de Viborg, est connu comme ayant du feldspath potassique entouré d'une enveloppe d'oligoclase. Toutefois en Suède et en Finlande, à Viborg même, on rencontre des variétés plus acides, à paragenèse microperthite-quartz, contenant de la biotite fortement polychroïque et dépourvue d'amphibole. Ces types ont une grande extension. Contrairement au type classique, du point de vue chimique, ils contiennent une forte proportion de calcium, de magnésium et de fer. HOLMQUIST les considère comme rapakiwitiques (2). L'analyse des granites de cette espèce est presque identique à celle du granite rouge de Coşlugea. Tels sont les granites rapakiwitiques de Pyterlaks (Viborg) en Finlande, ou ceux de Pitkäranta, en Fin-



lande aussi (2). Même certains granites rapakiwitiques de l'Oural méridional ont une composition semblable. Tel est celui donné dans les tables de WASHINGTON (3) No. 141, p. 431, sous la notation I.(3)4.1".3. On constate donc que l'affinité du granite rouge de Coşlugea pour les granites rapakiwitiques est justifiée.

Si nous voulons comparer les granites de Coşlugea à d'autres roches de Dobrogea précédemment étudiées, nous devons penser, en premier lieu, au massif de Greci (4) comme étant le plus proche. Dans la communication préliminaire que D. ROMAN a faite sur la région de Boclugea (1), les granites de Coşlugea ont été considérés comme des types très semblables à ceux de Greci. En ce qui concerne les granites amphiboliques de Greci, nous constatons qu'ils diffèrent de ceux de Coşlugea autant par la présence de l'amphibole que par leur composition chimique: ils contiennent beaucoup plus de calcium (2.52% CaO); la teneur en alcalis est de 4.15% Na<sub>2</sub>O et 2,39% K<sub>2</sub>O.

Un autre granite du massif de Greci est le granite non micacé, d'un rose très clair, à microcline micropertithe, quartz allotriomorphe et muscovite, mais qui ne peut être identifié à celui de Coşlugea; il en diffère par ses caractères pétrographiques et par les rapports des alcalis, ayant 3.10% Na<sub>2</sub>O et 3.13% K<sub>2</sub>O. En général, les roches de Greci ont un rapport K : Na tout différent et la proportion de CaO beaucoup plus élevée.

En comparant le granite de Coşlugea aux roches de Camena, — en faisant abstraction du fait que ces dernières sont des porphyres et ont donc une autre structure — et en ne considérant que les minéraux constituants et leur composition chimique, c'est-à-dire le magma, on constate que les granophyres de Camena ont une composition chimique moyenne (5), proche de celle du granite de Coşlugea. Ce qui, du point de vue des minéraux constituants, autorise encore ce rapprochement, c'est que les granophyres aussi sont constitués par des feldspaths rouges, micropertithiques, généralement sodo-potassiques ou de l'orthose. L'albite échiquetée apparaît rarement. On trouve aussi des groupements granophyriques. Les porphyres filoniens microgranitiques à biotite s'en rapprochent aussi fortement par leur composition chimique. Parmi les éléments constituants de ces derniers, on trouve du feldspath rouge anorthose, du quartz à formes granophyriques, de la bio-



tite de couleur foncée, presque noire. On voit donc, qu'aussi bien du point de vue chimique que de celui des minéraux constituants, le granite rouge de Coşlugea est comparable aux porphyres de Camena. Les roches des massifs de Greci ou Iacobdeal ont un autre caractère.

2. Les granitites du massif de Coşlugea présentent deux variétés :

a) La première est constituée par un faciès moins acide que les granites rouges, qui se développent à la partie moyenne et S de la colline de Coşlugea. La couleur de ces granites n'est pas homogène et présente des nids roses ou d'un blanc verdâtre. Ils ont un grain moyen. Au microscope, ils présentent une structure grenue hypidiomorphe. Comme éléments leucocrates constituants apparaissent le feldspath plagioclase albitique à tendance idiomorphe, finement maclé et imprégné d'une poussière micacée secondaire, de la micropertithe constituée par de l'orthose sodique et un peu d'albite (6% An.) et du quartz.

La période de cristallisation de la micropertithe a commencé avant celle du quartz mais a continué après celle-ci. Comme élément coloré apparaît une biotite de couleur vert brun foncé, uniaxe, généralement transformée en cette même chlorite verte que l'on trouve dans les granites micropegmatitiques. La chlorite et la biotite contiennent des inclusions d'apatite, des minerais de fer, quelques granules d'épidote et des auréoles polychroïques. Parfois, au bord des granules de micropertithe, on observe le phénomène d'albitisation.

L'analyse chimique a donné les résultats notés dans le tableau III.

Par comparaison avec les autres massifs de la Dobrogea, on constate que ce granitite n'a pas d'équivalent dans la série du granite amphibolique—tonalite qui constitue la majeure partie du massif de Greci ; mais on pourrait le rapprocher des types granitiques de la série gabbro—granite non micacé du nord du massif de Greci. On trouve aussi quelques ressemblances avec certains porphyres de Camena.

b) La seconde variété de granitite, peu répandue, se trouve seulement au fond de la vallée Cuanâc et en quelques points situés à 1 km environ vers le SW de la cote 330. Ce granitite,



TABLEAU III

Granitite. Échant. 542

Colline de Coşlugea

Analyste: M. SAVUL		Magma granitique aplitegranitique (engadinitique)	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72,90	1215	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,29	4	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,59	113	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,07	1/2 13	
FeO . . . . .	1,18	16	
MnO . . . . .	traces		
MgO . . . . .	0,08	2	<i>si</i> = 420
CaO . . . . .	0,46	8	<i>al</i> = 46
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,97	64	<i>fm</i> = 10
K <sub>2</sub> O . . . . .	5,16	55	<i>alk</i> = 41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,19	1	<i>c</i> = 3
H <sub>2</sub> O— . . . . .	0,13		<i>K</i> = 0,45
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	1,26		<i>mg</i> = 0,06
	100,28		
			Norme
			Q . . . . . 29,10
			or . . . . . 30,58
			ab . . . . . 33,54
			an . . . . . 1,28
			C . . . . . 0,96
			hy . . . . . 0,86
			mt . . . . . 1,62
			il . . . . . 0,61
			ap . . . . . 0,35
			I."4.1.3



Fig. 1. — Granitite de Coşlugea. Nicols croisés. × 30



presque entièrement dépourvu de feldspath rouge, est plus riche en biotite, ce qui lui donne une couleur grise. La roche présente un grain moyen.

Au microscope (fig. 1), la roche apparaît comme ayant une structure grenue hypidiomorphe, étant constituée par de l'oligoclase acide à structure zonaire (centre 15% An., l'extérieur 8% An), avec tendance d'idiomorphisme; parfois de l'orthose comme microperthite allotriomorphe.—hypidiomorphe avec de rares débuts d'albitisation. Le quartz apparaît soit sous forme de cristaux bi-pyramidés, soit xénomorphe. La biotite brune, presque opaque selon  $N_g$ , présente rarement des commencements de chloritisation. Accessoirement on trouve du sphène, du zircon, de l'apatite et de l'épidote.

L'analyse chimique de ce granitite a donné les résultats contenus dans le tableau IV.

TABLEAU IV.

Granitite. Échant. 585

Colline de Coşlugea

Analyste: M. SAVUL		D. 2,674			
SiO <sub>2</sub> . . .	71,74	1196	Magma granitique engadinitique (rapakiwitique?)		
TiO <sub>2</sub> . . .	0,43	5			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	14,30	137	<i>si</i> =367  <i>al</i> =42 <i>fm</i> =18 <i>c</i> <sub>°</sub> =8 <i>alk</i> =32  <i>K</i> =0,45 <i>mg</i> =0,34  I."4.2.3	<i>Norme</i> Q . . . 30,18 or . . . 26,13 ab . . . 28,82 an . . . 6,95 C . . . 1,02 hy . . . 3,45 mt . . . 1,86 il. . . . 0,76	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	1,20	1/215			<i>Modus</i> (vol.) Quartz . . . . 31 Orthose (micr.) . 47 Plagioclase . . 18 Biotite . . . . 3,5 Épidote. . . . } Sphène . . . . } 0,5 Apatite . . . . } Zircon . . . . }
FeO . . .	1,71	24			
MnO . . .	traces				
MgO . . .	0,79	20			
CaO . . .	1,40	25			
Na <sub>2</sub> O . . .	3,44	57			
K <sub>2</sub> O . . .	4,42	47			
H <sub>2</sub> O — . . .	0,12				
H <sub>2</sub> O+ . . .	0,84				
	100,12				

Parmi les analyses des roches de Dobrogea, on ne trouve pas d'exemples semblables.

3. Les faciès marginaux du granite de Coşlugea sont finement grenus (fig. 2). Quand l'action d'albitisation n'a pas eu grand effet sur eux, ils sont de couleur rose. Leur structure



est panalotriomorphe allant jusqu'à la structure microgranitique (grenue hypidiomorphe). Par exception, on rencontre un phéno-cristal de feldspath potassique. Il entre dans la constitution de la roche, du quartz isométrique rarement en concrescence granophyrique avec l'orthose-microperthite qui est le feldspath prédominant dans la roche. Le plagioclase albitique primaire n'apparaît qu'en petite proportion. La biotite, généralement chloritisée, n'apparaît guère que comme élément accessoire.



Fig. 2. — Granite de Coșlugea, facies marginal. Nicls crsisés.  $\times 30$

Dans certaines de ces roches, le feldspath microperthitique a été plus ou moins albitisé. A la suite de cette substitution, la roche a perdu sa coloration rose due au feldspath potassique, et a pris une couleur blanche.

L'analyse chimique d'une roche à caractère aplitique, de couleur rose, prise dans une apophyse qui apparaît à quelques di-

zaines de mètres du point de contact E du granite, nous a donné les résultats du tableau V.

TABLEAU V

Faciès marginal. Échant. 530

Colline de Coşlugea

Analyste: M. SAVUL		Magma granitique aplitogranitique		
SiO <sub>2</sub> . . .	76,39	1273		
TiO <sub>2</sub> . . .	0,25	3		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	12,32	121		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	1,36	½16	si=476	
FeO . . .	0,45	6		
MnO . . .	traces			
MgO . . .	0,12	3	al=45,3	Q . . . . . 34,56
CaO . . .	0,44	8	fm= 9,4	or . . . . . 35,03
Na <sub>2</sub> O . . .	3,13	50	c= 3	ab . . . . . 26,20
K <sub>2</sub> O . . .	5,94	63	alk=42,3	an . . . . . 2,22
H <sub>2</sub> O . . .	0,50		K= 0,55	hy . . . . . 0,30
	100,90		mg= 0,12	mt . . . . . 0,70
				hm . . . . . 0,80
				il . . . . . 0,46
				I.(3)4.1".3.
				Quartz . . . . . 33
				Microperthite . . . 59
				Plagioclase . . . 4,5
				Biotite . . . . . 3
				Magnétite . . . . 0,5

Par comparaison avec les autres massifs de Dobrogea, nous constatons que chimiquement cette roche aplitique est proche du granite de Popina Mare, des granites de Măcin et de certains porphyres de Camena. Parmi les roches du massif de Greci, on n'en a pas décrit de semblables.

4. Les granites blancs occupent une zone d'une certaine étendue au SW de la cote 330 et quelques points du massif. Ces granites ont généralement un grain moyen, avec parfois des cristaux de plagioclase de plus de 5 mm de longueur. Le feldspath rouge ou le diopside verdâtre sont très rares.

Au microscope la roche montre une structure hypidiomorphe grenue; elle est constituée de plagioclase idiomorphe, généralement albitique (5% An.), parfois plus basique, à structure zonaire, le centre étant formé d'oligoclase-andésine et le bord d'albite-oligoclase. Les parties internes sont chargées de produits secondaires (épidote et zoïsite), les parties marginales sont plus claires. En dehors des cristaux idiomorphes de plagioclase, séparés du magma avant le quartz, apparaît de l'albite allotrio-



morphe qui l'entoure et pénètre par tous les interstices des autres éléments sous forme d'albite échiquetée (fig. 3). Même l'albite idiomorphe est entourée par ce dernier mais elle a une autre orientation. Le quartz apparaît soit bipyramidé avec des corrosions remplies d'albite échiquetée, soit en concrescence granophyrique avec ce dernier. L'élément mélanocrate a plutôt un caractère accessoire, se présentant comme diopside, rarement avec des commencements de transformation en amphibole fibreuse. En



Fig. 3. — Granite albitisé, de Coşlugea. Au centre, un cristal d'albité échiquetée (Schachbrettalbit) allotriomorphe. Nicols croisés.  $\times 30$

association on trouve du sphène, de l'apatite, parfois de l'épidote et rarement de calcite secondaire. En ce qui concerne ces granites, il convient de remarquer l'absence totale ou presque totale des feldspaths potassiques.

L'analyse chimique de ce granite blanc nous a donné les résultats notés dans le tableau VI.

TABLEAU VI

Granite blanc. Échant. 534

Colline de Coşlugea

Analyste: M. SAVUL		Magma dioritique trondhjemitique	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72,66	1211	
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,57	7	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,43	141	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,82	½10	<i>si</i> = 357
FeO . . . . .	0,38	5	
MnO . . . . .	traces		<i>al</i> = 42
MgO . . . . .	0,69	17	<i>fm</i> = 9
CaO . . . . .	2,54	45	<i>c</i> = 13
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,94	112	<i>alk</i> = 36
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,82	9	
H <sub>2</sub> O— . . . . .	0,15		<i>K</i> = 0,07
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0,63		<i>mg</i> = 0,53
	100,63		
			<i>Norme</i>
			Q . . . . . 24,18
			or . . . . . 5,00
			ab . . . . . 58,69
			an . . . . . 5,56
			di . . . . . 3,67
			wo . . . . . 0,70
			ti . . . . . 0,39
			hm . . . . . 0,80
			il . . . . . 0,76
			I".4.(1)2."5

L'analyse chimique vérifie l'absence des feldspaths potassiques et l'abondance des feldspaths sodiques. Le rapport entre Na<sub>2</sub>O : K<sub>2</sub>O est extrême et la quantité de 2.54% Ca est beaucoup plus élevée que pour toutes les autres roches granitiques du massif.

Selon leur composition chimique, ces roches ressemblent aux trondhjemitites du massif éruptif Opdal-Inset de Norvège (6), qui sont de couleur blanche, constituées par un feldspath riche en sodium et du quartz, le potassium y jouant un rôle insignifiant. L'élément coloré de ces roches est le diopside. Le feldspath plagioclase des trondhjemitites est zonaire, parfois à récurrences, le centre ayant 20—30% An., et le bord diminuant à 10% (moyenne 16%). Quant au granite blanc de Coşlugea, il a du feldspath généralement albitique, moins souvent plagioclase à structure zonaire (30—10% An.).

GOLDSCHMIDT explique la formation des trondhjemitites de Norvège par une différenciation gravitative des cristaux de biotite, laissant en échange un magma pauvre en potassium et en éléments noirs (6).

En ce qui concerne les granites blancs de Coşlugea, nous croyons que leur genèse est différente, étant due à un processus



secondaire d'albitisation beaucoup plus intense que dans d'autres parties de la Dobrogea (7, 8).

La forme allotriomorphe de l'albite échantillonnée des granites blancs, présentant l'aspect d'un élément de consolidation tardive, correspond en tout à la forme que possède la microperthite du granite de Coşlugea. On y rencontre aussi des concrécences



Fig. 4. — Granophyre albitisé de Coşlugea. Nicols croisés.  $\times 30$

granophyriques comme pour la microperthite. On voit donc, qu'à la suite de la consolidation de la roche, une substitution du feldspath potassique par l'albite a eu lieu. C'est pourquoi, tout en ayant la même composition, les granites blancs ne peuvent être considérés comme trondhjemites.

D'autres roches, telles que celles à faciès aplitique ou même les porphyres quartzifères, ont aussi été substituées, ce qui leur a donné une couleur blanche (fig. 4).

Des roches semblables qui doivent être considérées comme provenant de l'albitisation, existent aussi dans le massif de

Greci. D. ROMAN a décrit des roches (4) dans lesquelles la seconde génération de plagioclase est constituée par l'albite échiquetée. Ce sont : le granite à diopside, un faciès marginal de granite non micacé de Greci, un faciès marginal microgranulitique du granite à amphibole, les plagiaplites, etc. Dans un même filon de microgranulites, on voit, au bord, de l'orthose microperthitique, tandis que le milieu du filon est totalement dépourvu de feldspath potassique qui est remplacé par de l'albite échiquetée à 5% An. L'analyse des roches de cette espèce montre une très petite proportion de  $K_2O$  par rapport à celle de  $Na_2O$ .

D. ROMAN incline à admettre plutôt une formation primaire de cette sorte d'albite. Nous croyons qu'elle s'est formée par la substitution de la microperthite, car on connaît des cas de substitutions partielles même dans des conditions hydrothermales, par exemple dans les porphyres quartzifères de Consul (8).

Les granites blancs du massif de Coşlugea semblent résulter surtout de la transformation des granites à plagioclase ainsi que de certains termes granodioritiques plus basiques car, dans certains granites blancs, on trouve des feldspaths zonaires ayant au centre jusqu'à 30% An. et même parfois des relictés de hornblende.

Dans les roches blanches, la biotite fait défaut ; en revanche, on y rencontre des particules de diopside. Comme ce dernier n'apparaît que dans les granites blancs, on peut se demander s'il n'est pas apparu comme minéral secondaire après la disparition de la biotite. On connaît des phénomènes d'endomorphisme grâce auxquels le diopside a pu se former.

*Les porphyres quartzifères* sont très répandus et non seulement dans l'intérieur du massif, mais aussi dans les parties marginales, sous forme de filons que l'on peut suivre parfois sur plusieurs centaines de mètres.

On peut distinguer, à l'œil nu, plusieurs espèces de porphyres :

1. Les porphyres rouges, rugueux, contiennent des phénocristaux de feldspath potassique rouge, atteignant 5—6 mm de longueur, du quartz bipyramidé et des sphérolites de couleur rouge de 1 à 2 mm de diamètre. Dans la masse fon-



damentale, de couleur rougeâtre, on aperçoit par places, des nids noir verdâtre.

Au microscope, on distingue une structure porphyrique holocristalline. Les phénocristaux de quartz bipyramidé sont ronds et corrodés magmatiquement, rarement maclés, à axes presque parallèles (macle de la Gardette). Autour des cristaux de quartz se sont formées des auréoles de fibres rayonnantes, constituées par du feldspath potassique et du quartz. Parfois, ces fibres forment des pseudosphérolites ou des axiolites qui se résolvent parfois vers l'extérieur en concrescences granophyriques. Les phénocristaux d'orthose ou d'orthose sodique, ont souvent un caractère perthitique, probablement acquis de manière secondaire et dû à un commencement d'albitisation. Des auréoles de fibres et des pseudosphérolites se sont aussi formées autour des phénocristaux de feldspath. Le plagioclase (10—15% An.) se montre rarement, sous forme de cristaux ronds ou corrodés. On observe très rarement des pseudomorphoses de chlorite, probablement selon la biotite.

Pour les porphyres rouges, les formations sphérolitiques constituent la majeure partie de la masse. En se touchant, elles ont pris des contours polygonaux. Les interstices sont remplis par une masse microcristalline de feldspath potassique, de quartz et de chlorite secondaire. Ce sont les voies par lesquelles ont pu circuler plus facilement les solutions qui ont produit, en dehors de la chlorite, un grand nombre de grains d'albite de néoformation. Ces parties correspondent aux nids noir verdâtre, à aspect de corne, qui sont visibles à l'œil nu.

Dans certains granophyres, les formations sphérolitiques font presque défaut; en échange, la masse fondamentale est constituée de granulations à structure granophyrique.

Comme éléments accessoires, on trouve du zircon, de l'apatite, puis de l'hématite idiomorphe ou en poussière répandue dans la masse du feldspath potassique ou dans les sphérolites. Accidentellement, dans le porphyre granophyrique de Geaferca Rusă, on trouve aussi de la fluorine.

L'analyse d'un échantillon de porphyre rouge prélevé dans la partie occidentale de la colline de Coşlugea nous a donné les résultats indiqués dans la tableau VII.



TABLEAU VII

Porphyre quartzifère. Échant. 535

Colline de Coslugea

Analyste: M. SAVUL		D. 2,408																			
SiO <sub>2</sub> . . . . .	75,80	1263	Magma granitique engadinitique																		
TiO <sub>2</sub> . . . . .	traces																				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,44	122	<table border="0"> <tr> <td><i>si</i> = 451</td> <td><i>Norme</i></td> </tr> <tr> <td><i>al</i> = 43</td> <td>Q . . . . . 33,00</td> </tr> <tr> <td><i>fm</i> = 15</td> <td>or . . . . . 37,00</td> </tr> <tr> <td><i>c</i> = 1</td> <td>ab. . . . . 24,63</td> </tr> <tr> <td><i>al</i> = 41</td> <td>an. . . . . 0,83</td> </tr> <tr> <td></td> <td>C . . . . . 0,82</td> </tr> <tr> <td><i>K</i> = 0,6</td> <td>hy. . . . . 1,92</td> </tr> <tr> <td><i>mg</i> = 0,24</td> <td>mt . . . . . 1,86</td> </tr> <tr> <td></td> <td>I.(3) 4.1.'3</td> </tr> </table>	<i>si</i> = 451	<i>Norme</i>	<i>al</i> = 43	Q . . . . . 33,00	<i>fm</i> = 15	or . . . . . 37,00	<i>c</i> = 1	ab. . . . . 24,63	<i>al</i> = 41	an. . . . . 0,83		C . . . . . 0,82	<i>K</i> = 0,6	hy. . . . . 1,92	<i>mg</i> = 0,24	mt . . . . . 1,86		I.(3) 4.1.'3
<i>si</i> = 451	<i>Norme</i>																				
<i>al</i> = 43	Q . . . . . 33,00																				
<i>fm</i> = 15	or . . . . . 37,00																				
<i>c</i> = 1	ab. . . . . 24,63																				
<i>al</i> = 41	an. . . . . 0,83																				
	C . . . . . 0,82																				
<i>K</i> = 0,6	hy. . . . . 1,92																				
<i>mg</i> = 0,24	mt . . . . . 1,86																				
	I.(3) 4.1.'3																				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,29	1/216																			
FeO . . . . .	1,02	14																			
MnO . . . . .	0,03	1																			
MgO . . . . .	0,41	10																			
CaO . . . . .	0,14	3																			
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,88	47																			
K <sub>2</sub> O . . . . .	6,42	68																			
H <sub>2</sub> O— . . . . .	0,12																				
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0,56																				
	101,11																				

La composition chimique de ce porphyre rouge coïncide avec celle des granites rouges, montrant qu'ils proviennent du même magma.

Des roches semblables, de Camena, ont été décrites par M. CĂDERE.

2. Les porphyres noirs ont un aspect de corne et sont généralement presque dépourvus de phénocristaux. Au microscope, on constate que les phénocristaux sont de même nature que ceux des porphyres rouges, mais n'ont pas d'auréoles fibreuses. Les formations sphérolitiques sont à peu près absentes. La roche est presque entièrement formée d'une masse fondamentale microcristalline allotriomorphe, pareille à celle qui forme les nids noir verdâtre des porphyres rouges. On y rencontre aussi de petits filons de quartz.

3. Les porphyres albitisés sont compacts, de couleur blanche et ressemblent à première vue aux quartzites. A l'œil nu, on distingue des phénocristaux de feldspath qui ressortent en évidence par l'éclat des surfaces de clivage. Dans la masse fondamentale apparaissent par place de petits nids de chlorite.



Parmi les phénocristaux apparaît le quartz bipyramidé, l'albite maclée polysynthétiquement selon les lois de l'albite et péri-cline et du feldspath potassique, substitué presque entièrement par de l'albite de néoformation, à structure en échiquier (fig. 4). Les formations sphérolitiques, étant albitisées, sont plus limpides. La masse fondamentale est formée d'une association de grains allotriomorphes dans laquelle entrent de l'albite et du quartz. Accessoirement on trouve des nids de chlorite à structure sphérolitique et des grains d'épidote.

*L'auréole de contact* ne s'est développée que dans le voisinage immédiat du contact.

1. Les quartzites dévoniens ont été recristallisés jusqu'à former des quartzites blancs, à aspect saccharoïde, à grain fin. Au microscope, ils apparaissent comme formés de grains à contours polygonaux de quartz, parfois d'orthose ou d'albite, avec comme éléments accessoires, de la chlorite et des lamelles de séricite.

Les quartzites sont traversés par des filons microscopiques d'albite et contiennent parfois des minéralisations d'oligiste.

2. Les phyllites dévoniennes ont donné naissance à une série de cornéennes parmi lesquelles nous mentionnons :

a) Des cornéennes à diopside, rubanées, à couches alternantes, verdâtres, blanc rosé, blanches, parfois rouge brun (grenat). Au microscope, on aperçoit des couches à structure hornfelsitique, constituées par du quartz, un peu d'oligoclase, beaucoup de biotite de couleur brun olive, criblée de grains de quartz, de la magnétite et du diopside.

Les couches à cristallinité plus prononcée contiennent de l'orthose trouble, diopside vert, quartz, chlorite et de la hornblende accessoire.

b) Les cornéennes à amphibole, compactes, denses, d'un vert cendré, à aspect de diabase aphanite. Au microscope, on distingue dans ces roches de la hornblende allotriomorphe à tendances d'allongement prismatique, régulièrement répartie. Les caractères de cette hornblende sont  $ng : c = 21^\circ$ ,  $ng = \text{vert}$ ,  $nm = \text{vert jaune}$ ,  $np = \text{jaune pâle}$ . D'autres fois, la roche est formée d'amphibole fibreuse, d'un vert bleu pâle, ayant  $ng : c = 19^\circ$ . En



association apparaissent de l'épidote, quelques petits cristaux de grenat, un peu de quartz et des relicttes de plagioclase.

c) Des phyllites quartzitiques se sont transformées en cornéennes

de couleur vert clair, à petites taches vertes, constituées par une masse microcristalline de quartz à laquelle s'ajoutent des particules ou des agglomérations de diopside, de grenat et d'épidote.

Dans la formation des diverses cornéennes, les phyllites ont pu fournir le matériel nécessaire à la formation des micas, mais il est probable que la quantité plus élevée de magnésium nécessaire pour la formation de l'amphibole et du diopside est due au magma.

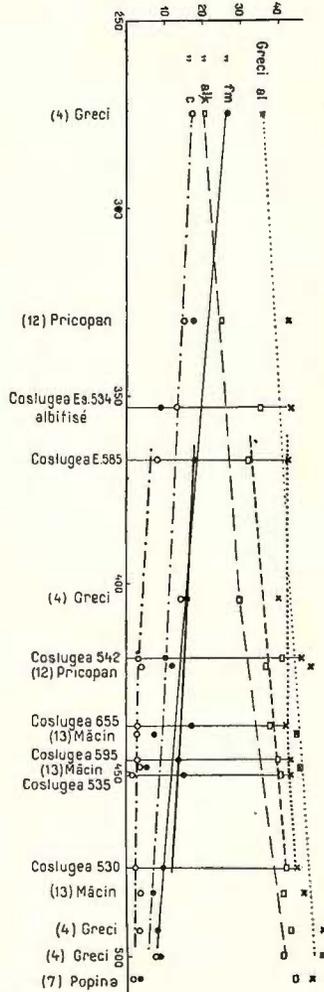


Fig. 5

*Observations générales.* Des analyses des roches de Coşlugea, on déduit que dans ce massif on ne trouve que la partie acide d'une série de différenciations,  $\text{SiO}_2$  variant de 71,74 à 76,39% et les valeurs magmatiques  $si$  de 357 à 476.

Pour la même valeur de  $si$ , les roches de Coşlugea ont une teneur moindre en calcium que celles de Greci. Le granite non micacé fait exception mais il est très acide ayant  $si = 500$ . De ce point de vue, les roches de Camena ressemblent à celles de Coşlugea.

Les roches de Coşlugea sont caractérisées par une teneur plus élevée en potassium par rapport au sodium. Jusqu'à présent les porphyres de Camena étaient considérés comme les roches les plus potassiques, le rapport  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$  étant compris entre



4 : 5 et 12 : 1, tandis que les autres roches de Dobrogea atteignent à peine 5 : 4 (5). M. CĂDERE a montré que les porphyres de Camena font partie du faciès potassique du grand bassin magmatique de Dobrogea. Les granites de Coşlugea, à l'exception de ceux qui sont secondairement albitisés, montrent un rapport  $K_2O : Na_2O$  supérieur à 5 : 4, s'encadrant ainsi, comme les roches de Camena, dans le faciès potassique de la Dobrogea.

La variation de la composition chimique des roches de Coşlugea est continue, le massif étant constitué par une succession de roches différenciées graduellement aux dépens du même magma. La notation des roches montre cette continuité :

Echant. 595 . . . . .	I.(3)4.1.2(3)
655 . . . . .	I.(3)4.1".2(3)
535 . . . . .	I.(3)4.1."3
530 . . . . .	I.(3)4.1."3
542 . . . . .	I."4.1.3
385 . . . . .	I."4.2.3

Le diagramme de différenciation de NIGGLI pourrait ne pas être très concluant car la projection des roches de Coşlugea se trouve à l'extrémité de droite, où les diagrammes sont moins caractéristiques. Toutefois, si nous faisons une comparaison entre ces dernières et les roches du massif de Greci, nous constatons que les roches de Coşlugea sont caractérisées par plus d'alcalinité, la différence *al-alk* étant beaucoup plus petite (fig. 5).

En ce qui concerne le diagramme *K-mg* (fig. 6), il convient de remarquer qu'il est possible que ce diagramme ne soit pas d'une rigueur absolue car le magnésium a joué un rôle évident dans les actions hydrothermales. Comme les proportions de magnésium sont généralement petites ces actions secondaires n'ont pu influencer — sans changer toutefois le caractère du diagramme — que par un léger déplacement des valeurs *mg*.

En passant dans le diagramme (fig. 6) les valeurs *mg* et *K* des roches de Greci et Camena <sup>1)</sup> à côté de celles de Coşlugea, on constate que ces dernières tombent plutôt dans le champ

<sup>1)</sup> Les valeurs magmatiques pour Greci et Camena sont empruntées à STRECKEISEN (10) qui les avait calculées sur les analyses exécutées par MM. CĂDERE (5) et PAMFIL (4); celles concernant le Pricopan appartiennent à M. D. GIUŞCĂ.



des roches de Camena, faisant le passage vers celles de Greci, se trouvant même sur une axe commune NW-SE, caractéristique des différenciations alcalicalciques.

Ces observations tendent à faire admettre l'existence, à Coşlugea, d'une différenciation à partir d'un magma partiel autre que celui de la série principale granodioritique de Greci, mais provenant tous deux d'un magma primordial commun.

Du point de vue des minéraux constituants, ce qui frappe à Coşlugea, c'est l'absence de la microcline si fréquente dans les autres massifs granitiques situés plus à l'W : Greci, Pricopan, Măcin, Iacobdeal, ainsi que le long de l'anticlinal à noyaux éruptifs Bugeac-Sarâcumluc (4). Le quartz est, en général, privé de cataclases. On ne trouve de la hornblende qu'accidentellement. On voit donc que les minéraux constituants aussi donnent au massif de Coşlugea un caractère particulier.

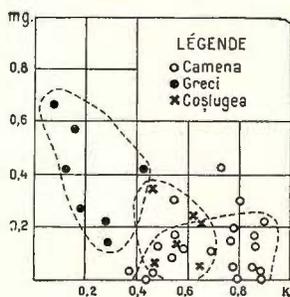


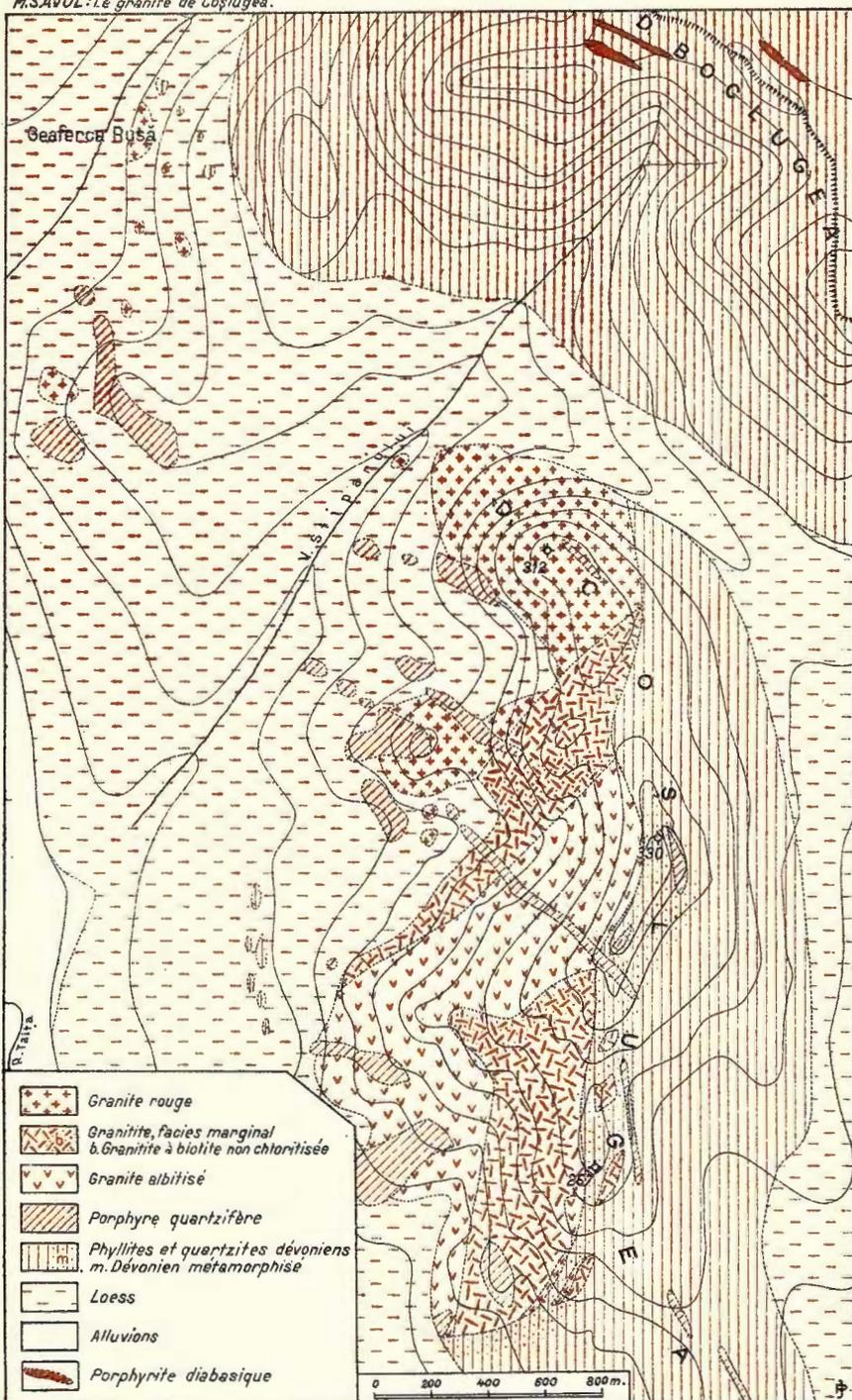
Fig. 6

En tenant compte des données des cartes levées par D. ROMAN (4) et SAVUL, il résulte que le massif de Coşlugea est situé au milieu d'une étroite zone anticlinale de direction NNW-SSE, située le long des vallées Luncaviţa et Taiţa. Selon la carte de D. ROMAN, le flanc occidental de l'anticlinal est recouvert par des couches de Carapelit. Le flanc oriental, d'après la carte levée

par SAVUL, est limitée tectoniquement par des formations triasiques. Le massif granitique apparaît comme une boutonnière au milieu des couches dévoniennes. La résistance du noyau de granite a influencé la tectonique ultérieure des formations triasiques de l'E qui ont été forcées d'entourer le massif.

Le massif de granite est traversé par des filons de porphyre à direction NW-SE. On peut les suivre aussi en dehors du massif, dans les couches dévoniennes situées au SE de Islam-Geferca et à Lozova. Plus à l'Est, apparaît la grande masse de porphyres quartzifères entre Meidanchioi et Consul. Le faciès des porphyres varie en quelque mesure et peut contenir des concrescences micropegmatitiques et de la fluorine à l'extrémité





NW du massif de granite, tandis qu'à Consul, on trouve des porphyres dévitrifiés à perlites. Les porphyres de Coşlugea et de Consul représentent le même magma, consolidé dans des conditions hypabyssale ou effusive.

D'autre part, l'analyse chimique montre l'identité chimique des porphyres avec le granite de Coşlugea. Les porphyres correspondent à des restes magmatiques, du genre de ceux qui ont donné naissance au granite rouge ; ils ont été injectés après la consolidation de la masse principale de granite. Les porphyres de Coşlugea qui contiennent du micropegmatite et de la fluorine, peuvent être considérés comme un faciès syngénétique d'une partie du granite rouge.

Etant donné que les porphyres de Consul-Meidanchioi ont été considérés comme étant d'âge triasique, les porphyres filoniens pourraient avoir le même âge ; quant aux granites rouges auxquels ils sont liés génétiquement, on ne peut apprécier leur âge au-delà du Permien. Les porphyres filoniens ayant la même composition que le granite rouge, nous supposons que le granite rouge pourrait constituer le foyer volcanique des effusions de porphyres triasiques.

Comme le granite rouge est lui-même traversé en partie par les porphyres, nous devons supposer qu'un même magma, de même composition, qui n'a pu se différencier, se trouvait encore plus au fond, où il est demeuré comme résidu jusqu'au Trias. A de plus grandes profondeurs, des différenciations basiques ont pu se conserver ainsi plus longtemps encore dans le bassin de la Dobrogea et ont alimenté plus tard les éruptions de diabases.

Etant donné ce que l'on sait présentement, il semble que le faciès sodique s'est différencié vers l'W, le faciès potassique vers l'E du laccolite principal granodioritique de Greci. Si les intrusions granitiques commencent dans le Carbonifère et on trouve des restes magmatiques jusque dans le Trias, dans cette partie de la Dobrogea où le caractère potassique s'accroît, nous aurons la possibilité de trouver des granites à chimisme acide rapakivitique, dans des laccolites d'âge différent, et aussi les porphyres quartzifères correspondants. Donc, les granites rouges qui se trouvent dans les conglomérats situés sous les couches triasiques de Camber près de Babadag, semblables aux granites



de Coşlugea, doivent provenir d'un laccolite plus ancien et c'est grâce à l'érosion qu'ils sont parvenus dans ces conglomérats considérés par G. MURGOCI comme permien (11). Ces granites proviennent de laccolites qui ont été érodés puis recouverts par les dépôts triasiques et créacés qui sont si bien développés dans cette partie de la Dobrogea.

## BIBLIOGRAPHIE

1. D. ROTMAN (ROMAN). Regiunea Boclugea—Meidanchioi—Consul. Extrait des *Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, 1916.
2. P. I. HOLMQUIST. Studien über die Granite von Schweden. *Bull. of the Geol. Inst. of the University of Upsala*, Vol. VII, No. 13—14 (1904—1905), pag. 77—269.
3. H. ST. WASHINGTON. Chemical analyses of igneous Rocks. *Professional Paper*, 99. *U. S. Geol. Survey*, 1917.
4. D. ROTMAN (ROMAN). Masivul eruptiv dela Greci. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VII, 1913.
5. D. M. CĂDERE. Rocile eruptive dela Camena, Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.*, X.
6. V. M. GOLDSCHMIDT. Geol.-Petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondjem. *Videnskapsselskapets Skrifter*, I. *Mat.-Naturw. Klasse*, 1916, No. 2. Kristiania, 1916.
7. M. SAVUL. Granitul dela Popina-Mare, Dobrogea. *Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXI, 1932—1933.
8. — Porfirele cuarţifere din regiunea Meidanchioi—Consul. *Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. Rom.*, Vol. XXI.
9. — Erupţiunile de diabaze din Nordul Dobrogei (cu o hartă geologică *Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII, pag. 231—255.
10. A. STRECKEISEN. Asupra petrografiei Dobrogei. *Dări de seamă ale şedinţelor Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVIII, pag. 66.
11. G. MURGOCI. Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, 1912, pag. 307.
12. R. PASCU. Studii geologice şi miniere în jud. Tulcea (Dobroea). Bucureşti, 1904.

— M. MIRCEA D. ILIE. — Les calcaires tithoniques et aptiens des Monts Métallifères de Transylvanie.

Sur le versant oriental des Monts Métallifères, on distingue une série de blocs de calcaires tithoniques flottant sur le Flysch créacé inférieur. Ces affleurements de calcaires sont les « Kli-



ppen» de UHLIG et E. VADÁSZ. Dans le sens tectonique actuel, ils représentent les lambeaux de recouvrement de la nappe mésocrétacée des Monts Métallifères.

Les calcaires tithoniques ont été déterminés par HERBICH grâce à la faune de Lamellibranches et de Gastéropodes de Cetea. Si l'âge de ces calcaires est évident en ce qui concerne la zone principale Bedeleu-Necrilești et Piatra Ceții, l'âge tithonique est problématique lorsqu'il s'agit de tous les affleurements calcaires à l'E des Monts Métallifères. Ici, les lambeaux de recouvrement sont moins développés et leur relation avec le Flysch est moins claire. Puis on y trouve des intercalations subordonnées de calcaires dans la masse même du Flysch. C'est pourquoi un examen microscopique de ces calcaires d'âge et d'importance tectonique différents s'imposait.

Les examens micrographiques ont eu pour résultat les constatations suivantes :

1. Les calcaires tithoniques sont représentés en majeure partie par des calcaires zoogènes qui appartiennent au facies récifal et, dans une moindre proportion, par des calcaires appartenant au facies vaseux. Selon la structure des calcaires zoogènes-récifaux on distingue : des calcaires oolithiques, des calcaires zoogènes, des calcaires coralligènes et des calcaires à onchoïdes.

Outre les restes d'Echinides, de Lamellibranches et de Gastéropodes, on trouve des fragments de coraux et de nombreux Foraminifères (Miliolidées, Textularidées).

Les calcaires à onchoïdes contiennent des éléments de schistes sériciteux, de quartzites et de porphyrites et apparaissent près de la cordillère de Trăscău.

Le calcaire amorphe de Piatra Lungă contient des sections de *Calpionella alpina* LORENZ.

On trouve les calcaires tithoniques dans la zone principale de la nappe (Bedeleu-Necrilești), dans la zone des lambeaux de Dumbău-Brădișor-Vulcan-Strâmba, dans la zone des lambeaux externes et dans la zone des lambeaux satellites de Meteș.

2. Les calcaires aptiens gris-noirâtres sont riches en matériel détritique et en restes organiques roulés. Le caractère qui les distingue des calcaires tithoniques est la présence du genre *Orbitolina* et des algues calcaires (*Diplopora*).



La présence du genre *Orbitolina* constitue non seulement un caractère qui les distingue des calcaires tithoniques, mais c'est aussi un argument en faveur de l'âge aptien du complexe gréseux-schisteux de l'autochtone de la nappe mésocrétacée des Monts Métallifères.

### Séance du 2 juin 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. ȘT. CANTUNIARI. — *Etudes géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. Région de Rusca Montană.* (Communication préliminaire).

La région étudiée comprend la partie S du bassin du ruisseau Rusca, avec au centre la localité climatique de Rusca Montană (Dép. de Severin).

Le relief fortement accidenté et le climat très pluvieux impriment au bassin un régime torrentiel, déterminant une action érosive puissante et profonde.

Parmi les études géologiques antérieures, s'imposent celle de NOPCSA (3) et surtout celles de SCHAFARZIK (4, 5, 6). Nous devons à ce dernier un recueil précieux d'observations sur le terrain, mais à peine utilisables faute d'esquisses géologiques. Les cartes géologiques générales ou régionales, publiées par LOCZY (1) (1882), PAPP (7) (1915), et celles de la Société Géologique de Budapest (2) (1896) et de l'Institut Géologique Hongrois (15) (1933), manquent de détails et de précision.

Nos études, commencées dès 1924 par des prospections minières concernant les charbons et les minerais de fer, cuivre et argent (10, 13) de la région, ont été complétées ensuite par des relevés géotectoniques de détail, effectués annuellement par petites tranches dans le reste de la région. Il s'agissait d'éclaircir surtout les relations géotectoniques de l'important bassin mésozoïque de la partie S de Poiana Ruscă, avec le cristallin et l'éruptif du fondement.

Dans cette communication, nous nous proposons d'esquisser les premiers résultats des recherches réalisées jusqu'à présent.



**Géologie.** Si l'on jette un coup d'oeil sur la carte de la région, on y observe à la base, la présence des schistes cristallins, supportant un grand synclinal mésozoïque allongé WSW-ENE, de Caransebeș à Lunca Cernei. Des issues éruptives de la série banatique soulèvent en massif, transpercent en filons les dépôts précédents, ou s'y interstratifient en coulées de lave. La masse éruptive a exercé son action métamorphique sur une étendue considérable, influençant tous les sédiments paléo-mésozoïques de la région.

Nous n'insisterons pas sur les dépôts récents, qui appartiennent au Quaternaire.

Les schistes cristallins sont représentés par les termes considérés en général comme appartenant aux deux séries encore non horizontées: inférieure (à métamorphisme kata-mésozonal) et supérieure (à métamorphisme épizonal).

Les sédiments mésozoïques se rattachent au Jurassique supérieur et au Crétacé.

Dans le groupe des roches éruptives prédominent les granodiorites à types de différenciation, abyssiques-hipabyssiques et des porphyrites à tendance vers les types basiques, hypabyssiques et effusives.

Les *schistes cristallins* de la série inférieure, apparaissent au SE de la région. Limités au N par une ligne orientée NE, qui depuis le confluent de la vallée de Cocinele Mici avec la Bistra, à Zăvoi, se prolonge avec des sinuosités, par le confluent du ruisseau Losnișoara avec la Rusca (S de Rusca Montană), vers Lunca Cernei, ces schistes constituent toute la contrée jusqu'à la vallée de la Bistra.

Dans ce groupe prédominent les micaschistes, à intercalations de quartzites d'habitude micafères et à fréquentes apparitions gneissiques (vallées de: Petrinel, Fischer, Cața Mare, Măru-lui). Les dernières sont des orthogneiss à muscovite, à biotite ou à deux micas. On y rencontre ordinairement des schistes amphiboliques, parfois grenatifères et parfois des schistes biotitiques (Vallée Stârna Mărgănească).

Vers le NW, le groupe prend contact avec le bassin mésozoïque, par une zone étroite, plissée et même bréchifiée, de



gneiss et schistes chloriteux (Vallées de: Cocinele Mari, Petrinel, Fischer, le four à chaux de Rusca M<sup>o</sup>ntană, au S et SE du Vârful Ciocanul).

L'âge du complexe, parallélisé au « Groupe du Lotru » des Carpates Méridionales, reste encore problématique, les fossiles y faisant défaut.

Les schistes cristallins au N du bassin mésozoïque, appartiennent presque exclusivement au Cristallin vert (11, p. 76), chloriteux. Les schistes chloriteux y prédominent, avec des passages aux phyllades. Ils alternent avec des quartzites chloritifères. Des gneiss chloriteux affleurent souvent par minces filons et zones injectées. C'est dans ce groupe que l'on observe des intercalations, généralement concordantes, de calcaires cristallins, dont la distribution et la position par bandes suivies sur plusieurs kilomètres, les rangent toujours à la partie supérieure de la série. Aux endroits à métamorphisme plus profond, les calcaires sont accompagnés par des amphibolites et parfois des schistes talqueux (Valea Lupului), de préférence dans les zones minéralisées.

Tout le complexe disparaît vers le S, s'enfonçant sous l'aile N du bassin mésozoïque.

Discutant l'horizontation des calcaires, NOPCSA rappelle que LOCZY (3, p. 124) leur a attribué l'âge dévonien. Certaines corrélations du complexe à calcaires, avec celui du Făgăraş (9, p. 60) et de la Dobrogea, ainsi que des considérations stratigraphiques, nous ont incité dès le début de nos études, à leur attribuer le même âge.

Les influences du métamorphisme général paléozoïque (anté-carbonifère ?) se ressentent aussi dans ces schistes, d'une manière plus accentuée dans leur parties profondes. Nous leur devons la présence des injections à caractère acide, des roches granitiques, aplitiques, pegmatitiques et du quartz, distribués par zones assez larges, ainsi que la présence des marbres, des calcaires cristallins à silicates (biotite, épidote), des cornéennes à épidote, des schistes amphiboliques, des schistes talqueux, des micaschistes à grenats, des schistes et des cornéennes schisteuses à épidote et à biotite et des quartzites cristallins, parfois graphitiques.

Les mouvements orogéniques intenses surtout à la fin du Mésozoïque, aboutissent à la grande intrusion du magma bana-



tique, avec soulèvement en voûte allongée SW-NE du fondement cristallin, à plis transversaux NW-SE. Il en résultait la naissance dans la couverture cristallino-mésozoïque de nombreuses fissures, concordant avec les plis des schistes, aussitôt remplies par les apophyses magmatiques. Ce sont les filons porphyritiques, plus ou moins étroits, affleurants sur plusieurs kilomètres de longueur dans le Cristallin et le Mésozoïque locaux.

A vrai dire, les schistes cristallins déjà assez profondément métamorphisés, n'auront pas trop à subir de la part de l'intrusion crétacée. La séparation à l'aide du microscope des deux métamorphismes au point de vue pétrographique, constitue un problème de détail que nous traiterons à fond dans le travail définitif en préparation.

*Jurassique.* Après les schistes paléozoïques, la succession des dépôts sédimentaires présente une grande lacune, prolongée dans la région jusqu'au Jurassique. Nous attribuons au Tithonique les calcaires mésocristallins blancs, roses, grisâtres ou rougeâtres, récifaux, affleurant sur le versant N de la colline Păducelul (Valea Miclăuș), accompagnées de quartzites gris noir (jaspes recristallisés?) à leur base. Supportant la série crétacée, ils reposent sur le Cristallin vert, concordants (tectoniquement) ou discordants.

*Crétacé.* Les schistes noirs ou bruns et les grès calcaires apparaissant au N, tout près du village Polom (SE Ruschița), assis sur le Cristallin, peuvent appartenir au Crétacé moyen et même inférieur (?).

Suivent des conglomérats siliceux à éléments roulés de schistes cristallins, dans lesquels le quartz prédomine. Ils marquent le commencement de la transgression crétacée (Cénonomanien). Dans la série de ces conglomérats l'on observe, sur les bords N et S du bassin mésozoïque, une alternance répétée de bancs de conglomérats grossiers, épais de 2—5 m, avec des grès à types de transition, preuve des oscillations subies par le niveau de la mer. L'on y distingue, vers la partie supérieure, des bancs massifs ou plaqués d'un grès micafère, gris ou brunâtre siliceux, parfois marneux.



Ce complexe supporte deux bancs importants de calcaires organogènes, séparés par une intercalation d'environ 20 m d'épaisseur, de grès et de conglomérats. Le banc inférieur de calcaire dolomitique gréseux-mésocristallin, gris foncé à veines et nids blancs de calcite, montre l'influence des pressions; il est constamment bréchifié.

Dans le banc supérieur, le calcaire, plus compact, gris-noir, micafère, souvent bréccieux, est partiellement silicifié et contient une microfaune bathiale assez riche, renfermant des fossiles jurassiques remaniés. SCHAFARZIK y a reconnu, à Tincova et Peșterea (à l'W de la région), des Coralliaires: *Cladocora humilis* M. EDW. et HAIME (Turonien) et *Calamophyllia compressa* d'ORB. (Néocomien?) (4 pg. 105). Dans nos échantillons, provenant de différents affleurements de la région, le microscope distingue, outre de Nummulites, une microfaune représentée par des Foraminifères (*Orbitolines*), des plaques d'Équinides, Briozoaires, et même des *Caprotines* (?), probablement remaniées du fond du golfe crétacé. Ces sont les couches turoniennes de SCHAFARZIK.

Les grès qui les recouvrent, contiennent la faune caractéristique des Couches de Gosau, facies du Sénonien inférieur (Turonien supérieur?). Nous avons trouvé tout près du sommet de Tâlva Vântului, des blocs de ce grès remplis de fossiles, malheureusement très mal conservés et indéterminables (*Pecten* sp.). SCHAFARZIK y cite *Astarte* sp. et mentionne les mêmes couches fossilifères dans la vallée du Miclăuș.

Sur la série des conglomérats à éléments provenant des calcaires et du littoral cristallin avoisinant et les grès qui suivent, reposent des marnes rouges à *Rosalina Linnei*, ce qui confirme l'âge sénonien de ces couches (Maestrichtien?).

Elles supportent une alternance de grès plus ou moins calcaires et de marnes grises schisteuses, contenant une faible intercalation de schistes argileux à charbons (Dealul Măgura, Vallée de Spitzer, Vârful Ciocanului).

Vient ensuite une série de conglomérats plus ou moins grossiers et des grès souvent micafères, à ciment tufacé et alternant avec des tufs éruptifs à couleurs variées (gris ou verts tirant sur le noir) vers la partie supérieure. Plusieurs coulées de



laves porphyritiques se trouvent interstratifiées dans ce complexe. Les grès et les tufs supérieurs contiennent une flore relativement abondante, de marais. L'on trouve également des Palmacées (*Flabellaria longirhachis* UNG.) et des Crednériacées (*Credneria* sp.) (Vallées Losnișoara Mică, Poiana Lupului, Losnei, Capelei). Dans les mêmes grès on a aussi rencontré *Jurania hemiflabellata* TUSZON. Ce sont les témoins de l'installation du Sémonien supérieur, considéré comme Danien continental.

Une intercalation considérable de grès et de schistes argileux, dans la partie supérieure du complexe, contient une série de 6 couches de charbons, exploitées en partie par la société « Industries Minières du Banat ». Les charbons (lignite bruns) forment des dépôts limniques provenant des restes des plantes précitées. (10, 13). Les derniers sédiments représentent donc des dépôts continentaux d'eau douce.

Les couches supérieures du Danien qui les couvrent, ont le facies supérieur tufogène.

La destruction continue du complexe, dont les coulées de porphyrites se sont fragmentés en grands blocs ruiniformes, a engendré les dépôts considérables d'aggrégats porphyritiques bréchiformes, souvent gigantesques, parsemés sur les versants des vallées, ou entassés sur les gradins d'érosion.

*Les roches éruptives.* L'on distingue dans la région deux séries de roches éruptives. La première comprend les roches généralement acides, injectées en concordance ordinairement lit-par-lit, dans les schistes cristallins, à savoir: le quartz éruptif et les roches aplitiques, pegmatitiques et granitiques, que nous rattachons à la dernière phase de métamorphisme paléozoïque (carbonifère?).

A la deuxième série, celle des banatites, appartiennent: les granodiorites, abyssiques, intrusives, avec quelques termes de différenciation à facies marginaux porphyriques et les porphyrites filoniennes, hypabyssiques, avec les laves porphyritiques effusives. A cette série se rattache aussi la minéralisation de la région.

La première série de roches éruptives injectées, généralement admise comme provenant d'un magma granitique,



se rencontre dans le Cristallin inférieur, distribuée par zones assez larges, parallèles, concordant avec la schistosité. On trouve parmi ces roches: des aplites à grain fin, des pegmatites, des gneiss granitiques. Du métamorphisme général de profondeur, statique, par injections, exercé sur le sédimentaire quartzo-argileux, a résulté un complexe varié de roches métamorphiques, parmi lesquelles: des gneiss, gneiss ocellés, micaschistes, schistes à biotite, amphibolithes et cornéennes biotito-feldspathiques avec ou sans grenats, cornéennes amphibolo-feldspathiques (Vallée Stârna Mărgănească). C'est le métamorphisme analogue à celui constaté dans le Cristallin du Lotru.

Dans le Cristallin supérieur, visible dans la partie NW, N, NE de la région, à métamorphisme plutôt épizonal, l'influence des injections paléozoïques est relativement réduite, par zones plus dispersées, apparaissant surtout dans les parties inférieures de la couverture. On y rencontre aussi des gneiss, des aplites, et des pegmatites, concordantes avec la schistosité générale. L'influence puissante des pressions postérieures à leur venues, se manifeste surtout dans la zone de contact du Cristallin supérieur avec le Cristallin inférieur, étant marquée par des phénomènes kataclastiques très avancés.

Série banatitique. La roche de profondeur type est la granodiorite, qui affleure surtout dans la vallée supérieure de Losna (Pleșu) au WNW de Rusca Montană (vallées: Losna Mică, Losna Mare, Glăvan, Varnița, Cuții) et dans le Pârâul Lung du SW de Ruschița.

La roche, de couleur gris-blanc ou rose-vert, à texture massive, compacte, à grain gros ou moyen (2—4—6—mm en diamètre), présente une structure hypidiomorphe grenue, avec transition vers la structure porphyrique. Elle est composée de quartz (8—26%) et d'orthose (6—10%), et parfois de micropegmatite; les plagioclases (à 30—40% An) souvent zonés, prédominent (55—72%). La hornblende (8—16%) accompagnée ou non de biotite (0—11%), de magnétite (et de titanite) accessoires (1—1,5%) représentent les éléments colorés.

La roche se présente analogue aux granodiorites de Bocșa-Montană, étudiées par CODARCEA (14).



La granodiorite montre ordinairement des influences cataclastiques assez fortes, surtout vers le NW (Valea Varnița, Valea Cuții vers Dealul Cireș) et à l'W dans la crête Șeua Epei. Ces phénomènes sont plus faibles dans la crête Obârșia-Losna Mare.

Sous le facies porphyrique marginal, la roche paraît plus acide, à pâte grenue microcristalline quartzo-feldspathique, avec des passages à la structure cryptocristalline ou vitreuse.

De la même manière se présente aussi l'ensemble des filons porphyritiques, à direction généralement transversale (W-E ou NW-SE) par rapport à celle du massif granodioritique fondamental (SW-NE) et qui transpercent la couverture cristallino-mésozoïque.

Par l'analogie de leur composition minéralogique et de leur structure, ces roches se rapprochent de la granodiorite porphyrique, établissant la liaison avec les porphyrites des laves.

Ces dernières apparaissent en quatre coulées principales, séparées par des intercallations de grès et de conglomérats, tufogènes vers la partie supérieure du complexe considéré danien.

La première coulée de lave porphyritique, d'environ 40 m épaisseur en moyenne, est la plus étendue. Elle constitue les calotes des crêtes Șeua Epei, Dealul Negru et Dealul Cireșu, et réapparaît au Nord dans la crête Păducelul. Cette coulée affleure ensuite au Sud, sur les versants, près du thalweg de la Valea Losnei, se prolonge par Neue Welt dans le Vârful Cioacanul et dans la Muchea Lungă, depuis Ascuțița Scărișoarei jusqu'à Dealul Măgura.

C'est une roche porphyrique noirâtre, à phénocristaux de plagioclase (à 30—35% An) et de pyroxène (augite), avec la magnétite comme accessoire, en pâte microcristalline, pilotaxitique ou vitreuse, souvent fluidale et amygdaloïde. L'influence ordinairement faible des pressions, se manifeste plus intense au bord N plus disloqué.

La seconde coulée de lave, visible du Dealul Ascuțița Mare vers le SE, par D. Ascuțița Mică (D. Incârjat) et Fața Cioarei et vers le NE par Valea Porcului—Dealul Mare—Păducelul—Dealul Fântâni, rejoint Fața Cioarei et se prolonge vers le SE dans le bassin de la Losnișoara. C'est une porphyrite à phénocristaux de plagioclases (30% An), à beaucoup de pyroxène



(augite) et à magnétite, en pâte microlithique. Elle se présente faiblement influencée par les pressions.

La troisième coulée, de lave vitreuse, rougeâtre, se présente bien développée et ramifiée, sur une longueur d'environ 9 km et une largeur maxima de presque 1 km, surtout dans la crête Păducelul—Dealul Fântâniî—Vallée Ciuturova—Fața Cioarei. Les ramifications interstratifiées se réunissent dans la Vallée Losnișoara, vers Vârful Frasinului. Dans cette lave augitique, contenant une faible quantité de biotite en petits cristaux, les plagioclases (30—40% An) forment des phénocristaux souvent séricitisés. La magnétite abonde. La pâte a la structure pilotaxitique ou vitreuse, fluidale. On remarque des influences dynamiques puissantes.

La quatrième coulée de lave constitue les calotes des crêtes estiques, de Păiuș, Căpăținele, Alunului (?). Elle est constituée par une porphyrite augitique à phénocristaux (2—4 mm, dim.), d'orthose et de plagioclases (30—40% An), souvent corrodés, d'augite accompagnée de hornblende brune, d'un peu de biotite et parfois aussi d'un peu de quartz. La roche abonde en magnétite. La pâte, aux teintes sombres, est micro- jusqu'à cryptocristalline ou vitreuse, ordinairement fluidale. On y observe également la structure amygdaloïde. Des influences protoclastiques apparaissent partout, se manifestant par la fissuration des phénocristaux. L'on remarque par rapport aux couches sédimentaires intercalées, que les coulées de lave sont disposées de manière qu'elles semblent être venues du W et du NW.

**Tectonique et conclusions.** La tectonique de la région étudiée, ne peut être bien comprise que dans le cadre de la tectonique générale des Monts Poiana Ruscă, que nous poursuivons par des recherches de détail.

On a pu voir dans la partie descriptive esquissée, que le socle de la région est constitué par le groupe cristallin inférieur, parallélisé au Groupe de Lotru (I-er groupe de MRAZEC), dont les caractères pétrographiques témoignent l'existence d'un métamorphisme général de profondeur antemésozoïque. Il représente, au SE de la région, l'unité stratigraphique la plus ancienne, individualisée plus tard aussi comme unité tectonique.



Vers le NW affleure la série supérieure des schistes cristallins du groupe chloriteux, à métamorphisme régional plus faible, que nous continuons à considérer comme une grande unité stratigraphique (9, p. 147) plus jeune (dévonienne?). Celle-ci apparaît poussée en plis sur la série cristalline inférieure, par des mouvements postpaléozoïques. La surface de glissement est marquée en surface par une ligne tectonique, en partie mise à jour au S de Rusca Montană, en partie cachée sous le bassin mésozoïque; tandis qu'à l'E de Lunca Cernei de Jos, le groupe supérieur se superpose au groupe inférieur en synclinal (SCHAFARZIK, 4, p. 83).

L'orientation générale des plis du Cristallin, telle qu'on l'observe dans les parties les moins disloquées, au NW-N et même au SE de la région, ne s'éloigne pas trop de la direction NW-SE ou WNW-ESE. C'est en même temps la direction préférée des premières injections magmatiques, et laquelle exerça une action prépondérante dans le métamorphisme général du Cristallin. Ce n'est qu'au SW de la région (Voislova-Zăvoi), que l'on remarque la courbure des plis du Cristallin inférieur vers le SW.

A la tectonique paléozoïque, hercynienne, se superpose d'abord la tectonique mésozoïque, à laquelle on doit subordonner aussi l'installation des dépôts secondaires (Tithonique-Néocœmien) locaux.

Les mouvements orogéniques crétacées amorcent la dislocation des deux séries cristallines l'une par rapport à l'autre et accentuent la dépression dans laquelle commence la transgression cénomaniennne dans notre région. Aux premiers sédiments transgressifs, conglomérats et grès, succèdent les calcaires bitumineux à faune bathyale, indiquant ainsi la profondeur locale de la mer.

La présence dans ces derniers dépôts, des *Orbitolines* et des *Caprotines* (?) peut-être remaniées des couches inférieures du bassin (golfe) mésozoïque, communique un caractère plutôt aptien au complexe considéré par SCHAFARZIK comme turonien, au moins dans sa partie inférieure.

Les grès grossiers à fossiles, type Gosau, se présentent comme un faciès du Sénonien inférieur (Turonien supérieur?). Ces sont des dépôts plutôt littoraux, bordant le bassin vers l'W et le N.

Le complexe superposé, formé par des grès à intercalations



de marnes schisteuses et de marnes rouges à *Rosalines*, témoignent de l'installation du Sénonien supérieur (Maestrichtien). Les sédiments contiennent des éléments du littoral cristallin envahi par la mer et des roches sédimentaires du fond. Leur alternances répétées nous indiquent les oscillations secondaires du niveau de la mer durant la transgression.

La faune et la flore des dépôts suivants montrent l'adoucissement progressif des eaux, à la suite de la régression marine.

L'apparition du matériel tufogène dans les mêmes dépôts et celle des coulées de laves porphyritiques qui y sont intercalées, constituent les témoins précieux de la marche de l'éruption, en liaison avec la sédimentation continentale, danienne, qui suit.

D'après les formes et les emplacements des projections volcaniques, il est bien probable que les sorties du magma, répétées à d'assez grands intervalles, se sont produites à travers plusieurs brèches d'explosion, situées au flanc E du massif banatitique, orientées SW-NE, par conséquent dans la direction de l'intrusion même.

A ces brèches post-turonniennes, intéressant le fondement jusqu'à la fin du Mésozoïque, correspond, dans la couverture du massif intrusif, un réseau de fractures généralement transversales par rapport à l'axe de l'intrusion et remplies soit par les apophyses porphyritiques du magma, soit par les dépôts hydrothermaux. Il représente dans notre région un secteur de la grande zone de minéralisation du Banat-Poiana Ruscă.

L'éruption, continuée avec intermittences jusqu'à la fin du Danien, donna naissance à un strato-volcan asymétrique, dont l'érosion prolongée nous a laissé une partie du flanc SE.

Un épisode intéressant dans la marche de l'éruption, est l'intercalation des couches (conglomérats, grès, argiles) à charbons limniques, découverte sous le complexe tufogène supportant la dernière coulée de lave, de Păiuș-Căpăținele (à l'E de Rusca Montană). L'origine de ces charbons, apparaît étroitement liée à la flore de palmes précitée et au régime de marais qui régnait ici à l'époque.

La sédimentation de ces dépôts continentaux, fût dérangée de temps à autre par des pluies de cendres et des coulées de laves. Nous rangeons dans la même série de phénomènes éruptifs, la



silicification partielle par impregnation de ces couches de charbons vers l'W (10, 13), considérées faussement comme étant cokifiées.

La durée des éruptions, comprenant des phases intrusives et extrusives, avec la période de minéralisation, se situe donc vers la fin du Crétacé supérieur, correspondant au Maestrichtien-Danien.

Nous envisageons cette grande éruption comme une phase de détente clôturant la série des mouvements crétacés.

La tectonique des dernières couches crétacées démontre, au moins en partie, le ralentissement des mouvements vers la fin des éruptions. Mais on doit attribuer cette tectonique presque entièrement aux plissements tertiaires (3, 8), qui, engendrés par plusieurs paroxysmes, achèvent la structure actuelle de la région.

En interprétant l'évolution de cette dernière, nous ne devons jamais perdre de vue l'influence considérable exercée dans la tectonique de la Transylvanie occidentale en spécial, à partir du Danien, par le bloc banatique consolidé à la suite de la grande intrusion granodioritique. Par sa rigidité, ce bloc modifia fondamentalement l'équilibre des forces orogéniques et appaisa pour longtemps ici les grands plissements.

En particulier dans notre région, située au flanc E du massif banatique, les mouvements des masses se déplaceront vers la surface, dans les couches moins résistantes. Les plissements et les dislocations issues d'une part des pressions exercées de l'W-NW-N, d'autre-part des dépressions localisées au S-SE-E, affecteront moins l'Eruptif et le Cristallin inférieur, qu'elles n'affecteront le Cristallin supérieur et les dépôts du golfe mésozoïque. Par la poussée des masses cristallines du NW vers le S-SE, s'accroît la dislocation entre les deux séries cristallines, donnant naissance en même temps au plissement du bassin mésozoïque situé au Sud. Par ce mécanisme, le flanc N du synclinal crétacé se trouve redressé par endroits et même replié, ou faillé et fragmenté en écailles écroulées par gradins, ou bréchifié et même laminé. Des réactions dyapiriques naissent dans l'axe du bassin, à l'W, par suite du soulèvement des apophyses granodioritiques détachées du massif, en forçant les couches



de la couverture à se plisser en voûte et même à se déchirer. L'aile S du bassin, se soulève aussi par dessus le Cristallin, en gardant le contact discordant avec celui-ci.

Nous reviendrons sur ces faits dans nos études ultérieures, concernant aussi les régions de l'E et du N.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. LOCZY L. Geol. Übersichtskarte d. westl. Teiles Umgebung d. Pojana Ruszka-Gebirges. Taf. XXVIII aus *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt.* Bd. VIII. Budapest, 1882.
2. — A magyar birodalom és a szomszédos országok határos területeinek földtani térképe. Budapest, 1922.
3. FR. NOPCSA. Zur Geologie d. Gegend zw. Gyulafehérvár, Déva, Ruszka-bánya u. d. rumän. Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt.* Bd. XIV. Budapest, 1905.
4. FR. SCHAFARZIK. Über d. geol. Verhältnisse d. SW Pojana-Ruszka-Gebirges in Kom. Krassó-Szörény. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1905. Budapest, 1907.
5. — Die geol. Verhältnisse d. Umgeb. v. Ruszka-bánya *Id. f.* 1906. Budapest, 1908.
6. — Über d. geol. Verhältnisse d. Umgebung v. Nyíresfalva u. Vas-patak im Kom. Hunyad. *Id., f.* 1907. Budapest, 1909.
7. K. PAPP. Die Eisenerz- u. Kohlenvorräte d. ungar. Reiches. I. Die Eisenerze. Budapest, 1919.
8. F. LAUFER. Contribuțiuni la studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. X (1921—1924). București, 1925 (avec résumé en allemand).
9. ST. CANTUNIARI. Studii geologice în reg. Porumbac-Arpaș (Munții Făgărașului). *D. d. s. Inst. Geol. Rom.*, IX (1920—1921). București, 1926.
10. — Scurtă privire geologică asupra bunurilor miniere ale Soc. « Ind. Miniere din Banat ». *Rev. Ilustrația.* Vol. XVI, page 403. București, 1927 (avec version française).
11. — Contrib. la cunoașterea geologiei Banatului. I. Studii geologice în reg. Călnic—Lupac—Vodnic (jud. Caraș). *D. d. s. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVI (1927—1928). București, 1930.
12. — *Idem.* II. Studii geotectonice în reg. Mâniom—Reșița—Vodnic (jud. Caraș-Banat). *Id.*, Vol. XVII (1928—1929). București, 1931.
13. — Studii asupra regiunii cu cărbuni dela Rusca Montană (jud. Severin). *Id.*, Vol. XVIII (1929—1930). București, 1931.
14. A. CODARCEA. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de fier—Boșca Montană (jud. Caraș-Banat). *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XV (1930). București, 1931 (avec version française).
15. Kgl. Ung. Geol. Anstalt. Geol. Karte Ungarns u. d. Nachbargebiete. Bl. SO. Budapest, 1933.



— M. THEODOR KRÄUTNER. — **Revision des schistes cristallins du massif de Preluca (Munții Lăpușului).**

Afin de compléter les données nécessaires à l'établissement d'une carte au 500 millième, j'ai été chargé par l'Institut géologique, pendant l'été 1932, de la revision des schistes cristallins des Monts Preluca (Transylvanie du Nord).

Les premières études géologiques ont été faites par POSEPNY F. (1), HAUER & STACHE (2) et PRIMICS (6).

Les levers géologiques dans les Monts Preluca, ont été faits par K. HOFFMANN (3—5) dès 1883. Cet auteur établit d'une manière très détaillée la stratigraphie du Tertiaire. Dans un ouvrage demeuré classique sur le Tertiaire du Bassin transylvain, A. KOCH complète la division établie par HOFFMANN. HOFFMANN parle sommairement des schistes cristallins. Parmi les travaux plus récents qui traitent de la géologie des Monts Preluca et qui ont en vue surtout les gisements manganifères de Mașca (Răzoare), je rappellerai les travaux de KOSSMAT, JOHN (8, 9), QUIRING (11) et BEHAGEL (12). Ces derniers temps, M. le professeur SZADÉCZKY (13) a visité aussi cette région.

Le massif cristallin des Monts Preluca forme une des îles cristallines qui, au N de la Transylvanie, font la liaison entre le massif cristallin des Carpates orientales (par les Monts de Rodna) et le massif cristallin de Gilău (Monts Apuseni).

Dans ce qui suit, je ne donnerai qu'une description fort sommaire des roches cristallines qu'on trouve dans ce massif, laissant de côté tout détail. Puis, à l'aide d'une coupe, j'exposerai brièvement la tectonique ancienne des schistes cristallins et les rapports existant entre ce massif et les Carpates orientales. Dans un chapitre spécial, je m'occuperai de la transgression éocène et de la tectonique tertiaire de ce massif.

**A) Les schistes cristallins du massif Preluca.** Les schistes cristallins du massif Preluca sont constitués presque exclusivement par des roches de mésozone qui, par endroits seulement, manifestent des caractères d'épizone.

La majeure partie des schistes cristallins est représentée par une série très variée de paragneiss à plagioclase. A la suite de



la disparition du plagioclase, qu'on trouve du reste en quantités fort variables, ces gneiss passent à des schistes biotitiques, sans qu'on puisse établir de limite nette entre ces deux types. Ces deux sortes de roches forment presque tout le massif. On y rencontre rarement des gneiss à orthose. Les micaschistes à grenat, de structure porphyroblastique prononcée et de texture lenticulaire sont moins fréquents. Dans cette série, on trouve des roches quartzitiques à muscovite et à biotite à l'état d'intercalations plus faibles et des amphibolites. Dans la série cristalline, les calcaires et les dolomies cristallines sont très répandus.

Nous devons aussi mentionner ici les minerais manganifères de Maşca, eux aussi d'origine sédimentaire et qui font également partie de la série des paragneiss et des schistes.

En dehors de ces roches d'origine sédimentaire, métamorphisées dans la mésozone, on trouve aussi quelques roches d'origine magmatique. Ainsi nous trouvons intercalés, surtout dans la série des quartzites, quelques gneiss oculaires broyés, qui ressemblent beaucoup aux roches porphyroïdes ; ils correspondent probablement aux porphyres intercalés dans la série sédimentaire et qui ont été métamorphisés ultérieurement avec cette série. En dehors de ces gneiss, on trouve aussi des filons plus petits de pegmatites et d'aplitites qui, presque tous, portent des traces de pression et d'écrasement.

*Roches d'origine sédimentaire.* 1. Paragneiss à plagioclase. Dans la série des paragneiss à plagioclase, nous pouvons distinguer, selon leur composition minéralogique, les types suivants : paragneiss à plagioclase et disthène, paragneiss à plagioclase, biotite et grenat, paragneiss à plagioclase et biotite, paragneiss à plagioclase, biotite et muscovite.

Tous ces types se ressemblent beaucoup ; la différence principale entre eux consiste dans la présence ou l'absence de minéraux secondaires tels que, par exemple, le disthène et le grenat.

La structure de ces roches est lépidoblastique ; leur texture est lamellaire, allant jusqu'à la texture lenticulaire.

La composition minéralogique des paragneiss est la suivante : quartz, plagioclase et biotite comme éléments principaux ; dis-



thène, grenat, muscovite, éléments secondaires, des minerais; tourmaline, rutile, apatite et zircon, comme accessoires.

Le plagioclase contient de 23 à 25% An. Dans les types dépourvus de disthène et de grenat, le plagioclase est un peu plus basique, contenant jusqu'à 30% An. Au contraire, dans les roches plus riches en muscovite, le plagioclase devient plus acide et contient de 8 à 12% An.

On trouve constamment de la biotite dans tous les paragneiss; elle y forme des écailles et des lamelles parallèles à la schistosité.

Le disthène apparaît, dans certaines variétés, sous forme de nids formés d'individus très petits. Les paragneiss à disthène ont une structure granoblastique-lépidoblastique et une texture parallèle moins prononcée; leur schistosité est moins prononcée que celle des autres paragneiss.

On trouve en général la muscovite, en quantité bien moindre que la biotite. Dans quelques types seulement, la quantité de muscovite augmente. Comme nous l'avons dit plus haut, dans ces types, les plagioclases deviennent plus acides. La question se pose de savoir si cette « muscovitisation » des roches n'est pas causée par des mouvements produits sous l'influence du stress dans la mésozone, à l'occasion duquel s'est produite aussi l'albitisation des plagioclases.

2. Par la disparition du plagioclase, les paragneiss passent insensiblement en schistes biotitiques qui, du reste, en dehors de l'absence du plagioclase, ont la même composition minéralogique que les paragneiss. Le disthène et le grenat font défaut.

3. Les micaschistes à grenats présentent des porphyroblastes de grenats d'un diamètre atteignant 7 mm qui ont une structure pœciloblastique avec inclusions de quartz. La muscovite prédomine et la biotite apparaît complètement subordonnée, chloritisée, surtout autour des porphyroblastes de grenat.

4. Les roches quartzitiques à muscovite et biotite forment de petites intercalations dans la série des paragneiss et se trouvent surtout à proximité des calcaires et des dolomies cristallines. Généralement, elles sont de couleur gris-blanchâtre et nettement schisteuses; près des gisements manganifères, on aperçoit des quartzites noirâtres.



5. Les calcaires et les dolomies cristallines se présentent dans cette région, soit à l'état d'intercalations d'une épaisseur de quelques mètres dans la série des paragneiss, soit en grandes masses continues, comme par exemple la grande masse de calcaire cristallin qui traverse tout le massif dans la direction NE-SW.

Les calcaires fortement recristallisés et à gros grains sont habituellement d'un beau blanc. Ils se sont déposés en bancs épais qui alternent avec des bancs minces bien stratifiés. Comme minéraux accessoires, ces calcaires contiennent de petites paillettes de biotite parfois chloritisée, de la muscovite et des grains fins de quartz.

6. Les amphibolites. Les amphibolites se présentent, comme nous l'avons dit, sous forme de filons intercalés de manière concordante dans les paragneiss dans lesquels ils forment des couches constantes, pouvant être suivies sur une distance d'environ 3 km.

On distingue les types d'amphibolites suivants qui diffèrent par leur composition minéralogique :

a) Des amphibolites à biotite dans lesquelles la biotite et la hornblende apparaissent en quantités égales.

b) Des amphibolites à grenats dans lesquelles le grenat forme des grains fins, souvent écrasés, les interstices étant remplis par de la chlorite et des carbonates.

c) Des amphibolites à plagioclase qui sont formées seulement de hornblende verte et de plagioclase. Les éléments secondaires manquent. Tous ces amphibolites ont des structures nématoblastiques allant jusqu'à la structure lépidoblastique, leur texture linéaire allant jusqu'à la texture lamellaire. La hornblende de ces amphibolites est verte, commune, et a parfois une « Siebstruktur » avec inclusions de quartz. Le plagioclase constitue un minéral très fréquent dans ces amphibolites; il correspond à un andésine, avec 30 à 38% An.

Comme accessoires, la titanite et l'apatite montrent une fréquence constante. Dans certains types moins frais, nous trouvons aussi de la calcite, de l'épidote, de la zoïsite et de la séricite. On ne trouve le quartz qu'en quantité minime. Moins fréquemment, on trouve des amphibolites dont le feldspath correspond



à une albite ou une albitoligoclase. En général, ces roches ne sont pas fraîches; les feldspaths sont séricitisés.

Faute d'analyses chimiques, on ne peut préciser si ces amphibolites sont d'origine magmatique ou sédimentaire. Leur forme d'apparition, en couches concordantes intercalées dans la série des paragneiss, plaiderait plutôt en faveur de leur origine sédimentaire.

*Roches d'origine magmatique. Les gneiss broyés.* Nous considérons comme des roches d'origine magmatique quelques gneiss broyés, parfois oculaires, qui forment des lentilles de petites dimensions dans la série des roches quartzitiques. Ils sont schisteux, de couleur blanchâtre et ressemblent en quelque sorte aux roches leptitiques (porphyrogènes) des Carpates orientales. Dans le cas où ces gneiss sont oculaires, les yeux sont formées d'orthose. Dans les types plus schisteux, non oculaires, on trouve l'orthose sous forme de grains plus petits. Le quartz est abondant et le plagioclase se présente sous forme de petits individus. Parmi les micas, c'est la muscovite qui prédomine; la biotite est très rare et a un pléochroïsme *ng* d'un brun sale foncé et *np* jaune.

*Les roches pegmatitiques et aplitiques.* Les roches pegmatitiques et aplitiques forment de petites lentilles dans la série des paragneiss. L'absence de bons affleurements dans la région m'a empêché d'observer le contact des pegmatites avec les roches environnantes.

Les pegmatites sont en majeure partie calcoalcalines et, dans la plupart des cas, l'orthose manque complètement. Les grandes masses de feldspath de ces pegmatites sont formées d'un plagioclase acide à 10—20% An. Ce plagioclase présente un maclage très fin, polysynthétique, d'après (010), probablement selon la loi de l'albite et un maclage à individus plus grands selon la loi du péricline. A côté de grands individus d'albitoligoclase, on trouve aussi un plagioclase à 20—25% An., en menus grains maclés polysynthétiquement. Le quartz à extinction ondulatoire montre que ces pegmatites ont subi des broiements. La muscovite apparaît en feuilles, ou en plaques de plus grandes dimensions. En un seul cas, j'ai remarqué une biotite verte disposée



en petites écailles. Comme minéral accessoire, on trouve de la tourmaline (Schörl).

En dehors des roches pegmatitiques à structure plus grossière, on trouve des roches à grain fin, de couleur blanche, presque toujours broyées, qui contiennent de l'orthose. Ce minéral forme parfois de grands individus, d'autres fois des grains plus petits, troubles. Dans l'orthose, on trouve des plages irrégulières ou des individus isolés d'albite. Le quartz forme de minces lentilles placées parallèlement à la sinuosité. On trouve aussi de la muscovite et, comme minéral accessoire plus caractéristique, une tourmaline bleue (Schörl).

*Les gisements manganifères de Maşca.* Avant d'achever la description des schistes cristallins du massif Preluca, nous devons mentionner les gisements manganifères de Maşca, qui forment des intercalations dans la série des paragneiss et des schistes à biotite. Ces minerais sont sédimentaires et ont été métamorphisés avec l'entier complexe des schistes cristallins.

Le gisement de Maşca forme une lentille concordante dans les paragneiss et les schistes biotitiques. Dans ces gisements, on peut distinguer une zone supérieure d'oxydation et une zone inférieure primaire. D'après KOSSMAT et JOHN (8—9) et d'après QUIRING (11), la zone d'oxydation est constituée par des oxydes de manganèse, de la pyrolusite (manganite), de la psilomélane, un minerai granuleux riche en magnétite et en limonite.

La zone inférieure primaire est constituée par des carbonates et des silicates. Ainsi nous trouvons d'abord de la magnétite, finement rubanée en partie, puis des rubans de magnétite alternant avec des rubans de knébélite et d'apatite. Ensuite, une couche de magnétite et de rhodochrosite mélangées. Dans ce complexe, on trouve encore de la dannemorite et de la knébélite. La partie supérieure est composée de silicates qui forment des minéraux intéressants, tels que la dannemorite la knébélite, la spessartine et l'apatite.

*B) Tectonique des schistes cristallins* (voir la planche de coupes). Les schistes cristallins du massif Preluca forment un système de plissements dirigés en général NE-SW. Vers la partie



orientale du massif, la direction devient plutôt ENE-WSW jusqu'à E-W. Le plissement est donc oblique sur l'étendue longitudinale du massif.

Du côté W du massif, le plissement est moins prononcé; dans la Valea Măgurii, nous avons de faibles pendages vers le SE. On remarque un synclinal entre Dealul Măgura et Dealul Mare.

Vers la partie centrale du massif, le plissement devient plus intense. Ainsi dans Valea lui Crăciun (V. Botiei) nous trouvons un anticlinal resserré qui passe brusquement en synclinal. Vers Preluca Nouă, le plissement demeure intense et forme deux anticlinaux resserrés.

Dans Valea Rea et dans Valea Virginiei, se trouve la première masse de calcaire cristallin qui forme ici, selon toutes probabilités, un synclinal isoclinal pincé dans la série des paragneiss.

A l'E de Valea Morilor et du Vfr. Paltinului, se développe la zone très puissante de calcaires cristallins.

A la partie N, cette zone ne forme pas une masse ininterrompue, mais bien une série de synclinaux écaillés et aux bords faillés, pincés dans les schistes cristallins. Mais au S, passant par Dealul Țiganilor, Dealul Măgurei et Vfr. Paltinului, jusqu'à Valea Lăpușului, les calcaires cristallins forment une zone continue, large de 3—4 km. Le pendage des calcaires est constant vers le NW jusqu'à l'W. Cette masse puissante de calcaires cristallins doit être considérée comme étant formée de plusieurs synclinaux isoclinaux, à pendage vers l'W. Pour défendre cette interprétation, nous avons les arguments suivants :

Comme nous le verrons plus loin, le massif cristallin de Preluca plonge en bloc vers le S, vers Valea Lăpușului. C'est pourquoi nous rencontrerons des niveaux tectoniques de plus en plus élevés, à mesure que nous avançons vers le S. A la partie N, au Vfr. Florii, on voit les charnières des synclinaux pincés dans les schistes cristallins, tandis qu'à la partie S, nous nous trouvons dans les parties supérieures, plus ouvertes des synclinaux, comme on peut le constater dans les coupes.

Au S, ces synclinaux sont reliés les uns aux autres; mais parfois ils sont séparés par des bandes plus ou moins larges de schistes cristallins, comme par exemple à l'W de Valea Morii, dans



la Valea Lăpuşului, et aussi à l'W du village Groapa (Valea Lăpuşului).

A l'E de la zone des synclinaux de calcaires, un très large anticlinal à léger pendage, est encore recouvert en partie par des calcaires cristallins (Dealul Hindealor). Le flanc du SE est remarquable par les calcaires cristallins de Valea Lăpuşului, à Maşca, et par les calcaires de Valea Frântura et Valea Bortei. Dans cet anticlinal, les schistes cristallins sont situés jusqu'à un certain point, selon leur degré de métamorphisme. Le noyau de l'anticlinal est occupé, dans Valea Osoiului, par des paragneiss à disthène. Au-dessus de ceux-ci, se trouvent les paragneiss et les schistes à biotite et à grenat, les quartzites et les calcaires cristallins en intercalations plus petites. Au-dessus de cette série, nous avons les micaschistes à grenats qui constituent le terme le plus faiblement métamorphisé de la série.

L'âge de l'ancienne tectonique du cristallin ne peut être exactement établi à cause de l'absence de sédiments. Le plissement est probablement d'âge hercynien.

La série cristalline du massif Preluca présente de grandes analogies avec la première série des Carpates orientales, bien développée dans la région SW des Monts Rodna. Cette série ressemble beaucoup aux roches décrites par I. ATANASIU, du ruisseau Noroiul dans la région de Tulgheş.

Dans les Monts Rodna, la première série chevauche la seconde (groupe des phyllites, série de Tulgheş, de M. I. ATANASIU) et forme dans la région de l'Ineu, un grand lambeau de recouvrement au-dessus de la série phyllitique. La ressemblance pétrographique entre la première série et celle de Preluca, est très grande.

Il y a toutefois une différence assez importante entre la première série de Preluca et celle de Rodna et des Carpates orientales en général. Dans les Carpates orientales, les gisements manganières ne sont pas reliés au premier groupe, mais forment un horizon très constant dans les quartzites noirs de la seconde série, qui d'ordinaire, se trouvent à la base des calcaires cristallins de cette série.

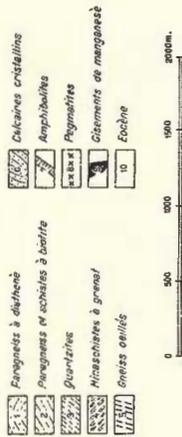
En 1919, ROZLOZNIK (10) a montré que les gisements manganières du type Maşca étant sédimentaires, constituent une



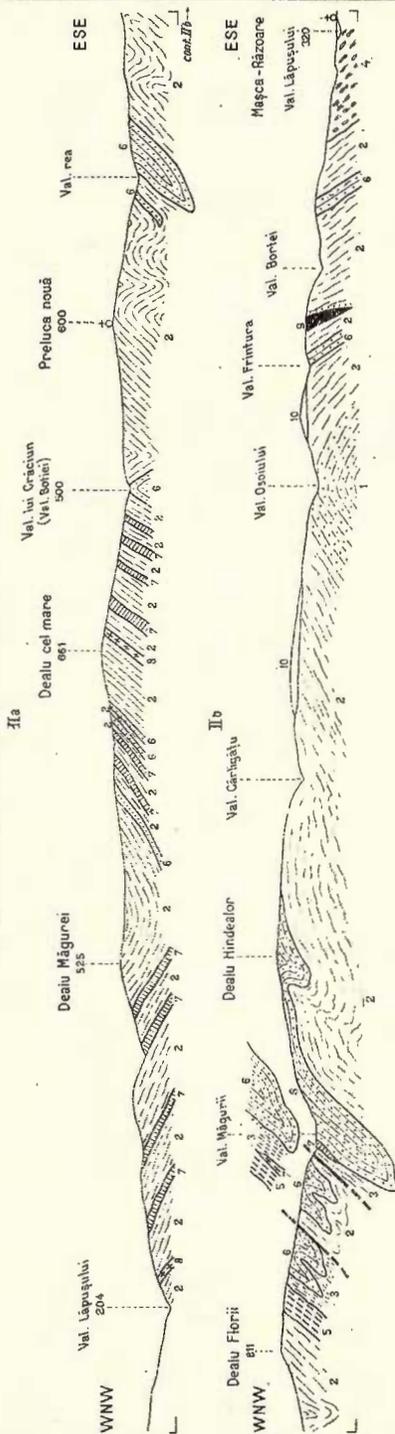
COUPE DE LA SÉRIE DES CALCAIRES CRISTALLINS DU MASSIF DE PRELUCA



Légende



COUPE DU MASSIF CRISTALLOPHYLLIEN DU PRELUCA



partie intégrante de la série sédimentaire aux dépens de laquelle ont pris naissance les schistes cristallins. C'est pourquoi ils pourraient servir d'horizon conducteur, caractéristique, pour la parallélisation des différentes séries cristallines.

Mais, dans le cas de Maşca et des Carpates orientales, ces gisements se trouvent dans des séries cristallines fort différentes en ce qui concerne leur degré de métamorphisme. On peut donc se demander si les deux séries cristallines que l'on rencontre sont différentes du point de vue de leur matériel d'origine.

A comparer ces deux séries, on s'aperçoit que réellement, leur composition originare sédimentaire n'est pas trop différente. Pour presque tous les termes de la série de Tulgheş (série phyllitique), l'on trouve un terme correspondant, mais à métamorphisme mésozonal, plus avancé dans la première série. Il faut penser aussi que l'existence des calcaires cristallins dans la première série mésozonale a été mise en évidence. Nous pouvons donc supposer que les deux séries différentes selon leur métamorphisme, ont eu une origine sédimentaire, fort rapprochée.

C) **La transgression éocène dans les Monts Preluca.** Les schistes cristallins du massif Preluca sont recouverts en transgression par l'Eocène. Cette transgression s'effectue sur une plate-forme bien développée, anté-paléocène ou paléocène, conservée jusqu'à nous. D'où il résulte que, après le Tertiaire, le cristallin n'a plus subi de plissements intenses. Cette plate-forme a été signalée par A. NORDON (15), qui a essayé de la retrouver dans les Monts Rodna. De nos jours, cette plate-forme n'est plus horizontale, mais inclinée vers le S, vers Valea Lăpuşului. Tandis qu'au N du massif, l'Eocène transgresse à une hauteur de 650—700 m, cette surface de transgression descend, plus au S, dans la Valea Lăpuşului, jusqu'à 300 m. A la partie N, le massif cristallin est recoupé par une importante faille dirigée E-W, le long de laquelle il se trouve en contact direct avec les couches aquitaniennes du golfe de Baia Mare. C'est le long de cette faille qu'a eu lieu le soulèvement en bloc du massif cristallin, soulèvement plus grand à la partie N que S, ce qui a eu pour effet l'inclinaison de la plate-forme anté-éocène. L'âge de ce soulèvement en bloc est post-aquitarien. Il est digne de



remarque que ce mouvement le long d'une faille extérieure, se montre aussi bien dans les Monts Mezeş (14) que dans le massif cristallin de Rodna.

L'Éocène transgressif sur les schistes cristallins est constitué par des Couches de Rakoczy et des Couches de Turbucza (HOFFMANN). Le complexe des argiles bigarrées inférieures (Untere bunte Tonschichten) ne s'étend pas jusqu'au massif cristallin de Preluca. La transgression de ce complexe s'arrête à l'W de Preluca, recouvrant ici les schistes cristallins de Țicău et le facies de Gosau, de Gaura.

Les Couches de Turbucza sont constituées par des grès d'un blanc jaunâtre et des conglomérats de même couleur, faiblement cimentés. Elles forment maintenant des lambeaux étendus, disseminés sur les schistes cristallins. Les Couches de Rakoczy ressemblent beaucoup à celles de Turbucza, mais elles en diffèrent par les intercalations d'argiles et de grès rouges qui rappellent les argiles bigarrées inférieures. Les horizons supérieurs de l'Éocène ne recouvrent plus directement l'île cristalline du massif de Preluca. L'Éocène et l'Oligocène étant très minutieusement décrits par HOFFMANN (3-5) et KOCH (7), je n'y insisterai plus. Il est à noter seulement que les Couches de Turbucza, qui n'étaient pas encore connues à l'E du massif cristallin de Preluca, reparaissent dans le massif de Rodna, dans lequel la transgression éocène sur le cristallin présente de grandes analogies avec celle de Preluca.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. POSEPNY F. Geologische Verhältnisse des mittleren Laposgebirges. *Verh. geol. R.-A.* Wien, 1862.
2. HAUER F. u. G. STACHE. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
3. HOFFMANN K. Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Teile des Szatmárer Komitates ausgeführten geologischen Spezialaufnahmen. *Földt. Közl.*, XIII. Budapest, 1883.
4. — Geologische Notizen über die kristalline Schieferinsel von Preluca sowie das nördlich und südlich anstossende Tertiärland. *Jahresber. d. ung. geol. L.-A.* 1885.
5. — Bericht über die im Sommer des Jahres 1886 im nordwestlichen Teile des Szolnok-Doboka Komitates ausgeführten geologischen Detailaufnahmen. *Jahresber. d. ung. geol. L.-A.* 1888.



6. PRIMICS G. Jelentés az erdélyi múzeum egyeslet megbízásából a Prelukai kristályos palatömegben eszközölt közet- és ásványgyűjtő kirándulásaim eredményeiről.  
Bericht über die Ergebnisse meiner im Auftrag des Siebenbürgischen Museumvereines im Prelukaer kristallinen Massiv durchgeführten Gesteins- und Mineral-Sammeltouren. *Orv. és term. Ért.*, XII, 1887.
7. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile, I, Budapest, 1894.
8. KOSSMAT F. Das Manganeisenerzlager von Macskamező. *Verh. geol. R.-A.* Wien, 1905.
9. KOSSMAT F. & JOHN C. Das Manganeisenerzlager von Macskamező in Ungarn. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 1905.
10. ROZLOZSNIK P. Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus « Macskamező » in Siebenbürgen. *Földt. Közl.*, XLIX. Budapest, 1919.
11. QUIRING H. Über das Manganeisenerzvorkommen von Macskamező in Siebenbürgen. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* 1919.
12. BEHAGEL G. Die Eisen- und Manganerze Osteuropas. *Osteuropainstitut, Breslau, Quellen und Studien*, III. Abt., 5. Heft, Teubner 1922.
13. SZÁDECZKY J. v. Rocelle cristaline ale insulelor cristaline Cicău și Preluca *Dări de seamă Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIX. București, 1930.
14. SZÁDECZKY E. v. Contribuțiuni la geologia Ardealului de Nordwest. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, Vol. XIV. București, 1930.
15. NORDON A. Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpates orientales roumaines. *C.R. Congrès international de Géographie*, 1931 Paris.

— MM. GH. RUSSO et T. BĂRBAT. — Recherches magnétiques dans la région de Ocna de Fer-Dognecea en 1932 <sup>1)</sup>.

## Séance du 7 juin 1933

Présidence de M. G. MACOVEI.

— M. AL. CODARCEA. Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Svinița (département de Severin).

La partie méridionale du département de Severin, comprise entre le Danube, Iuți, Baia Nouă, Poiana Mraconia et la rivière

<sup>1)</sup> Le manuscrit n'a pas été reçu à la rédaction jusqu'à l'impression du volume.



de Mala, a formé l'objet de nos recherches géologiques pendant l'été de 1932.

Ce territoire est constitué, en majeure partie, de schistes cristallins et de roches éruptives appartenant au cristallin autochtone (groupe II) des Carpates Méridionales. On peut répartir ces roches en deux complexes cristallins, séparés par une ligne de chevauchement: un complexe occidental, représenté par une zone de paragneiss et d'amphibolites et un complexe oriental constitué de phyllades, de gneiss, de granites, de roches ophiolitiques, réunis en zones et massifs.

A l'E, une zone sédimentaire mésozoïque, la zone des *Cazane*<sup>1)</sup>, longe le Danube de Plavișevița à Ogradina. Des lambeaux de schistes cristallins du premier groupe y sont pincés (voir l'esquisse géologique).

Les grands traits de cette région ont été signalés par FR. SCHAFARZIK qui a décrit les zones mentionnées, sans toutefois en faire l'étude pétrographique détaillée<sup>2)</sup>.

Le complexe cristallin occidental est représenté dans notre région par sa partie orientale, que nous désignerons comme zone de *Poiana Mraconia*. Cette zone cristalline supporte le synclinal sédimentaire de Bigăr, à l'W et chevauche un massif de serpentine, à l'E et au S, le long d'une ligne très nette allant de Baia Nouă à Eibental, en direction E-W, et d'ici vers le N jusqu'à l'W du Mont Ciucaru Mare, passant à travers les vallées de Liubotina, Satului, Ponicoval, Mraconia, Cioblanu et Corbu.

Les schistes cristallins de cette zone sont surtout des roches

<sup>1)</sup> On appelle «Cazane» le défilé calcaire du Danube, entre Ogradina et Plavișevița, en amont de Orșova.

<sup>2)</sup> FR. SCHAFARZIK. Über die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Orsova, Jesselnitz und Ogradina. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1890, pag. 141—158, Budapest 1892.

— Über die geologischen Verhältnisse der Kasan-Enge an der unteren Donau. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1891, pag. 112—123, Budapest 1893.

— Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal—Ujbánya, Tiszovicza und Szvinyicza. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1892, pag. 140—159, Budapest, 1894.



sédimentogènes: paragneiss amphiboliques plus ou moins micacés (la biotite étant plus fréquente que la muscovite), contenant parfois de petits porphyroblastes de grenats, paragneiss muscovitiques, paragneiss à deux micas. On trouve aussi des gneiss à muscovite, chlorite et épidote, de même que des gneiss aplitiques.

Les roches ont un aspect généralement frais et sont formées de plagioclases acides (environ 20% d'An), ordinairement peu séricitisés, d'orthose rare, de hornblende bleue-verdâtre, de biotite, de chlorite, de muscovite, de quartz, parfois de grenat sous forme de porphyroblastes, d'épidote, de magnétite, de pyrite et de titanite. La texture des roches est nettement parallèle, le grain est petit et moyen.

La direction générale des schistes est N 20—40° E, et le pendage, vers le NW. Au S, entre Baia Nouă et Liubotina, la direction des gneiss est N 50—70° W; le pendage vers le NNE est plus fort à Baia Nouă.

**Le complexe cristallin oriental** s'étend à l'E de la zone de Poiana Mraconia, jusqu'au Danube. Il est constitué à l'W et au S, par des roches ophiolitiques, des roches vertes et des phyllades, tandis que dans la partie orientale prédominent des gneiss, des amphibolites et des granites. Ces roches forment des zones et des massifs étroitement liés entre eux, si bien que leur délimitation n'est pas aussi nettement précise que celle du complexe précédent. Nous avons pu distinguer les zones et les massifs suivants: une zone de serpentines, le massif de gabbro de Iuți, la zone des épigabbros de Plavișevița, la zone des phyllades de Corbu, la terminaison méridionale du granite de Cherebezu, la zone du Neamțu formée de gneiss et d'amphibolites, la zone des phyllades de Vodna et le massif granitique d'Ogradina.

*La zone des serpentines* est située entre la zone de Poiana Mraconia et le complexe cristallin oriental, affectant la forme d'une masse à trois branches, dont les branches N et W délimitent la zone de Poiana Mraconia à l'E et au S.

La branche N forme une bande de largeur variable allant de quelques mètres jusqu'à un kilomètre. On peut la suivre depuis



le Mont Ciucaru Mare à travers la Mraconia et le Mont Golețu, vers le sud, jusqu'à l'embouchure de la Gârbovița, au Danube. La branche occidentale s'allonge jusqu'à l'W de Baia Nouă, dans la Valea Staricea, où elle prend contact avec le Permien et la branche méridionale s'effile au S de Tisovița, à Ciucior. Le massif de gabbro de Iuți est compris entre ces deux dernières branches.

Cette zone de serpentines est formée de roches d'aspects variés, compactes, ou bien phanéromères, de couleur verte allant jusqu'au noir. On y distingue généralement deux variétés principales de serpentines: les unes à structure cellulaire, les autres à structure lamellaire:

a) Les serpentines à structure cellulaire, qui correspondent aux variétés compactes et qui prédominent surtout dans la branche S de la zone, sont exclusivement formées d'un réseau de serpentine fibreuse et à cellules composées du même minéral.

Cet agrégat cellulaire est parsemé d'une poudre de minerai opaque exsudée des olivines pendant la serpentinitisation. On y remarque également des grains de spinelle de chrome. A Tisovița, derrière le village, on rencontre des serpentines cellulaires brunes, présentant de fréquentes restes d'olivine, dans les mailles du réseau de serpentine;

b) C'est surtout dans les branches N et W de la zone, plus étroites et plus fortement pincées, que l'on rencontre les serpentines à structure lamellaire, qui correspondent aux variétés phanéromères. Elles sont presque exclusivement formées d'antigorite lamelleuse auxquelles s'associent des chromites, des carbonates, des pennines. Entre les deux types de serpentines décrites il y a transition, les serpentines cellulaires contenant souvent des lamelles d'antigorite. Les roches primordiales, dont dérivent les serpentines, semblent avoir été des dunites.

Nous trouvons, en outre, par endroits, des roches à grain très fin, exclusivement formées de pennine ou d'antigorite, ainsi que des amas de fibres longues, aciculaires, de métaxite <sup>1)</sup> et des nids de grandes lamelles de pennine.

<sup>1)</sup> MIRCEA SAVUL. Le métaxite de Liubotina (Banat). *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum.*, X, No. 8—9, Bucarest, 1927.



Le long de la zone de Poiana Mraconia et spécialement dans la Valea Cioblanului et dans l'Ogaşul Văcăriilor<sup>1)</sup>, on trouve des serpentines laminées, formées d'antigorite, de pennine, de talc, de carbonates.

Le long de la même ligne, associées aux serpentines laminées, apparaissent, par endroit, des roches compactes, couleur cendre, que l'altération change en jaune rouillé. On rencontre ces roches dans la Valea Cioblanului et dans l'Ogaşul Văcăriilor, mais surtout dans la Cioaca Papraska, à Baia Nouă, où elles forment des masses importantes.

Ce sont des roches hydrothermales, constituées de carbonates, parfois de quartz, formées aux dépens des serpentines dont la structure est parfois remarquablement conservée. Surtout les chromites corrodées, provenant des serpentines, restent absolument non changées. Dans l'Ogaşul Văcăriilor ces roches sont laminées. SCHAFARZIK les a nommées « ein merkwürdiges braunspathartiges Begleitgestein des Serpentinstockes » et fournit une analyse de laquelle il résulte que la roche contient des carbonates de Mg et de Fe et de la silice<sup>2)</sup>.

Les serpentines, par endroit, contiennent des gisements de chromite lentiformes, fréquents; bon nombre de ces gisements ont été exploités. Les chromites sont parfois compactes, parfois grenues, et contiennent des minéraux du groupe des chlorites et des serpentines. On peut observer toutes les transitions, depuis les chromitites jusqu'aux serpentines chromitiques.

Au contact du massif de gabbro de Iuţi se développe une zone de roches différenciées dans laquelle prédomine une serpentine noire, compacte, à structure cellulaire, parcourue d'un réseau de minéral noir, très abondant. On y observe, parfois, sous le microscope, des restes d'olivine. On remarque souvent dans ces serpentines noires, de grands cristaux de diallage de quelques cm, ou bien de petits cristaux du même minéral,

<sup>1)</sup> Ogaş = Vallon.

<sup>2)</sup> FR. SCHAFARZIK. Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal—Ujbánya, Tiszovicza und Szvinyicza. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1892, page 142, 1894.



disposés soit en bande, soit irrégulièrement: ce sont alors des wehrlites. Au fur et à mesure que le diallage devient plus abondant, les interstices noirs formés d'olivine serpentinisée deviennent plus rares. Lorsque la roche n'est formée que de cristaux de diallage, nous avons des diallagites, presque toujours présentes au point de contact entre le gabbro et les serpentines. Nous avons donc affaire à une série de roches allant des serpentines dunitiques pures et des wehrlites jusqu'aux diallagites.

On rencontre, de même, dans cette zone de contact, des serpentines noires-verdâtres piquées de points blancs mats, d'ordinaire orientés, parfois petits, parfois plus grands et plus fréquents; ce phénomène donne à la roche un aspect gneissique. Un fond blanc prédomine dans ces « gneiss »<sup>1)</sup>, sur lequel se superpose un réseau noir, serpentineux, qui devient de plus en plus rare, jusqu'à ce qu'il disparaît insensiblement; des cristaux blancs-rosés de feldspath remplacent alors le blanc mat. Dans le premier cas nous avons affaire à une roche formée de serpentine, avec des restes d'olivine et d'un agrégat chlorito-trémolitique; dans le deuxième cas, c'est une roche troctolitique (plagioclases et olivines), avec transition au gabbro à olivine, ainsi que l'on peut observer au moulin d'Eibental.

Cette intéressante zone de différenciation nous prouve que les serpentines et les gabbros de Iuți proviennent du même bassin magmatique, ophiolitique. Il est important à remarquer, que la serpentine noire et la diallagite ont été rencontrées sous forme de filons dans le gabbro, près du contact.

*Le massif de gabbro de Iuți*<sup>2)</sup> est situé dans la partie la plus méridionale du Banat, sur le territoire des communes de Tisovița, Eibental et Svinița; il est entouré de serpentines au NE

<sup>1)</sup> FR. SCHAFARZIK. *Ibid.* pg. 143.

<sup>2)</sup> PÁPAY IRMA. Über den Gabbro an der unteren Donau. *Földt. Közl.*, XLVIII, 1918, pages 136—143.

L. MRAZEC et G. M. MURGOCI. Contributions à l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpates Méridionales. III. La wehrlite du Mont Ursu. *Bul. Soc. Științe, București*, An. VI, 1897, pages 260—264. București, 1897. Note infrapaginale 3 de la page 263.



et touche le Permien à l'W et au S. Il est formé de gabbros frais et de gabbros ouralitisés et saussuritisés, disposés en bancs généralement dirigés vers le NE. Il semble que les derniers soient plus fréquents que les premiers, dont d'ailleurs ils dérivent.

Le gabbro frais est une roche de couleur foncée, noire-violacée, que l'on rencontre fréquemment dans la Valea Iuţilor, de même que dans d'autres parties du massif. Il est formé d'un plagioclase basique (bytownite), de diallage, de quantités variables d'olivine (5—20%), qui peuvent cependant manquer; parfois de restes de hypersthène, de minerai noir, de pyrrhotine.

Dans la carrière de Iuţi on observe des concentrations irrégulières atteignant plusieurs mètres, les unes presque exclusivement feldspathiques (plagioclasite), les autres diallagiques (diallagite). On distingue, ordinairement, sur un fond feldspathique, de grands cristaux de diallage (de quelques cm), souvent arrondis. C'est une ségrégation, à caractère pegmatoïde, de plagioclase et de diallage. On y trouve aussi des amas au grain menu, panallotriomorphe, formés de plagioclasses à 50%, d'olivine à 20% et de diallage à 30%; donc un microgabbro à olivine.

Ces gabbros sont cependant plus ou moins transformés; l'olivine se serpentinise, le diallage se transforme en trémolite ou en ouralite, tandis que les feldspaths se saussuritisent, deviennent plus acides et se chargent d'épidotes, de zoisites, de séricites et de carbonates. Apparaissent en outre, des agrégats chloritiques (pennine-clinocllore). Lorsque la roche est plus transformée on n'y reconnaît plus les plagioclasses; la roche devient alors un gabbro saussuritisé et ouralitisé.

Dans l'Ogaşul Suvii on trouve une zone de gabbros bréchiés et laminés; dans cette zone les roches prennent un aspect analogue à ceux décrits plus haut.

Dans le massif de gabbro de Iuţi nous rencontrons des filons d'aplite, d'oligoclasite, de spessartite, de porphyre quartzifère à microcline et à plagioclase acide, porphyres grano-dioritiques, augitites.

*La zone des épigabbros de Plavişeviţa.* A partir de Bărdacul Mare, allant vers le S, le long de la zone des serpentines, s'étend



une zone de roches basiques métamorphisées et laminées; on peut suivre toutes les variations de ces roches dans la vallée de Cioblanu (entre la cote 260 et le vallon de Cioblanul Mic), dans la Valea Mraconia, à l'origine de la Valea Satului (Dubova), dans la vallée de Ponicoava, sur la Cioaca Zbegului, dans la Valea Cârnila Mare et dans la Valea Satului (Plavișevița). Ces roches basiques envahissent, petit à petit, vers le S, toute la zone des phyllades de Corbu. Les gabbros réapparaissent à Ciucaru Mare, dans le flanc E des serpentines, entre ces dernières et les granites.

Les épigabbros à zoïsite et ouralite prédominent. Sur un fond zoïsitique ou épidotique se détachent des phénocristaux lenticulaires d'actinote. A l'œil nu, la roche prend l'aspect caractéristique des gabbros saussuritisés à grands cristaux d'ouralite dans une masse blanche, mate. Nous y rencontrons, en outre, des gabbros laminés (Flasergabbros) formés des mêmes éléments et des roches blanches gneissiques, vrais schistes zoïsitiques à ouralite, épidote, clinocllore, albite. Associées à ces roches, nous rencontrons aussi des roches exclusivement formées d'actinolite (actinolitites) comme dans le vallon de Știvari et dans la Codicea Mică, ainsi que des schistes verts formés de trémolite, clinocllore et carbonates (à gauche de la Valea Satului, à Plavișevița), des schistes talco-actinolitiques à staurolite et des schistes talco-zoïsitiques à staurolite (dans la partie inférieure de la Codicea Mică).

A Plavișevița, la zone des épigabbros se complique d'une série d'apparitions de gneiss granitiques à texture lenticulaire. Des porphyroblastes d'albite se détachent dans une masse orientée de grains de quartz. Le microscope nous décèle, dans les albites, des lamelles de muscovite et de chlorite et des grains d'épidote. Les roches ont un aspect relativement frais. Elles sont parfois fortement laminées. Ces roches affleurent dans la partie inférieure de la Valea Satului, de la Codicea Mică et de la Codicea Mare. Elles forment une masse importante dans le vallon de Codicea Mare. On observe dans la zone des épigabbros aussi de nombreux filons de serpentines, d'aplites et de pegmatites.



Il est intéressant de remarquer, que cette zone de roches se prolonge par la masse des serpentines jusqu'au massif de gabbro de Iuți; elle s'unit à ce dernier par une série de lentilles que l'on trouve dans la masse des serpentines; les gabbros de Plavișevița sont fort semblables, identiques même, aux gabbros saussuritisés et ouralitisés du massif de Iuți.

L'étude des lentilles trouvées dans la masse des serpentines nous montre que nous avons affaire à de diverses roches basiques:

Schistes à trémolite, zoïsite, clinocllore, plagioclase et carbonates;

Schistes trémolitiques à plagioclases;

Gabbros saussuritisés à trémolite, actinote, zoïsite, clinocllore; parfois laminés jusqu'à un schiste à trémolite et zoïsite; parfois lenticulaires, à plagioclases basiques, en partie saussuritisés ou bien frais, tandis que le pyroxène est ouralitisé, ces roches faisant ainsi transition aux gabbros de Iuți.

On trouve des lentilles semblables dans le vallon de Recița Mare et à proximité du massif de gabbro, sur le Cracul Maslat et dans l'Ogașul Mic. On remarque des roches identiques, en bordure du massif de gabbro, à Cracul lui Cutcureghiu, au S de Tisovița, alternant avec les gabbros ouralitisés de Iuți.

Cela prouve abondamment qu'une relation étroite existe entre le massif de gabbro de Iuți et la zone des épigabbros de Plavișevița.

Outre les roches décrites plus haut, nous trouvons dans le massif de serpentine, des lentilles de granite bréchifiées, de gneiss finement grenus à plagioclase et à biotite (vallon de Recița), de gneiss formés de quartz et de microcline, de gneiss formés de quartz et de plagioclases et d'albitites-oligoclases blanches à aspects aplito-pegmatitiques (cote 319, Tisovița). Ces dernières roches ont été exploitées pour le feldspath et sont analogues aux roches gneissiques et pegmatitiques rencontrées dans la Valea Satului (Plavișevița), faisant donc partie du complexe de Plavișevița.

*La zone des phyllades de Corbu* est limitée à l'W par les serpentines et les gabbros, et à l'E, par la zone des gneiss de Neamțu.



Fortement développée sur les collines de Corbu, dans le ruisseau de Corbu, dans la partie inférieure de l'Ogaşul Perilor, dans la Valea Cioblanului et dans la Valea Mraconiei, elle va en s'effilant vers le S jusqu'à Cârmina Mare.

La zone de Corbu est constituée de roches vertes, spécialement de phyllades compactes, tuffogènes, feldspatho-chloritiques, à épidote, parfois à carbonates. On trouve aussi des phyllades quartzeux à séricite, chlorite, graphite et grenat, des phyllades à séricite, des phyllades graphitiques, des roches porphyrogènes et des nombreuses lentilles de calcaire cristallin qu'on peut observer dans l'Ogaşul Perilor, à proximité des serpentines, à la confluence de l'Og. Perilor avec l'Og. Corbului, dans la Valea Cioblanului, à la confluence du Cioblanul Mic et à « Lăzi » sur la Faţa Strâmbă (au S de Mraconia).

Le massif granitique de Cherbelezu aboutit dans cette zone de phyllades; il s'effile entre les serpentines et les phyllades. A cet endroit le granite est constitué 45 % de microcline à inclusions de myrmécite et de plagioclase, 35 % d'albite-oligoclase légèrement séricitisé et contenant d'épidote, environ 5 % de biotite, 15 % de quartz légèrement onduleux et 1 % de mica blanc, parfois vermiculé, pseudomorphe après les plagioclases.

À proximité du granite, les phyllades présentent un métamorphisme de contact qui se ressent jusqu'à la cote 358 au ruisseau de Corbu. Les roches prennent un aspect de cornéennes rubanées à biotite, amphibole, feldspath et épidote.

On remarque, en outre, des phénomènes de contact dans les phyllades du bord Est de la zone. Entre les phyllades de Corbu et la zone des gneiss à l'E, on observe une zone de transition formée de roches à grains plus grands, qui sont souvent métamorphosées au contact; elles se chargent de biotite, d'amphibole, de grenat, de diopside, — véritables cornéennes rubanées. Ce métamorphisme de contact paraît avoir été provoqué par une lame de diorite, qui s'étend depuis le ruisseau de Neamţu jusqu'à la Valea Satului à Dubova, séparant les phyllades des gneiss.

On rencontre fréquemment, dans la zone des phyllades, des filons de porphyre granitique; dans la Valea Ciobla-



nului, des filons mélanocrates, d'un caractère tout particulier, apparaissent près de la ligne des serpentines.

*Le granite d'Ogradina.* Dans les environs d'Ogradina se développe un massif granitique, de forme lenticulaire, atteignant 3 km de largeur sur la rivière de Mala. Il se rétrécit graduellement vers le S et s'effile dans le Dealul Coșărului et la Valea Ponicevei, au S de Dubova. Sa limite vers l'W est marquée en partie par la zone des phyllades de Vodna, mais il suit d'ordinaire une ligne située un peu plus à l'E. La limite orientale est formée par la terminaison S du bassin tertiaire d'Orșova et par la zone sédimentaire des Cazane.

Le granite d'Ogradina est phanéromère, de couleur blanche et présente vers le bord du massif une texture parallèle, mise en évidence par des lamelles de mica. A l'oeil nu on reconnaît le quartz et le feldspath, les deux micas et très souvent de petits grains rouges de grenats, assez fréquents dans les diverses parties du massif. Dans le cours inférieur de la Valea Sohodolului, on observe une structure pegmatoïde à plagioclase de quelques centimètres et à nids de biotite représentant les restes des schistes assimilés.

Au microscope, on distingue: 40—50% d'oligoclase acide à 10—15% d'An, à tendance idiomorphe, parfois un peu séricitisé; 25—30% de microcline frais, à maclation caractéristique; 15—30% de quartz, légèrement onduleux, non cataclastique; 2—10% de biotite et de muscovite; la biotite est souvent chloritisée; la muscovite présente souvent une structure curieuse, vermiculée, qui donne l'impression d'avoir été formée au compte du feldspath d'une myrmécite; 1—2% de grenats, qui peuvent aussi manquer; et puis, de la myrmécite, de l'apatite, de la titanite.

La roche est un granite acide, frais.

On trouve dans ce granite, de fréquentes intercalations de schistes métamorphiques, dans la Valea Sohodolului et notamment vers la limite W du massif, dans la Valea Satului et dans le vallon de Costinețu, où elles sont plus nombreuses.

On y remarque:

a) des schistes quartzeux à biotite, contenant des porphyro-



blastés de grenat et de fines aiguilles de sillimanite, assez fréquentes dans les lits de mica (Valea Sohodolului);

*b)* des schistes muscovitiques à rutile;

*c)* des gneiss mixtes formés de quartz, plagioclases, muscovite, biotite et de porphyroblastes de grenat; ils sont finement grenus et ont un aspect sel et poivre;

*d)* des schistes amphiboliques, formés d'une hornblende verte-bleue, de plagioclases à 30% d'An, de quartz, de magnétite, de grenat, parfois de biotite;

*e)* des cornéennes à texture parallèle, à épidote, amphibole, diopside et plagioclases à 32% d'An;

*f)* des cornéennes amphiboliques à titanite, quartz, plagioclases, chlorite;

*g)* des calcaires recristallisés à silicates: diopside, grothite, épidote, microcline;

*h)* des skarnes à épidote et grenat.

Il est évident que nous avons affaire à une série de roches métamorphisées au contact du granite. Ces roches représentent les restes d'une enveloppe schisteuse du granite, en partie assimilée, en partie métamorphisée. C'est ce qui explique la composition parfois non-homogène du granite, la présence sporadique des grenats et la présence des nids de biotite dans la Valea Sohodolului.

La limite occidentale du granite d'Ogradina n'est pas absolument nette, puisqu'en cet endroit les intercalations de schistes métamorphiques sont très nombreuses. Nous avons affaire à une vraie zone mixte, dans laquelle le granite se trouve injecté soit d'une manière concordante entre les schistes, soit sous forme d'apophyses ou de filons aplito-pegmatitiques plus minces qui traversent les couches. L'influence du granite diminue dans cette zone, les effets les plus intenses étant observées surtout dans les enclaves de schistes et de calcaires à l'intérieur du massif.

*La zone de Neamțu.* C'est une zone de gneiss et d'amphibolites, comprise entre le massif de granite d'Ogradina et la zone des phyllades de Corbu. Cette zone, en avançant du N au S, se rétrécit graduellement d'environ 3 km sur la Mala jusqu'à



200 m sur le Danube, au N de Plavișevița. Elle est constituée de gneiss finement grenus, à fine texture parallèle, d'une couleur claire grise ou verte, suivant leur richesse en mica et la nature de ce minéral.

Un examen au microscope nous décèle une texture parallèle, lenticulaire, due au granoblastes de plagioclases à 15% d'An, qui se détachent parfois en porphyroblastes et qui sont presque toujours disposées en direction parallèle avec les grains de quartz écrasés ou seulement onduleux. Ces roches contiennent souvent aussi une biotite, ordinairement de couleur olive, souvent chloritisée et une hornblende verte. On y trouve, de même, le microcline, dans des quantités très variables, dans les interstices ou même formant des granoblastes. A proximité du granite d'Ogradina on rencontre dans ces roches des injections de microcline et de quartz. Parmi les accessoires, on observe, par endroit, des grenats.

Ces gneiss ont souvent un aspect de granites à grain fin. Les rapports entre les minéraux varient cependant énormément, surtout en faveur du plagioclase.

On trouve très souvent, dans ces gneiss, des intercalations d'amphibolites, fréquentes surtout dans la vallée de la Mraconia et dans la Valea Satului à Dubova. Elles ont un aspect rubané à cause de l'alternance avec les gneiss de Neamțu.

Il résulte de l'étude préliminaire de ces amphibolites que nous avons affaire à des roches dioritiques d'une part et à des paraamphibolites, d'autre part.

Pour l'instant, ont été reconnues comme dioritiques les roches suivantes:

a) La bande d'amphibolites au bord W de la zone de Neamțu qui traverse Fața Lugăciței, Gura Smidarului, Valea Mraconiei à Roll et que nous retrouvons dans la Valea Satului, à Dubova. Ces roches dioritiques ont métamorphisé, au contact, les phyllades de la zone voisine de Corbu, tel qu'on peut l'observer aux points indiqués. Des cornéennes rubanées à amphiboles, diopsides, biotites, grenats se sont formées.

b) La bande d'amphibolites Coziliște-Mraconia. Toutes ces amphibolites ont la structure des diorites quartzifères et sont parfois tellement riches en amphiboles, qu'elle deviennent des



méladiorites avec fort peu d'éléments blancs. Les roches sont formées: d'andésine à 38% d'An, de hornblende verte à zones diopsidiques, de biotite verte-olive chloritisée, d'orthose en faible quantité, parfois de microcline.

Les paraamphibolites ont une texture parallèle, bien prononcée; elles sont formées de couches à amphiboles alternant avec des couches à plagioclases, petits et lenticulaires. Elles sont très répandues.

Dans la zone des gneiss de Neamțu, on trouve des granodiorites sous forme d'une bande traversant les ruisseaux de Mala, de Vodna, de Manga, l'Og. Porcului, la Valea Mraconia (en aval du vallon de Coziliște), passant par l'origine du vallon de Cărășevăț et se prolongeant jusqu'au cours inférieur de la Valea Satului, à Dubova. Cette bande a une largeur de quelques dizaines de mètres.

Ces granodiorites sont formées de plagioclases zonés à 35—40% d'An, d'ordinaire troubles et transformés dans un agrégat zoïsito-épidotique et sériciteux, de hornblende verte, de biotite brune, souvent chloritisée et à de rares auréoles pléochroïques, de quartz légèrement cataclastique, de microcline, de titanite idiomorphe, de magnétite, d'apatite, d'orthite, d'épidote.

Associés aux granodiorites, on trouve aussi des diorites et des méladiorites, entre Coziliște et Mraconia, tandis que l'on observe sur la Mala, à l'origine de la Vodna et ailleurs, des granites à plagioclases et microcline. Toutes ces roches ont un air de famille: elles sont consanguines.

On remarque, en outre, l'apparition, dans la zone de Neamțu, des roches éruptives alcalines, qui forment un massif de syénite néphélinique à Cioaca (Ogradina), ainsi qu'une série de petits filons, dans la région environnante et dont nous reparlerons une autre fois. Des roches semblables ont été décrites par A. STRECKEISEN et D. GIUȘCĂ<sup>1)</sup>, provenant d'une région voisine, au nord du ruisseau de Mala.

*La zone de Vodna.* Sur le bord E de la zone de Neamțu, près de la limite du granite d'Ogradina, une bande de schistes, par-

<sup>1)</sup> A. STRECKEISEN et D. GIUȘCĂ. Der Nephelin-Cancrinit-Syenit von Orșova (Rumänien). *Bull. Soc. Roum. de Géologie*, I. București, 1932.



tant de la rivière de Mala, se dirige à travers la Vodna, la Manga, l'Og. Porcului et la Valea Mraconiei, jusqu'au vallon de Cărășevăț, à Dubova. Cette bande de 2—300 m de largeur, est composée de phyllades quartzeux, noirs et verts, de phyllades amphiboliques, de schistes micacés phylliteux, de cornéennes rubanées, de calcaires cristallins et de lentilles de serpentines. Cette bande de phyllades ne présente pas de limites très nettes, vu que vers la bordure, ses roches alternent avec des gneiss. Les roches de cette zone sont souvent métamorphisées au contact, comme par ex. dans le vallon de Vodna, dans le voisinage du granite d'Ogradina.

La zone sédimentaire des Cazane est formée de dépôts mésozoïques, affleurant le long du Danube, entre Ogradina et Plavișevîța et constituant le défilé calcaire de Cazanele Mari et de Cazanele Mici et les collines voisines. Ce sont des calcaires tithoniques, bordant le magnifique défilé et un complexe de grès quartzeux, de grès calcaire et de schiste argileux attribué au Liass, dans lequel s'intercalent des lames et des lentilles de calcaires gris-foncés ou gris-clairs, d'âge tithonico-néocomien. Il est cependant probable qu'une partie du complexe schisto-gréseux soit plus récente, puisque le microscope nous décèle dans un conglomérat polygène du vallon d'Orătoriu (Cazanele Mici), la présence d'éléments de calcaires noirs à Calpionelles. A cause de l'écrasement puissant qu'a subi cette zone, les problèmes stratigraphiques ne pourront être solutionnés en cet endroit; ils ne le seront que plus au N, où la zone s'élargit.

A Dubova, derrière les Cazanele Mari, se trouve un petit bassin de dépôts méditerranéens, et sur les calcaires de Cazanele Mici se trouve un reste de dépôt de graviers, à une altitude d'environ 300 m. Ces faits sont déjà relatés par SCHAFARZIK<sup>1)</sup>.

Il convient d'ajouter que jusqu'à l'impression de cette note les études géologiques des régions voisines ont fait des progrès

---

<sup>1)</sup> FRANZ SCHAFARZIK. Über die geologischen Verhältnisse der Kasan-Enge an der unteren Donau. *Jahresber. d. k. ung. geol. A. f.* 1891, page 112, Budapest, 1893.



notables. Dans une communication plus récente, j'ai signalé la présence d'un *Flysch* gréseux, d'âge crétacé supérieur, dans le Plateau de Mehedinți, aux Portes de Fer et dans la vallée de la Cerna, sous les Couches de Sinaïa et la Nappe gétique<sup>1)</sup>. Les recherches ultérieures dans la région des Cazane m'ont démontré que la majeure partie du complexe schisto-gréseux, attribué jusqu'ici au Lias, doit être considérée comme l'équivalente du *Flysch* crétacé supérieur et que les Couches de Sinaïa (Néocomien) y sont aussi présentes le long du bord E du lambeau de schistes cristallins du premier groupe au Cazanele Mari.

**Les schistes cristallins du groupe I à Cazane.** Sur la bordure W de la zone sédimentaire des Cazane on observe la présence d'une bande de gneiss micacés et de micaschistes, appartenant au I-er groupe de schistes cristallins. Dans la région des Cazanele Mari on trouve ces roches dans les vallons Marniți, Pârlagu et Ivănici, à l'embouchure de la Valea Cârnila Mare; dans la région des Cazanele Mici, dans la colline Cracul Moșului à Dubova.

**Problèmes de la région.** La région étudiée présente quelques problèmes importants, dont la solution ne dépend que de l'examen d'un cadre géologique plus large. Nous nous contenterons pour le moment de les indiquer et essaierons de discuter sur la base des faits connus.

Nous avons distingué deux complexes de schistes cristallins: le complexe occidental et le complexe oriental.

Nous n'insisterons pas ici quant au premier complexe, puisqu'il est étroitement lié aux schistes cristallins qui composent les monts entre Bârzasca et Rudăria.

1. Le complexe oriental est formé, comme nous l'avons vu, de gneiss et d'amphibolites, de phyllades, d'ophiolites et de granites. La partie la plus ancienne de ce complexe est constituée par les gneiss et les amphibolites de Neamțu et

---

<sup>1)</sup> AL. CODARCEA. Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vârciorova). *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII (1933—1934). București, 1935.



par les phyllades de Corbu et de Vodna. Ces derniers paraissent former des synclinaux pincés dans les gneiss. Cet ancien sou-bassement a été primitivement un complexe sédimentaire, qui a été plissé, métamorphisé et affectés par des phénomènes éruptifs.

Dans l'épizone se sont formé des phyllades, pendant que dans les zones profondes, où se sont constitués les gneiss, les phénomènes de granitisation ont joué un rôle important, se manifestant soit par la mise en place des magmas granitiques à microcline, soit par l'injection et l'imprégnation des fluides magmatiques et spécialement de microcline, dont on trouve la trace dans presque toutes les roches de la zone de Neamțu.

L'intrusion des granites d'Ogradina et de Cherbelețu et celle des diorites est plus récente que la formation des phyllades; le fait que les phyllades de Vodna et de Corbu sont métamorphisés au contact en fait foi.

2. Le granite d'Ogradina est un granite hybride. Il présente en grande partie les caractères d'une masse palingénique<sup>1)</sup>. En premier lieu il ne présente pas de différenciations, à part les aplito-pegmatites, qui sont plutôt des modifications structurales. En second lieu, les phénomènes de contact sont plutôt thermiques et d'injection. Aucune accumulation de minerais, si peu importante soit-elle, ne se forme, quoiqu'ils existent des calcaires et des phyllades susceptibles d'absorber les éventuelles émanations pneumatolytiques. D'ailleurs certaines variétés marginales, au grain fin, diffèrent à peine de certains gneiss de Neamțu d'aspect granitique.

3. Le gabbro de Iuți et les épigabbros de Plavișevița sont issus du magma ophiolitique: les premiers ont été moins affectés par le stress; les autres, intrus probablement au temps des mouvements tectoniques, ont été fortement pincés et dynamométamorphisés.

Le même magma a donné naissance aux dunites, wehrlites, etc., qui ont pénétré entre les gabbros et le complexe cristallin occidental. Les phénomènes hydrothermaux intenses qui ont

---

<sup>1)</sup> P. ESKOLA. On the origin of granitic magmas. *Min. petr. Mitt.* Bd. 42. Heft 5—6, pages 455—481. Leipzig, 1932.



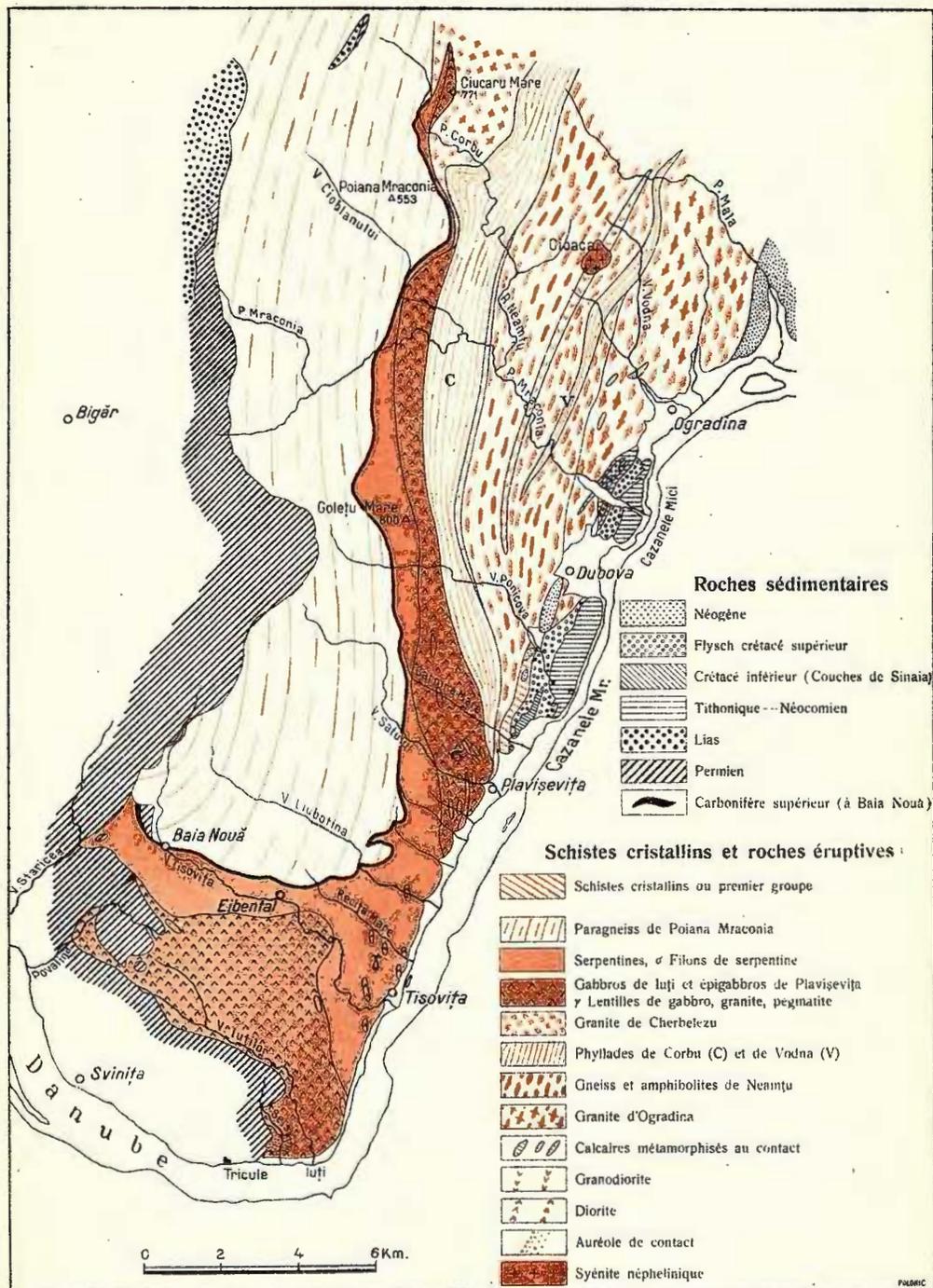
accompagné l'intrusion, ont transformé les dunites en serpentines et, sur le compte de ces dernières, se sont formées les roches carbonatées à quartz de Baia Nouă.

Il est intéressant de signaler, d'autre part, l'étroite relation entre les épigabbros et les granites plagioclasiques dans le complexe de Plavișevița, de sorte que l'hypothèse d'une série de différenciation granite-gabbro-péridotite semble être bien justifiée.

4. La question de l'âge de l'intrusion des ophiolites est un problème plus délicat. Si les rapports de position entre les roches ne sont pas faussés par la tectonique, il paraît que la venue des ophiolites soit plus récente que les granites et plus ancienne que le Permien. En effet, d'une part, la zone des ophiolites se termine en forme de coin dans la partie S du granite de Cherbelezu, à Ciucaru Mare; d'autre part, sauf l'Houiller de Baia Nouă, dont les contacts sont laminés, l'unique formation sédimentaire avec laquelle les ophiolites viennent en contact est le Permien, spécialement le long de la bordure SW du massif de gabbro de Iuți. Le contact entre le gabbro et le Permien, peut être facilement observée dans la vallée du Danube et dans les vallons de Selski et de Povalina. Le long de ce contact, on trouve une brèche de gabbro de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, qui forme en bordure de la chaussée, entre Iuți et Tricule, une série de roches arrondies. Cette brèche est formée de fragments anguleux de gabbros et d'aprites, de minéraux du gabbro, fragmentés, dentelés, le tout cimenté par une pâte fine, chloriteuse, presque indéterminable. La brèche est fortement imbibée de carbonates. On y peut observer aussi des chlorites sphérolitiques et, dans la brèche du vallon de Selski, quelques tourmalines. Dans le vallon de Povalina, le gabbro est laminé à sa limite avec le Permien. A ce même endroit, dans des bancs brécheux-conglomératiques, en dehors des éléments volcaniques communs dans le Permien, on peut remarquer des fragments d'un vert-clair, ressemblant, au moins à l'œil nu, au gabbro laminé du voisinage. Il est cependant intéressant de remarquer que les conglomérats permien, qui se trouvent près du massif de gabbro, sont uniquement formés de blocs arrondis de schistes cristallins et de roches volcaniques. On n'y voit pas des blocs d'ophiolites. D'autre part, les grès rouges permien près



AL. CODARCEA  
 ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION OGRADINA-SVINIȚA



de la brèche de gabbro, sont formés d'éléments anguleux de quartz, de plagioclases remplis de carbonates et séricitisés, de muscovite et d'un ciment ferrugineux; donc d'éléments appartenant à un schiste cristallin micacé. Il est encore difficile d'interpréter la nature de cette curieuse brèche de gabbro, d'autant plus que par endroits, des phénomènes tectoniques ont contribué à compliquer le problème. Il faut y signaler toutefois, que TIETZE <sup>1)</sup> a, depuis longtemps, considéré les serpentines et les gabbros du Banat méridional comme étant d'âge anté-permien et, il paraît, avec raison.

5. Afin d'être plus facilement comprise, la tectonique de la région doit être envisagée dans un cadre géologique plus large. Nous relèverons pour le moment les faits les plus importants:

a) Dans la partie W de la région, comme nous l'avons indiqué dans une précédente note <sup>2)</sup>, la zone de Poiana Mraconia chevauche vers l'E le complexe cristallin oriental, spécialement les serpentines mises en place le long de cette ligne de chevauchement. Entre la vallée de Liubotina et Baia Nouă la nappe-écaille de Poiana Mraconia est interrompue sur une distance de 8 km et, vers le S, entre le Permien et le gabbro, les schistes cristallins n'apparaissent plus nulle part. Nous avons probablement affaire à un soulèvement axial de ce complexe cristallin — les pendages des schistes sur la distance mentionnée sont généralement vers le N — et à une érosion dans la partie S, si bien que le Permien repose à la fois sur les schistes cristallins et sur le gabbro.

Mais, d'autre part, entre le Permien et les schistes cristallins, dans les environs de Baia Nouă, s'interpose une zone de laminage. Le Carbonifère supérieur productif affleure, fortement laminé, entre le Permien, les schistes cristallins et les serpentines. Plus au N, dans la vallée de Tisovița, une lentille de serpentine est pincée entre le Permien et les schistes cristallins

<sup>1)</sup> E. TIETZE. Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, 1872, Bd. XXII, pages 35—142.

<sup>2)</sup> AL. CODARCEA et TH. KRÄUTNER. Note préliminaire sur les gisements de chromite des Monts d'Orșova. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XX (1931—1932), pages 31—37. Bucarest, 1935.



broyés. Vers le S, à Izvoarele Staricichii, apparaissent des schistes noirs, à nodules ellipsoïdaux (Carbonifère?), entre le Permien et les serpentines, tandis que dans le vallon de Povalina et dans le col entre les collines de Glavcina et de Gredița, la base du Permien contient un banc, respectivement des blocs de calcaires finement grenus, gris, verdâtres, rougeâtre, d'âge inconnu (Permien?).

Une foule de questions, dont la solution réclame encore des études détaillées.

b) La région des Cazane est une importante zone tectonique. Les schistes cristallins de l'autochtone sont fortement bréchifiés le long de la ligne de contact avec la zone sédimentaire des Cazane. Les dépôts mésozoïques de cette zone sont étroitement plissés. La masse du calcaire tithonique, affectée par des failles, détache des coins, qui s'effilent dans la masse du Flysch.

L'apparition dans cette zone d'une bande de gneiss et de micaschistes, appartenant au I-er groupe cristallophyllien, constitue un fait nouveau. Au total, la zone des Cazane n'est que le prolongement de la zone tectonique de Băile Herculane-Topleț et son interprétation est identique à celle de cette dernière zone.

— M. M. POPOVĂȚ. — Analyse mécanique des sols; buts et procédés <sup>1)</sup>.

— MM. G. MURGEANU et M. FILIPESCU. — La zone du Grès de Tarcău, la Zone marginale et les Subcarpatés entre le Cașin et la Zăbala <sup>2)</sup>.

— M. G. MACOVEI fait ensuite quelques recommandations touchant l'activité des géologues sur le terrain.

Il s'agit dans l'espèce, primo de recueillir les données relatives à nos régions pétrolifères en vue d'établir une monographie du pétrole roumain, secundo de compléter les données nécessaires à l'achèvement de la carte géologique de Roumanie à l'échelle de 1 : 500.000. C'est seulement après avoir satisfait à ces desiderata que les géologues pourront s'attaquer à d'autres problèmes d'un caractère plus spécial.

<sup>1)</sup> Publié dans *Studii tehnice și economice*, Seria C (Știința Solului), Nr. 3.

<sup>2)</sup> Le manuscrit n'a pas été reçu jusqu'à l'impression du volume.



## A N N E X E

— M. KOSTA V. PETKOVIĆ. — Note préliminaire sur une nouvelle unité tectonique dans la partie Nord-Est de la Serbie <sup>1)</sup>.

A l'W du village Mokranja, dans la rivière de Sikole, ainsi qu'au S du village Rajac, sur la rive gauche du Timok, et au N du village Crnomasnica, sur la rive droite de la même vallée, apparaissent des lambeaux de calcaires isolés, de différentes dimensions, d'âge tithonique-valanginien, sous la forme de klippe tectoniques pincées dans les dépôts sénoniens (fig. 1). Si on les considère ensemble on peut remarquer qu'elles sont situées sur une ligne droite de direction N-S (fig. 2).

C'est la ligne la plus orientale où apparaissent les calcaires tithoniques-valanginiens dans la zone mésozoïque de cette partie du bord de la dépression gétique; elle se trouve en dehors de toutes les nappes connues jusqu'à présent en Serbie orientale, dans le sens des interprétations tectoniques de V. K. PETKOVIĆ.

La position stratigraphique, ainsi que la position tectonique de ces klippe, a depuis longtemps attiré l'attention de tous les géologues qui ont travaillé dans cette partie de la Serbie orientale; c'est pourquoi elles ont été citées plusieurs fois dans la littérature, soit que les auteurs des publications citées les aient visitées eux-mêmes, soit qu'ils se soient servi des résultats de leurs prédécesseurs en les enregistrant comme tel.

Parmi les premiers, SV. RADOVANOVIĆ et P. S. PAVLOVIĆ (1, page 44) citent la klippe de Mokranja. Dans leurs descriptions ils lui prêtent un intérêt spécial, en la considérant accidentellement comme exotique pour cette région. A leur avis, les calcaires jaunâtres, compacts, bien cristallins, formant la klippe, appartiennent au Crétacé inférieur — « vrais rochers crétacés

<sup>1)</sup> Présentée par M. AL. CODARCEA dans la séance du 14 février 1936.



qu'on voit à Kučaj, Svrliške Planine etc. ». Faute d'une explication de sa position tectonique, ils ne présentent qu'une coupe (1, page 44, fig. 9).

Cependant, nous verrons plus loin que tous les explorateurs

postérieurs, parmi lesquels Sv. RADOVANOVIĆ, (2) premièrement et ensuite ST. BONČEV (3) et G. M. MURGOCI (4), en exposant leurs nouvelles idées sur la structure tectonique de ces régions, ont démontré que l'interprétation proposée dans la coupe citée ci-dessus (1, page 44, fig. 9) est impossible.

Les premiers renseignements plus détaillés et plus exacts sur les rapports stratigraphiques et tectoniques de la région comprenant les klippe calcaires, ont été donnés par G. M. MURGOCI (4). Selon cet auteur, sur le bord oriental de la zone mésozoïque, en allant de Brusnik vers l'E, se trouvent des grès, gris foncés, micacés, d'apparence sénonienne, alternant avec des marnes et reposant sur les Couches



Fig. 1. — Klippe de Mokranja.

de Sinaia. Dans ces couches, G. M. MURGOCI a trouvé des fossiles sénoniens: *Céphalopodes*, *Inocérames* (4, page 46): « Dans la vallée du Timok, le Sénonien est fortement disloqué; il comprend, au S de Rajac, des klippe sans racines, de calcaires

jurassico-néocomiens et comprend des couches sablonneuses contenant des traces de plantes et une résine fossile (au moulin de Tamnič, sur le Timok) ».

Les couches sableuses sénoniennes de la vallée du Timok près de Tamnič, renferment, outre des *Céphalopodes* et des *Inocérames*, cités ci-dessus, aussi des restes de plantes, et une résine fossile accompagnée de charbon bitumineux, etc. (4, page 54). « Ces blocs-klippes de Rajac sont des écaillés de lamina-ge et de glissement de la nappe mésozoïque qui apparaît sous la forme d'une grande klippe à Mokranja » (4, page 54). Outre cette description, G. M. MURGOČI donne aussi une coupe transversale (4, page 51, fig. 2).

ST. BONČEV, dans son travail de 1923 (5), présente un peu plus de détails, et considère que ces deux petits îlots calcaires d'environ 150—200 m<sup>2</sup>, éloignés l'un de l'autre, de quelque 300 m, situés entre Crnomasnica et Bračevac, proviennent « on ne sait d'où » et peuvent être considérés comme des klippes exotiques qui reposent sur le Sénonien.

« L'endroit le plus proche d'où pourraient provenir ces klippes est la crête calcaire s'élevant à l'E de Bela Reka, sur le chemin entre Bor et Rgotina, éloignée d'ici 25 km en ligne droite ». Les calcaires sont

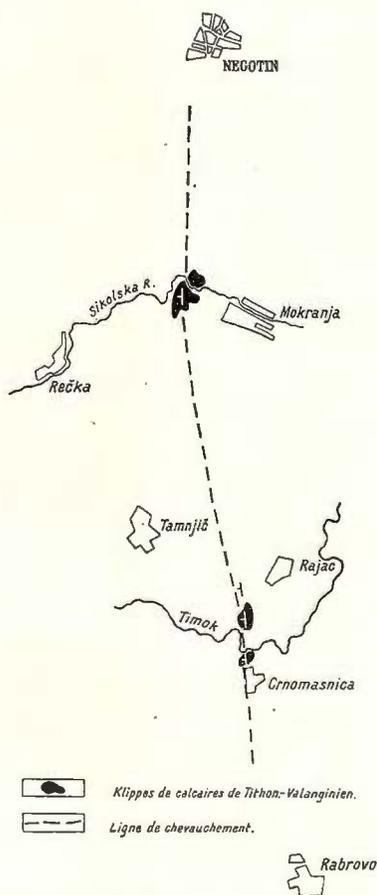


Fig. 2. — Disposition des klippes calcaires entre les villages Mokranja et Crnomasnica.



très fissurés et recimentés par du  $\text{CaCO}_3$  et sont tout pleins de veinules de calcite (5, page 15-16). Plus loin, ŠT. BONČEV met ces calcaires, par voie intermédiaire, en relation tectonique avec les gneiss près de Halovo, dans la vallée du Timok. Cependant, nous verrons plus loin que ces derniers (gneiss) se trouvent sur une autre ligne de chevauchement, située plus à l'W, sur le front de la nappe des Portes de Fer de V. K. PETKOVIĆ (6), tandis que ces klippes, comme je l'ai déjà mentionné, se trouvent en dehors de toutes les nappes constatées jusqu'à présent.

Dans ses travaux (7, page 147,—1932, et 8, page 163,—1934), M. PAVLOVIĆ a abordé la question de ces klippes; mais il n'a fait que répéter les détails présentés par M. G. MURGOCI, ŠT. BONČEV et les autres, sans nulle autre contribution personnelle.

Vu la grande importance que présentent ces klippes calcaires isolées, j'ai entrepris leur étude en détail, aussi bien au point de vue stratigraphique qu'au point de vue tectonique. J'ai visité plusieurs fois le terrain où se trouvent ces parties calcaires isolées, une fois (en 1933) en compagnie de M. M. T. LUKOVIĆ et D. MIHAILOVIĆ. Comme les résultats obtenus et surtout la conception que je me suis faite sur la position tectonique et l'origine de ces klippes, diffèrent complètement des opinions actuelles, j'ai cru qu'il y aurait intérêt de les exposer ici plus en détail.

*Relations stratigraphiques des formations par rapport à la position tectonique des klippes. Calcaires tithoniques valanginiens.* Les klippes tectoniques citées ci-avant sont formées de calcaires à *Diceras* et *Nerinéas*, très peu stratifiés, d'une couleur blanc jaunâtre. Ils sont fortement métamorphisés et presque cristallins. Ils sont pleins de veinules de calcite et, à la base même, ils sont broyés et bréchiformes. Au contact avec les couches sénoniennes, ils sont également fissurés et enveloppés d'une brèche calcaire.

Série des Couches de Sinaïa. Cette série est représentée par des marnes, des calcaires marneux, sableux, bien lités, avec de nombreuses veinules de calcite; par des argiles sableuses, des grès et des conglomérats. La stratification est très



nette; les couches sont très plissées de différentes façons; les plis sont dans cette partie dérangés et même broyés.

**S é n o n i e n.** Cette formation est composée, en majeure partie, de grès, souvent très micacés de couleur grise et brune; puis d'argiles marneuses et sableuses, de marnes et de rares intercalations de calcaires marneux contenant des *Inocérames* et des *Céphalopodes*. Les couches sont nettement stratifiées et par places fortement plissées.

**S a r m a t i e n.** La plus grande partie est composée de calcaires très fossilifères, par places caverneux et jaunâtres. Ils sont assez bien stratifiés et ne sont pas dérangés. Outre les calcaires, on y trouve aussi des argiles sableuses, des grès friables et des sables.

*Rapports tectoniques.* En étudiant en détail la structure des Couches de Sinaia sur toute leur longueur, dans la partie NE de la Serbie, et surtout en relation avec ces klippes, j'ai observé que, si on les considère comme autochtones, elles ont dû être poussées sous la pression venant de l'W de la nappe de Portes de Fer (de V. K. PETKOVIĆ), dans la direction ENE. Elles sont fortement comprimées, plissées [ceci a été remarqué aussi par ST. BONČEV (5, page 15, fig. 3), G. M. MURGOCI (4, page 54, Profil de la vallée du Timoc) et M. PAVLOVIĆ (8, page 169, fig. 10)] et fracturée par des failles. Dans cette partie, tous les plis sont plus ou moins déjetés vers l'ENE, c'est-à-dire dans la direction de la poussée. Par l'inclinaison des plis dans cette direction, et aussi par leurs fractures produites par des failles du type pli-faille, les Couches de Sinaia ont porté sur leur dos aussi les dépôts du Sénomien transgressif, actuellement découverts seulement entre les villages Mokranja, Brusnik, Rajac et Crnomasnica. Pendant ce mouvement vers l'E, elles ont rencontré l'Avant-pays gétique qui a joué, comme on le sait déjà, le rôle d'une masse résistante. Des plissements et des fractures semblables ont dû se produire dans les couches sénoniennes mêmes, au moins jusqu'à la ligne des klippes Mokranja-Crnomasnica et très probablement aussi au delà de celle-ci, mais de moins en moins, à mesure que l'on s'éloigne de cette ligne vers l'E. Il est à remarquer que les couches sénoniennes sont fortement



plissées et fracturées, et avec des plis couchés vers l'ENE, justement sur la ligne des klippes.

La klippe de calcaire tithonique-valanginien près de Mokranja repose sur les couches sénoniennes très plissées, avec

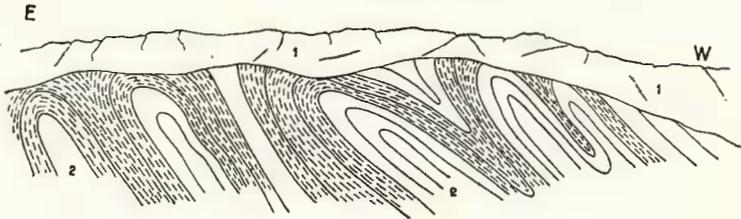


Fig. 3. — Les couches sénoniennes plissées (2) avec des plis couchés vers l'ENE; sur celles-ci, les calcaires du Tithonique-Valanginien (1) — klippe de Mokranja (ligne de la coupe A<sub>1</sub>—A<sub>2</sub> sur l'esquisse géologique de la fig. 5)



Fig. 4. — La même coupe de la fig. 3, photographiée

des plis couchés vers l'ENE, et au-dessus des klippes se trouvent aussi les couches sénoniennes (fig. 3 et 4).

Quoique la plus grande partie du terrain soit recouverte de couches sarmatiennes (voir l'esquisse, fig. 5) cette relation se présente assez clairement.

Des klippes du même calcaire se trouvent dans la vallée du



Timok et sont aussi pincées dans le Sénonien; mais leur relation mutuelle n'est pas si claire que celle de Mokranja. Il y en a trois actuellement, mais il est très probable que jadis elles faisaient un tout. La ligne sur laquelle se trouvent ces klippes

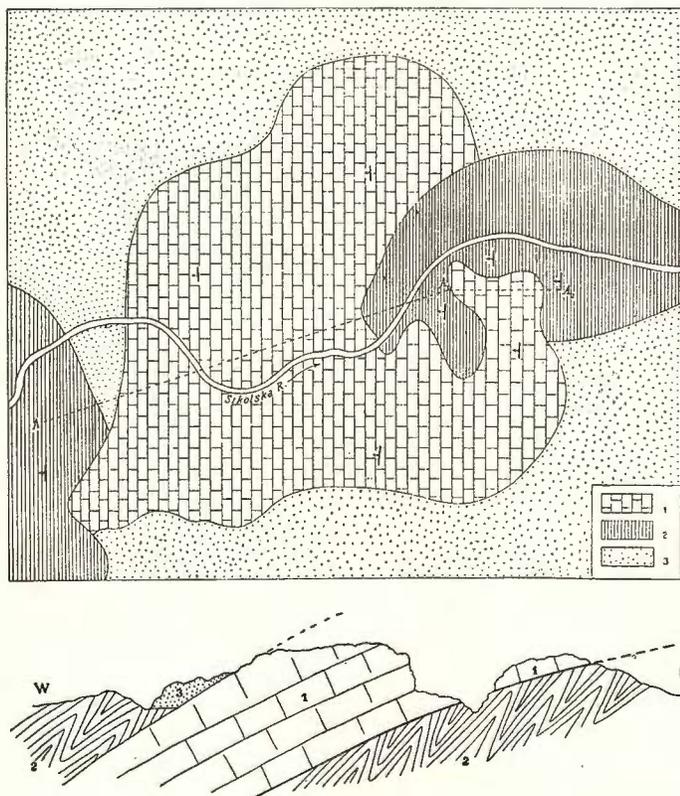


Fig. 5. —Esquisse géologique des environs de la klippe de Mokranja.  
 Au-dessous, la coupe transversale schématique A—A<sub>2</sub>.  
 1, Tithonique-Valanginien (calcaires); 2, Sénonien; 3, Sarmatien.

est parallèle aux autres lignes de chevauchement situées à l'W de celle-ci; elle doit être aussi du même type que toutes les autres. Il s'ensuit que sa surface doit être aussi inclinée vers l'W. Le long de cette ligne aussi, sous la pression générale venant de l'W, des mouvements se sont produits dans la direction de l'E et, par brisement, des lambeaux du Mésozoïque plus ancien

ont été arrachés des parties plus profondes et amenés à la surface. D'après cette interprétation, les klippes situées sur la ligne Mokranja-Crnomasnica sont des lambeaux de calcaires du Tithonique-Valanginien, arrachés de la base des couches de Sinaia par l'effet de ce brisement le long d'une ligne tout à fait nouvelle, dans le sens de V. K. PETKOVIĆ.

Les parties qui correspondent à ces klippes doivent être cherchées dans les calcaires se trouvant au S d'ici et qui apparaissent dans une zone interrompue et étroite entre les villages Magura et Bielotinci, sur le territoire bulgare. Ces calcaires représentent la zone extrême d'apparition des calcaires du Tithonique-Valanginien vers le SE. En allant du village Magura vers le N, les calcaires plongent lentement dans le prolongement de la dislocation ci-dessus et leurs parties arrachées et non érodées, dans le prolongement vers le N, représentent les klippes de la vallée du Timok, près de Crnomasnica, Rajac et Mokranja. La poussée dans la partie N du village Magura a été, selon toute apparence, plus forte, ce qui a produit une forte inclinaison des plis, suivie, sur la ligne principale, de plis-failles aussi bien dans les terrains sénoniens que dans les terrains crétacés inférieurs et jurassiques; par ce processus, des lambeaux du calcaire tithonique-valanginien ont surgi des parties plus profondes.

A cause du laminage et du glissement, ces lambeaux ont reçu la forme des klippes tectoniques pincées entre les couches du Sénonien. Elles sont accompagnées des deux côtés de brèches tectoniques, ce qui a été spécialement souligné auparavant par G. M. MURGOCI (4, page 54).

Mais, quoiqu'elles soient sans racine, ce qui avait été également remarqué par G. M. MURGOCI, d'après cette interprétation nouvelle elles ne peuvent pas être considérées comme des parties arrachées et apportées d'une des zones de Tithonique-Valanginien situées à l'W d'ici [comme le pense ST. BONČEV (5, page 16) qu'elles sont arrachées de la crête calcaire de Rgotina], mais leurs racines se trouvent dans les parties plus profondes, en dessous des couches crétacées, sur la ligne Mokranja-Crnomasnica.

C'est ainsi qu'on peut expliquer l'enrobement de ces klippes dans les terrains sénoniens, à une distance d'environ 25 km



en ligne droite des calcaires du Tithonique-Valanginien les plus proches à l'W, et cela d'autant plus qu'à l'W de ces terrains mésozoïques il existe une seconde ligne de chevauchement bien nette, de la même direction et du même type, laquelle se trouve entre la ligne des klippes et les crêtes de calcaires du Tithonique-Valanginien les plus proches de l'W. Sur cette seconde ligne, qui est le front de la nappe orientale extrême de V. K. PETKOVIĆ (nappe des Portes de Fer), apparaissent des masses isolées encastées, souvent de petites dimensions, qui ne sont plus des calcaires du Tithonique-Valanginien, mais des schistes

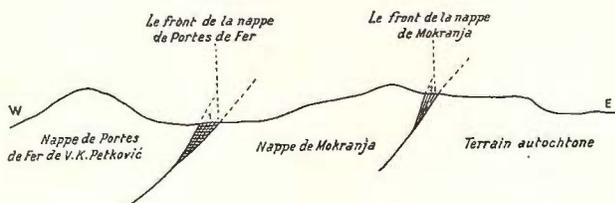


Fig. 6

cristallins (Halovo, Tabakovac, Metriš, Trniane, etc.). Cette interprétation est encore mieux compréhensible en coupe transversale (fig. 6).

Ces calcaires isolés ayant la forme typique des klippes, qui reposent sur les couches sénoniennes plissées en plis inclinés vers l'ENE et qui sont recouverts aussi de couches sénoniennes de même forme structurale, jalonnent une nouvelle plus grande ligne de chevauchement dans le sens de l'interprétation de la tectonique de la Serbie orientale de V. K. PETKOVIĆ. Ce serait la dernière grande ligne de chevauchement vers l'E, dont le rejet en forme de ciseaux grandit à partir du SSE vers le N, et dont les chevauchements dans cette direction sont de plus en plus grands.

Cette ligne est, sans doute, bien développée et plus loin au N, mais elle est presque partout recouverte de sédiments néogènes. Aussi faut-il s'attendre à ce que, en allant vers le N, l'intensité du chevauchement soit probablement de plus en plus grande.

Cette ancienne tectonique a été, sans doute, déformée par des mouvements radiaux plus récents, surtout tout près du bord.



Cette interprétation est d'ailleurs en concordance avec la structure tectonique même des couches de Sinaia et du Sénonien, où, comme nous l'avons vu, les couches sont très plissées, avec des plis inclinés vers l'ENE et souvent déchirés par des plis-failles.

La nappe des Portes de Fer de V. K. PETKOVIĆ doit être prolongée plus loin vers le S et liée avec des masses isolées de schistes cristallins situés près de Halovo, dont la racine, d'après Sr. BONČEV (7, page 18), doit être cherchée jusque dans la vallée de la Morava, près de Bovan, non loin de la ville d'Aleksinac.

D'après tout cela, cette zone, — située entre la nappe des Portes de Fer dont le front est jalonné de petites masses de schistes cristallins, et la nouvelle ligne tectonique Mokranja-Crnomasnica marquée de klippes isolées de calcaires du Tithonique-Valanginien, — composée de la série plissée des couches de Sinaia et aussi des couches plissées sénoniennes recouvrant ces klippes, devrait être considérée comme une nouvelle unité tectonique — la n a p p e d e M o k r a n j a.

Même si l'interprétation de l'origine des racines de ces klippes de calcaires du Tithonique-Valanginien était fautive, cela n'empêche pas d'admettre cette nouvelle unité, vu que, par sa propre structure intérieure, elle est limitée par des lignes parallèles de chevauchement d'un plus grand style.

Ainsi, la structure tectonique de la Serbie orientale, dans le sens de l'interprétation de V. K. PETKOVIĆ, s'enrichit d'une nouvelle nappe — la sixième — la n a p p e d e M o k r a n j a.

Les données que je possède ne sont pas suffisantes pour tenter la prolongation de cette unité de la Serbie du NE.

De là ressort que cette partie de la zone des couches de Sinaia, et même une partie des couches sénoniennes, considérées par certains auteurs comme autochtone, n'est pas autochtone par rapport aux couches sénoniennes situées à l'E de la nouvelle ligne tectonique Mokranja-Crnomasnica, car, ensemble avec les klippes de calcaires du Tithonique-Valanginien frontales, elle chevauche sur ces couches, et ce chevauchement est plus fort dans la partie N, tandis qu'il diminue en allant vers le S.

Cette zone peut être considérée comme autochtone seulement par rapport à la nappe des Portes de Fer.



Les couches sénoniennes autochtones situées à l'E de la ligne Mokranja-Crnomasnica, comme nous l'avons déjà remarqué, ne sont découvertes que sur une petite étendue entre Mokranja, Rajac, Brusnik et Crnomasnica. D'ici vers le N, outre qu'elles plongent, elles sont couvertes aussi de sédiments néogènes.

Cette nappe est contemporaine à toutes les autres nappes de la Serbie orientale.

Reçu le 1 février 1936.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. Dr. SV. A. RADOVANOVIĆ i P. S. PAVLOVIĆ. O tercijeru Timočke Krajine. *Glas Srpske kralj. akademije*, XXIX, 1891, Beograd.
2. Dr. SV. A. RADOVANOVIĆ. O šarijažu u Severoistočnoj Srbiji. *Zapismici Srpskog geološkog društva*, 1907, 10 oktobar, Beograd.
3. Dr. ST. BONTSCHIEFF. Die Leitlinien des geologischen Baues des westlichen Balkans. *Arbeiten der bulgar. naturforsch. Ges.*, IV, 1910, Sofia.
4. G. M. MURGOCI. Rapport sur l'ouvrage du Dr. Bončev: « Die Leitlinien der geologischen Bau des westlichen Balkan ». *C. R. des séances de l'Inst. Géol. de Roumanie*, T. II, page 46, 1911, Bucarest.
5. ST. BONTSCHIEFF. Geologie der Umgegend von Timok. *Arbeiten der bulgarischen naturforschenden Gesellschaft*, X, 1923, Sofia.
6. V. K. PETKOVIĆ. Esquisse de la structure de la Serbie orientale. *Glas Srpske kralj. akademije*, No. CXL, 1930, Beograd.
7. M. PAVLOVIĆ. Beleška o Djerdapskoj navlaci. *Vesnik Geol. Inst. Kr. Jugoslavije*, II, page 163. Beograd, 1933.
8. — O stratigrafskim i tektonskim odnosima formacija na listovima Negotin i Kladovo. *Vesnik Geol. Inst. Kr. Jugoslavije*, III<sub>2</sub>, page 153. Beograd, 1934.
9. K. V. PETKOVIĆ. Prilog za poznavanje Geologije Timočkog Basena, Prethodni rezultati geološkog kartiranja u jednom delu listova Negotina i D. Milanovca u rezmeri 1:100.000. *Vesnik Geol. Inst. Kr. Jugoslavije*, I, page 298. Beograd, 1932.
10. AL. CODARCEA. Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer. *Extr. C. R. Inst. Géol. Roum.* XXII (1933—1934). București 1935.

— MM. G. MACOVEI et I. ATANASIU. — Quelques affeurements du Méditerranéen dans la Dobrogea du Sud<sup>1)</sup>.

F. TOULA<sup>2)</sup> avait marqué, sur sa carte des Balcons orientales,

<sup>1)</sup> Communication faite au IX-e Congrès de l'Association roumaine pour l'avancement des sciences, Bucarest, avril 1934.

<sup>2)</sup> F. TOULA. Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. Begleitworte *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturwiss. Kl.*, LXIII, Wien, 1892.



des dépôts correspondant aux couches à Spaniodon et à l'Oolithe à Pecten (teinte No. 5 — Buglowien et Méditerranéen), dans la région de Bazargic à partir de Bogdănești (Bogdankioi, sur la carte en question) vers le S, par Opancia et Saradjia, jusqu'au delà de la frontière bulgare. Il résulte cependant du texte dans lequel l'auteur décrit son itinéraire <sup>1)</sup> p. 431—433, que le dernier point où il a eu l'occasion d'observer de pareils dépôts, est Adjemler, localité située à 15 km au NW de Varna. D'ailleurs, les localités de Bogdănești, Opancia et Saradjia ont été visitées par l'un de nous (G. MACOVEI), déjà en 1914, et à cette occasion on a constaté que les dépôts précités n'affleurent nulle part ici.

Durant les années 1932 et 1933, au cours de recherches sur la zone frontière dans le district de Caliacra, nous avons rencontré des dépôts pouvant être avec certitude attribués au Méditerranéen, seulement dans la Valea Isikli (à l'W de Bazargic), entre les localités Sara Mahmud et Eni Mahala.

Aux environs d'Arnăut Cuius, au-dessus du Barrémien qui monte, sur le versant oriental de la vallée, jusqu'à 60 ou 70 m (220—230 m d'altit. abs.), on observe un banc de calcaires marneux blancs bourrés de fossiles, en partie de véritables luma-chelles. La majorité des coquilles avait perdu le test par dissolution; nous avons eu cependant la possibilité de déterminer les espèces suivantes: *Serpula* sp., *Ostrea edulis*, var. *adriatica* LAM., *Pecten* sp., *Cardita* sp., *Cardium obsoletum* EICHW., *Venus* sp., *Caliptraea chinensis* LINNÉ, *Turritella turris* BROCC., *Turritella bicincta* EICHW., *Turritella (Haustator) vermicularis* BROCC., var. *tricincta* SCHAFF.

Les Turritelles et parfois les Serpules sont particulièrement abondantes.

Il est possible qu'il existe, entre ce banc calcaire et le substratum crétacé, une assise plus marneuse, à Huîtres; sur la côte, en effet, on peut en recueillir de très nombreux échantillons dégagés, tandis que dans le calcaire fossilifère les Huîtres sont rares. Toutefois, nous n'avons pas eu l'occasion d'observer cette assise en place.

<sup>1)</sup> F. TOULA. Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. *Ibid.*, LIX, Wien, 1892.



Au-dessus du calcaire fossilifère, on trouve des marnes blanchâtres à Helix, affleurant sur quelques mètres d'épaisseur, puis des calcaires sarmatiens.

Vers le N, à Karamurat, on rencontre des marnes concrétionnées grises, riches en Huîtres. Leur épaisseur est d'environ 2 m; elles supportent des grès blancs (? Sarmatien), suivis de calcaires coquillers d'âge sarmatien indubitable.

Le Méditerranéen montre un développement bien plus complet vers le Sud, aux environs d'Eni Mahala.

A l'E du village, sur la route même qui conduit vers Bazar-gic, avant d'arriver sur le plateau, on remarque au-dessus du Crétacé inférieur, un mince banc de conglomérats, dont les éléments consistent avant tout en blocs roulés, de calcaires crétacés. Par-dessus, on trouve des marnes blanches concrétionnées, riches en Huîtres, surmontées par quelques mètres de marnes calcaires fossilifères, qui nous ont fourni: *Ostrea edulis*, var. *adriatica* LAM., *Venus heidingeri* HOERNES, *Cardita (Venericardia) partschi* MÜNST., *Cardita rufescens* LAM. var. *elongata* SACCO, *Turritella (Haustator) vermicularis* BROCC. var. *tricincta* SCHAFF.

Plus haut, se trouvent des marnes gris verdâtre, compactes, devenant par endroit presque des calcaires; ensuite des sables.

A l'W du village, sur le chemin de Cadikioi, et dans le rebord du plateau au S de ce chemin, nous avons noté le profil intéressant qui suit.

Au-dessus du Barrémien du support, et de bas en haut, on y remarque:

a) Une marne d'un gris blanchâtre, concrétionnée, conglomératique, à éléments provenant de graviers aptiens. On peut recueillir dans cet horizon de très nombreuses Huîtres bien conservées, parmi lesquelles nous avons déterminé: *Ostrea edulis* var. *adriatica* LAM., *Ostrea edulis* var. *adriatica (digitalina)*, *Ostrea edulis* var. *lamellosa* BROCC., *Ostrea fimbriata* var. *crassa* SCHAFF., *Ostrea (Ostreola) miocuculata* SCHAFF., *Ostrea (Cubitostrea) frondosa* DE SERRE, *Ostrea (Cubitostrea) delbosi* MAY., *Ostrea (? Exogyra)* sp.;

b) Marne poreuse, légère, gris-blanche, à tubulures, qui passe à un calcaire à grain fin, blanc ou jaunâtre, compact,



également à tubulures. Au microscope, on remarque sur les coupes minces de nombreux fruits de *Chara*. Parfois, s'intercalent dans ce calcaire, de minces couches constituées par des corps sphériques ou ellipsoïdaux, arrivant jusqu'à 1 cm de diamètre. Le microscope y met en évidence une structure par couches concentriques de calcaire, montrant une vague striation radiale. On ne peut cependant y reconnaître une structure organique certaine; pour ce motif, nous les rapprochons de ce que v. PIA <sup>1)</sup> appelle « Phycopsephes », en les comparant aux concrétions calcaires formées aujourd'hui, par les Schizophycées, dans le lac de Constance (Schnegglisteine, Algensteinchen). Les coupes microscopiques reproduisent exactement les figures présentées par REIS <sup>2)</sup> (pl. 3, fig. 15-16);

c) Marnes calcaires concrétionnées, à gravier et à petites Huîtres. Dans ces marnes, sont intercalés des schistes calcaires jaunâtres, qui rappellent par leur aspect les diatomites. Mais ils se dissolvent presque en totalité en HCl étendu, et le peu de résidu qu'ils laissent se montre constitué, non pas par des organismes siliceux, mais par des petits granules (0,1 à 0,3 mm) de quartz non roulé;

d) Encore des marnes et des calcaires à tubulures, dans lesquelles on observe des assises pétries de Lamellibranches de petite taille et seulement en moulagés indéterminables; certains de ces moulagés rappellent, du moins comme forme générale, les *Spaniodon*;

e) Ces sédiments passent, à leur partie supérieure, à des calcaires finement oolithiques, dans lesquels se trouvent deux bancs organogènes, contenant quelques rares échantillons d'Huîtres; on y observe en outre, mais toujours en moulagés, *Trochus* sp., petits *Cerithium*, Lamellibranches de petite taille, certains rappelant encore les *Spaniodon*.

L'épaisseur totale du Méditerranéen visible ici ne dépasse pas 15 m.

Considérés dans leur ensemble, les dépôts que nous attribuons à ce Méditerranéen, apparaissent comme une alternance

<sup>1)</sup> F. v. PIA. Die rezenten Kalksteine. Leipzig, 1933.

<sup>2)</sup> O. REIS. Kalkalgen und Seesinterkalke..., *Geognost. Jahreshfte*, XXXVI. München, 1923.



de formations marines avec des formations lagunaires ou lacustres. Ainsi, les marnes et les calcaires à *Huîtres*, *Pecten*, *Turritella*, sont suivies par des calcaires à *Chara* et à *Phycopsephes*, qui sont à leur tour recouverts par des couches à *Huîtres*. Cette alternance doit certainement être en relation avec des mouvements eustatiques continuels, positifs et négatifs.

En ce qui concerne la correspondance entre les dépôts trouvés par nous dans cette région et ceux depuis plus longtemps connus aux environs de Varna, nous sommes enclins à paralléliser le niveau d'origine marine de la base, à *Ostrea*, *Pecten*, *Turritella*, à l'« Oolithe à *Pecten* » de F. TOULA<sup>1)</sup>.

\* \* \*

Une deuxième région dans laquelle nous avons rencontré ces dernières années le Méditerranéen, est la vallée de Carasu dans le district de Constanța ; l'un de nous (G. M.) l'avait déjà mentionné ici, il y a plusieurs années<sup>2)</sup>.

L'endroit où nous avons eu l'occasion de découvrir des dépôts méditerranéens encore inconnus, est l'extrémité nord de la colline appelée Ceșme Culac Bair, située entre les villages de Omurcea et Murfatlar.

Au-dessus du Sénonien, en cet endroit un peu plus siliceux à sa partie supérieure, on peut observer de bas en haut, la succession suivante :

a) Deux mètres de marnes calcaires concrétionnées, rouges, parfois oolithiques, à *Cerithium* sp., *Turritella* sp., *Ostrea* sp., *Pecten* sp. Les échantillons, toujours de conservation défectueuse, ne permettent pas une détermination spécifique exacte.

b) Suit au-dessus, sur une épaisseur d'environ 4 m, des argiles verdâtres, à poches d'oxyde de fer.

c) Calcaire concrétionné blanchâtre, à poches d'argile rouge et verte, et de sables. Dans ce calcaire on remarque certains agrégats à structure radiale.

d) Calcaire oolithique à grosses *Maetra* (? *M. fabreana*), *Cardium fittoni* d'ORB., etc., représentant déjà le Sarmatien moyen.

<sup>1)</sup> *Op. cit.*, 1, p. 280—282; 2, p. 418—431.

<sup>2)</sup> G. MACOVEI. Asupra prezenței primului etaj mediteranean în Dobrogea. *Dări de seamă, Inst. Geol. Rom.*, III. București, 1912.



De cette succession, seule l'assise *a* peut être considérée avec certitude comme appartenant au Méditerranéen. Les assises *b* et *c* sont probablement déjà sarmatiennes. Il est difficile cependant de préciser s'il s'agit ici de Sarmatien inférieur ou moyen. Nous pouvons seulement remarquer que, nulle part ailleurs, soit dans le S de la Dobrogea, soit aux environs de la ville de Varna en Bulgarie, on n'a pas encore cité des fossiles caractéristiques pour le Sarmatien inférieur (Volhynien). Il est toutefois probable qu'en certains endroits (Ecrene, Varna et peut-être Balcic), de pareils dépôts existent. Nous nous demandons si peut-être les « couches à Spaniodon », ainsi qu'elles ont été définies par TOULA, ne représentent-elles pas en réalité une formation à cheval sur le Méditerranéen et le Sarmatien.

— M. D. PREDĂ. — **Observations sur la région pétrolifère du Nord de l'Italie<sup>1)</sup>.**

Au printemps 1934, lors d'un voyage en Italie, le professeur de Minéralogie à l'Université de Rome et président de la Société « Agip », feu le sénateur MARTELLI, m'invita à visiter les champs d'exploration pétrolifère que cette société cherche à mettre en valeur.

En 1927 fut fondée en Italie la société « Agip » (Azienda Generale Italiana Petroli), au capital social de 300 millions de lires, soit près de trois milliards de lei, avec la participation de l'État aussi bien que celle du capital privé.

La société « Agip » s'est proposé un double but: d'une part d'intéresser les capitaux italiens, avec le concours de l'État, aux grandes exploitations pétrolifères dans le monde, pour que l'Italie puisse satisfaire ses besoins en pétrole en temps de paix, d'autre part d'étudier la question de l'existence des gisements de pétrole dans le sous-sol du pays. Ceux-ci, une fois reconnus, seraient tenus en réserve pour n'être utilisés qu'en cas d'extrême nécessité, si un blocus éventuel empêchait l'Italie d'importer ce minéral.

Le premier de ces buts est en grande partie réalisé. L'Italie

---

<sup>1)</sup> Communication faite à l'Institut Géologique de Roumanie, séance du 15 février 1935.



participe aujourd'hui largement aux exploitations de pétrole en Asie Mineure, et la société « Agip » est le mandataire, dans les exploitations pétrolifères de l'Irak, d'un groupe réunissant les finances allemande, anglaise, française et italienne. Le Gouvernement italien s'est réservé le droit d'exploration et d'exploitation sur la moitié du territoire albanais, où il possède actuellement de nombreux champs pétrolifères déjà mis en valeur et, par l'intermédiaire de la société « Agip », il contrôle une des plus importantes entreprises de pétrole de Roumanie, la société « Prahova ». Cette organisation puissante, qui possède aux fins d'exploitation des terrains très productifs, est propriétaire d'une raffinerie à Bucarest (Petrolul București), dispose en outre d'une société (Compero) spécialement constituée en vue du commerce des dérivés pétrolifères.

Pour réaliser la seconde partie de son programme — l'exploration du pétrole en Italie — l'État a mis à la disposition de l'Agip cent millions de liras, soit près d'un milliard de lei, et tous les terrains du pays non concédés.

Pour développer la campagne du pétrole, le Ministère de l'agriculture (Direction du Combustible), agissant au nom du gouvernement italien, avait institué dès 1921 une commission spéciale, composée en majeure partie d'ingénieurs et de quelques géologues, sous la présidence du directeur de l'Office Géologique italien, l'ingénieur GIOVANNI AICHINO, à l'effet de découvrir les régions les plus intéressantes au point de vue de la teneur du sous-sol en hydrocarbures. En outre, les meilleurs ingénieurs sortis de l'École Polytechnique ont été envoyés à l'étranger, aux frais du gouvernement italien, pour s'initier aux travaux de forage. La plupart ont fait leur pratique dans les chantiers roumains et travaillent actuellement presque tous dans les exploitations de pétrole en Italie et en Asie, secondés par des maîtres-sondeurs, dont beaucoup de Roumains.

En 1926 parut un volume (1) contenant les résultats des travaux de la Commission spéciale de recherches, dont faisaient partie les géologues prof. SACCO, FOSSA MANCINI et DE STEFANI et les ingénieurs LOTI, STELLA, PORRO, CORTEZE, CAMERANA et NOVAREZE. En fait de régions susceptibles d'être explorées, ceux-ci indiquent la région émilienne de l'Apennin septen-



trional, Valle Latine, la région de Pescara, la région de Basilicata, la Calabre et la Sicile.

Les études préliminaires effectuées par cette Commission sont peu importantes et, sauf l'ouvrage de SACCO sur la géologie de l'Apennin septentrional, les études de FOSSA MANCINI et de l'ingénieur PORRO, les autres publications constituent plutôt des rapports contenant des données statistiques sur les apparitions de gaz, les sources sulfureuses, les suintements de pétrole et les travaux d'exploration, c'est-à-dire les sondages disséminés dans des régions différentes.

\* \* \*

Parmi les régions considérées comme les plus intéressantes pour la prospection des gisements de pétrole, il sied de citer en premier lieu l'Apennin septentrional et la Plaine padouane, comprise entre Pavia à l'W et Ferrara à l'E, c'est-à-dire le long de l'ancienne route « Via Romana » sur laquelle s'échelonnent les villes de Pavia, Piacenza, Parma, Reggio (Emilia), Modena, Bologna jusqu'à Rimini, sur l'Adriatique.

Au S de cette route, sortant presque brusquement de la campagne, se dresse l'Apennin. Il débute par une série de collines dont l'altitude s'élève progressivement vers le S, sans brusques variations, pour atteindre, à environ 50 km de la bordure, des altitudes de plus de 2000 m.

La région des collines de la bordure de l'Apennin s'est depuis longtemps signalée par la présence de nombreuses apparitions d'hydrocarbures, solides et liquides, et surtout par d'énormes quantités d'émanations de gaz naturels et par la présence de sources salées, chloro-iodées, sulfureuses etc. A ce point de vue les sources de gaz naturels de Velleia jouissent d'une grande renommée: c'est là que les vestales entretenaient le feu sacré dans les temples de la déesse Vesta. Mais on rencontre presque partout de pareilles émanations de gaz, des salses, toujours dans les formations géologiques de la zone de bordure de l'Apennin. On y trouve également des sources salées, sulfureuses et iodées. Sous la pression des gaz, les eaux minéralisées remontent violemment à la surface; à ce point de vue, les plus connues sont celles de Salsomaggiore, la fameuse localité bal-



néaire, dont les Romains employaient déjà les eaux à des fins médicales sous forme de bains.

Ces manifestations superficielles, naturelles, qui indiquent la présence de gisements d'hydrocarbures en profondeur, ont attiré de bonne heure l'attention des indigènes comme celle des capitalistes, car toute la région comprise entre la dépression miocène de Tortona, à l'W, et de Bologna, à l'E, est parsemée de nombreux puits et de sondes forées pour mettre ces hydrocarbures en valeur. Les résultats ont été presque partout faibles et pratiquement peu rémunérateurs.

Parmi les localités dont la production mérite d'être relevée, nous citerons Valezza, en face de Parma, Salsomaggiore et surtout Salciominore, où se produisit l'éruption de pétrole la plus célèbre, qui fournit 3750 kg en 24 heures. Dans le même ordre d'idées nous mentionnerons aussi Montechino, au S de Piacenza, considéré comme la plus riche localité productive de pétrole, en raison de son rendement d'une tonne et demie par mètre foré. Ces sondes ont foré plus de mille mètres. Assez nombreuses sont celles qui ont atteint et même dépassé la profondeur de mille mètres.

Les explorations et les exploitations entreprises dans la région des collines de l'Apennin septentrional ont démontré qu'on ne devait guère s'attendre à y trouver de riches gisements de pétrole susceptibles d'encourager de nouvelles explorations. Cette situation ayant été attribuée à la dégradation de certains gisements où les roches d'accumulation auraient été sujettes à l'érosion, on s'est demandé si la plaine du côté N de l'Apennin ne pourrait pas recéler des gisements de pétrole non dégradés. Cette supposition semblait justifiée par le fait que des sondages, pratiqués dans certaines régions dans un autre but que celui de chercher du pétrole, avaient provoqué de fortes émanations d'hydrocarbures gazeux. Ceux-ci se manifestent d'ailleurs spontanément surtout dans la partie orientale de la Plaine du Pô, vers l'Adriatique.

Comme cette région de plaine ne permet pas de se livrer à une étude géologique, toutes les formations étant masquées par le Quaternaire, on a recouru aux recherches géophysiques à l'effet de déterminer des accidents tectoniques, anticlinaux et



fractures, qui méritent l'exploration par forages. La société « Agip » a créé dans ce dessein, sous la direction d'un spécialiste distingué, M. BELLUIGI, un service de prospections géophysiques, aménagé pour les prospections gravimétriques, magnétiques et électriques, et un atelier très bien outillé pour la construction et la modification des instruments nécessaires aux applications sur le terrain.

Lorsque je partis visiter ces régions pour me rendre compte sur place des possibilités d'existence du pétrole dans la région de l'Apennin et dans la Plaine padouane, je m'imposai d'avoir constamment en vue les problèmes suivants :

1. Déterminer la roche-mère du pétrole.
2. Constater si, dans ces régions, sont réalisées les conditions tectoniques nécessaires à la formation des gisements de pétrole.
3. Observer s'il existe des roches d'accumulation — roches magasin — et des roches imperméables — roches couverture — toutes deux nécessaires à l'existence d'un gisement pétrolifère.

Les réponses à ces questions exigent une connaissance approfondie de la stratigraphie et de la tectonique de la région. Pour ce qui est de l'Apennin septentrional, ces problèmes ne comportent guère de difficulté ; mais, quant à la Plaine, où la structure géologique est masquée par le Quaternaire, on ne peut formuler de réponse que d'une manière hypothétique.

A) **La géologie de l'Apennin septentrional.** Nombre de géologues ont étudié la zone de bordure de l'Apennin septentrional ; mais c'est à FREDERICO SACCO qu'on doit les levés les plus complets, lesquels ont d'ailleurs servi de base pour l'établissement de la carte générale de l'Italie à l'échelle de 1 : 1.000.000. Il sied de mentionner aussi les récents et remarquables travaux des professeurs ANELLI et PRINCIPI.

Malgré la difficulté d'établir, en raison de la rareté des fossiles, l'âge de ces dépôts, on peut tout de même exécuter dans cette zone un levé géologique assez minutieux, car presque partout les formations géologiques affleurent du fait que la région manque pour ainsi dire complètement de massifs boisés. On se heurte sans doute à des difficultés d'orientation, provoquées par des complications de nature tectonique et surtout par le



glissement sur les pentes des schistes argilo-marneux de la formation « scagliose ».

Faute de temps, je n'ai pu me livrer à des levers minutieux, sans compter que je ne disposais pas non plus de cartes détaillées. Je me suis servi uniquement de la carte géologique de l'Italie à l'échelle de 1 : 1.000.000, qui ne m'a fourni que des vues d'ensemble, encore que dans une mesure tout à fait restreinte, parce que les éléments stratigraphiques y figurés sont schématisés et qu'on n'y distingue pas de variations de facies, indispensables à toute prospection de pétrole.

Les quelques jours consacrés à la visite de ces régions ne m'auraient certainement pas permis de m'orienter dans la géologie de la région, si je n'avais bénéficié du concours de deux circonstances très précieuses pour moi. En premier lieu, j'ai été accompagné dans tous mes déplacements par deux géologues éminents: le professeur ANELLI, de l'Université de Parme, qui travaille dans cette région depuis plusieurs années et qui m'a montré des cartes très détaillées de quelques-unes des régions parcourues, et M. SIGNORINI, géologue de chantier de la société de pétrole « Agip ». Grâce à leur bienveillant concours, j'ai pu rapidement me faire une idée sommaire aussi bien des formations géologiques qui entrent dans la composition de l'Apennin septentrional, que de leur situation tectonique.

En second lieu, j'ai été favorisé par le fait que les formations géologiques qui constituent l'Apennin septentrional ressemblent à s'y méprendre, parfois jusqu'à l'identité absolue, aux formations géologiques des Carpates orientales roumaines, cela non seulement en ce qui concerne leur caractère pétrographique et la répartition des facies, mais aussi en ce qui touche le développement historique des phénomènes géologiques, stratigraphiques et tectoniques. C'est ce que je montrerai plus loin.

En compagnie de MM. ANELLI et SIGNORINI, j'ai parcouru en six à sept jours toute la région marginale de l'Apennin septentrional, limitée à l'W par la dépression transversale de la Toscana et à l'E par la vallée du ruisseau Sillaro, qui pénètre dans la plaine à Castel S. Pietro, à l'E de Bologna, sur un front de l'Apennin d'environ 200 km et une profondeur de 10 à 20 km et parfois même de 50 km.



*La stratigraphie de la région.* Crétacé. Tout le paysage géologique est déterminé, du moins dans la région de bordure de l'Apennin, par la formation appelée « argile scagliose » ou « scisti galestrini ».

Cette formation contient des schistes argileux, gris foncé, de grès calcaires micacés, avec des veines de calcite et des intercalations de marnes calcaires à Fucoïdes, du même type que les marnes calcaires à Fucoïdes du Sénonien marginal des Carpates orientales. Quelquefois, des marnes et des grès rougeâtres s'interstratifient dans ces dépôts. Dans une zone plus interne de l'Apennin, à environ 20 km au S de leur bordure septentrionale, les roches décrites plus haut sont subordonnées à un Sénonien à facies rouge, du type du Sénonien de Breaza-Comarnic de Roumanie.

Il existe une ressemblance allant jusqu'à l'identité, entre ce facies rouge et le Sénonien de Roumanie: les mêmes argiles rouges alternant avec des marnes verdâtres, des grès friables micacés et des intercalations de tufs verts, associées partout avec des concrétions mangano-ferrifères.

L'intense bouleversement des argiles « scagliose », dû aux forces orogéniques et en bonne partie aux puissants glissements sur pente, fait qu'on n'y distingue plus aucune stratification. De là son nom de « formation chaotique ».

Dans sa base apparaissent fréquemment des îlots de roches ophiolitiques constituées de gabbros, diabases, ophicalcites et serpentines, formant dans leur ensemble des masses déracinées qui sortent de sa base d'une manière diapipe.

L'âge de la formation des argiles « scagliose » a donné lieu à de nombreuses discussions à cause de la rareté des fossiles, qui ne manquent d'ailleurs pas et sont représentés par des restes d'Inocérames et d'Ammonites. Le fait qu'on rencontre les argiles « scagliose » disposées en écailles, conjointement avec l'Éocène à Nummulites, a fait croire à quelques géologues, surtout aux anciens, qu'il existe entre celles-ci et l'Éocène une continuité, de sédimentation, et comme les Nummulites indiquent l'âge éocène, ils ont attribué les argiles « scagliose » à l'Éocène (2). D'autres géologues, entre autres STEINMANN, ont attribué cette formation à la période jurassique, alors que GI-



GNoux a vu en elle une série compréhensive allant du Trias au Paléogène.

La région comprise entre Dordone et Scalzarino recèle de nombreux fossiles représentés par le genre *Uintacrinus*, de nombreux *Inoceramus*, et *Ichthyosaurus*, ensuite des Ammonites: *Acanthoceras*, *Schloembachia*, *Hamites*, *Toceras*, *Ancyloceras*, *Baculites*, *Turrilites* *Scaphites*, *Pachydiscus*.

Diverses considérations, ainsi que la découverte de ces fossiles, ont incité SACCO à attribuer les argiles « scaglioses » au Crétacé (2). En tout cas, le Crétacé supérieur y est bien représenté.

D'après les fossiles mentionnés plus haut, le caractère pétrographique des roches et le fait que cette série accuse une transition graduée vers un Éocène à Nummulites, je ne doute nullement qu'au moins la partie supérieure de la série, recouverte par l'Éocène, appartienne au Sénonien. A mon avis, le Sénonien est représenté dans l'Apennin septentrional sous deux facies: un facies de Flysch, développé dans sa zone bordière (argile scagliose), et un facies à couches rouges, développé à l'intérieur. Dans les Carpates, celui-ci contient des Rosalines, et j'ai recommandé à M. ANELLI de chercher ces formes dans ledit facies.

Éocène. L'Éocène est également représenté sous deux facies, qui pourraient bien appartenir à deux unités tectoniques différentes; un facies marginal, pareil à celui des Carpates orientales, c'est-à-dire représenté par des schistes argilo-gréseux, des grès à hiéroglyphes, des marnes à Fucoïdes et des marnes calcaires en plaques. Parmi les fossiles, nous relevons la présence de *Nummulites*, d'*Orbitoides*, d'*Alvéolines*, de fragments d'*Echinides*, de *Bryozoaires*, de dents de *Squales*, etc.

La partie supérieure de la série, connue dans la bibliographie italienne sous le nom de série à *Helminthoida labyrinthica*, appartiendrait à l'Éocène supérieur. Étant donné ces facies et la concordance stratigraphique avec le Sénonien, nous croyons bien d'y envisager la présence de toute la série éocène.

Sous un tout autre facies se présente l'Éocène dans une zone plus interne de l'Apennin, notamment là où se développe le facies rouge du Sénonien. A Bagni de la Porretta, dans la



vallée de la Secchia, ainsi que dans les monts Cimone et Ventosa, près de Buzana, etc., il se présente sous forme de grès calcaires, micacés (macigno), identiques au grès de Tarcău de la Zone médiane des Carpates orientales. Les géologues italiens attribuent au macigno l'âge éocène, tout comme nous le faisons pour le grès de Tarcău. Quelques géologues italiens croient qu'il passe en partie à l'Oligocène.

On discerne très clairement les rapports entre l'argile scagliose et le macigno, car aux « argiles scagliose » se superposent des schistes marneux violacés et rougeâtres appartenant à l'Éocène inférieur, qui supportent un macigno d'une épaisseur de plusieurs centaines de mètres (Buzana).

Une zone plus interne (Porte di Biola) renferme dans une unité tectonique inférieure, au-dessus du macigno, une série noire marno-calcaire, considérée comme appartenant à la série de l'argile scagliose. Sa position stratigraphique au-dessus du macigno nous oblige à l'attribuer à l'Éocène supérieur ou, plus probablement, à l'Oligocène.

**Oligocène.** L'Oligocène marque, dans la zone de bordure de l'Apennin, une transgression nette par rapport à l'Éocène supérieur. Il est formé de marnes grisâtres schisteuses, facilement altérables, mais surtout de roches gréseuses-sableuses d'une couleur blanchâtre, qui contiennent des conglomérats intercalés soit sous forme de lentilles, soit sous forme de bancs. Ces conglomérats sont uniquement composés d'éléments exotiques (granites, gneiss, micaschistes, quartz, amphibolites, phyllites etc.), dans lesquels, d'accord en ceci avec le professeur ANELLI, je vois des éléments étrangers à l'Apennin et provenant de l'avant-pays. On n'a pas trouvé dans cet Oligocène, qui d'après SACCO contiendrait le Tongrien et le Stampien, d'autres fossiles que des Nummulites.

**Miocène.** Le Miocène accuse également une transgression nette sur le Crétacé et l'Oligocène. La présence de l'Aquitaniens n'est pas indiquée d'une manière évidente. On admet que la transgression commence avec le Langhien (Burdigalien), représenté par un puissant complexe de marnes blanchâtres alternant avec des calcaires compacts, des sables, des grès friables et de puissantes couches de diatomites calcaires.



SACCO, par contre, attribue ce complexe inférieur à l'Aquitanien, opinion que le professeur ANELLI ne partage pas. Au Langhien transgressif et caractérisé par des fossiles, particulièrement par *Solenomya doderleini*, succède l'Helvétien marin, représenté généralement par un facies sableux et riche en restes organiques, Lamellibranches et Gastéropodes.

Le Tortonien, d'ordinaire marneux, est très riche en fossiles.

Le Messinien constitue en grande partie l'équivalent du Sarmatien de Roumanie. C'est une formation à facies très variés. Dans la région de Parma (Valezza), le Sarmatien, représenté par des conglomérats polygéniques et des sables renfermant des fossiles d'eaux saumâtres (*Mélanopsidés*), est transgressif, soit sur les différents étages du Miocène, soit sur les « scagliose » ou l'Oligocène. Un peu plus loin vers l'W, comme d'ailleurs aussi dans la vallée de Cortola, à Modena, il contient des schistes argileux, des sables et des intercalations de gypse en lentilles. Bien que stratifiés, tous ces gypses sont formés de gros cristaux entrelacés qui semblent indiquer une recristallisation et pourraient bien avoir été formés postérieurement dans le Sarmatien.

**Pliocène.** Le Pliocène, parfaitement concordant sur le Messinien (Prof. ANELLI), est représenté par deux étages: des argiles azurées (Plaisancien) et des sables jaunes (Astien).

**Le Quaternaire,** formé de couches horizontales, est représenté à la base par des dépôts marins qui commencent par un conglomérat sur lequel reposent des dépôts alluviaux et éluviaux. Il est très bien développé sur la bordure N de l'Apennin et couvre toute la plaine lombarde.

*La tectonique.* Si les quelques excursions faites en compagnie de MM. ANELLI et SIGNORINI m'ont permis de me faire une idée des éléments stratigraphiques de l'Apennin septentrional, il n'en est pas de même en ce qui touche les problèmes tectoniques. On ne saurait résoudre ces problèmes sans se livrer à des observations personnelles minutieuses portant sur de grandes surfaces, et sans consulter des cartes géologiques détaillées, levées avec exactitude, lesquelles m'ont presque complètement fait défaut.



Cependant, quelques observations faites dans la vallée du ruisseau de Crostolo, dans la vallée des rivières Reno, Sillaro et Secchia et dans la région de Firenzuole, ainsi que les données obtenues lors du percement du tunnel « Directissima-Firrenze-Bologna » (5), m'ont fourni des éléments précieux se rapportant aux problèmes tectoniques. Les analogies que j'ai établies entre les éléments stratigraphiques de l'Apennin septentrional et ceux de nos Carpates orientales, la présence des klippes d'ophiolites déracinées affleurant à la base du Crétacé supérieur et le

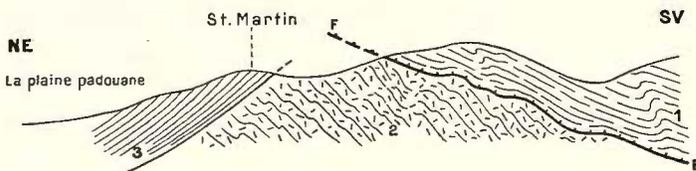


Fig. 1. — Coupe géologique de la bordure de l'Apennin (ruisseau Sillaro). Longueur approx. de la coupe, 3 km

1, Sénonien (argile scagliose) constituant la Nappe émilienne (ligurienne); 2, Aquitanien (argiles bréchifiées à blocs exotiques formant l'autochtone de la Nappe émilienne); 3, Pliocène; F, plan de faille de la nappe

style des ondulations tectoniques, m'ont conduit à entrevoir, dans cette région, la présence d'une puissante nappe de charriage. La présence de toutes sortes d'hydrocarbures dans toutes les formations de cette zone de l'Apennin, du Crétacé au Pliocène, m'a amené à me demander si cette unité tectonique ne recouvre pas une formation en position normale ou bien reliée à un autochtone qu'on puisse considérer comme la roche-mère de tous ces hydrocarbures.

M'en tenant à cette hypothèse, j'ai cherché si, à la base des argiles « scagliose », ne se trouvait pas une pareille formation de lagune, formation considérée dans d'autres régions, particulièrement en Roumanie, comme la roche-mère des hydrocarbures.

Les observations ont montré que la bordure du N de l'Apennin septentrional, entre Tortona et Modena, est masquée par une masse de dépôts mio-pliocènes s'inclinant vers la plaine du Pô, de sorte que, nulle part le long de cette bordure, je n'ai pu trouver le support des argiles « scagliose ». J'ai eu cependant la



chance de rencontrer de pareils éléments dans la vallée de Sillaro, à l'W de Bologna, éléments dont la découverte a commencé à confirmer mon hypothèse d'investigation.

Sur la fig. 1, qui représente une coupe schématique à la sortie du Sillaro dans la Plaine, on observe, sous les argiles « scagliose » étroitement plissotées, une brèche tectonique extrêmement puissante, composée d'une masse d'argiles violacées, plastiques, salées, renfermant à l'état pétri, outre des éléments de la formation des argiles « scaglioase », des éléments exotiques, des calcaires jurassique-crétacés (magiolica), des gypses, des sources et des efflorescences salines. Cette brèche s'est formée sous l'effet du chevauchement des argiles « scagliose » aux dépens d'une formation argilo-marneuse contenant des éléments verts, des gypses et des sources salées qu'on peut considérer comme une formation de lagune.

Les rapports observés dans la vallée du Sillaro, jusqu'à proximité de Firenzuole, démontrent d'une manière évidente que les éléments gypseux et les roches vertes appartiennent à une formation plus ancienne que le Langhien.

On rencontre la même situation géologique près de la bordure de l'Apennin à Valezza, où, sous la masse des argiles « scagliose », apparaît la même brèche tectonique, avec des éléments exotiques pétris avec les éléments de l'argile scagliose, magiolica etc., etc.

Je signalerai comme particulièrement intéressantes les observations que j'ai faites dans la vallée de Secchia, à Buazna, localité située dans une zone plus interne de l'Apennin, à environ 40 km de sa bordure septentrionale. On y trouve de puissantes masses de gypses, dont la position est figuré dans le schéma (fig. 2). Sur la carte générale de l'Italie à l'échelle de 1 : 1.000.000, dans la vallée de la Secchia, ces gypses, qui affleurent à la base des argiles scagliose, sont marqués comme appartenant au Trias (Carnien). Ils se développent sur les deux versants de la Secchia, sur une longueur de près de dix km, en gardant constamment leur position sous les argiles scagliose ou sous le macigno.

En relation avec ces gypses, on voit surgir des sources salées dans la vallée de la Secchia, au confluent de celle-ci avec la Lucola.



La coupe (fig. 2) indique que les gypses reposent sur des schistes noirs marno-calcaires, qui recouvrent les dépôts de macigno, au S de Porte di Biola.

Sur la carte de SACCO, à l'échelle de 1 : 1.000.000, ces schistes noirs figurent dans le groupe des argiles « scagliose ». En réalité, ils se trouvent au-dessus du macigno de Porte di Biola et devraient être rapportés à l'Eocène supérieur ou même à l'Oligocène. Comme les gypses se trouvent au-dessus des schistes noirs, ils sont par conséquent plus jeunes. Il sied de faire remarquer que ces gypses renferment à leur base des blocs de schistes noirs, cimentés par

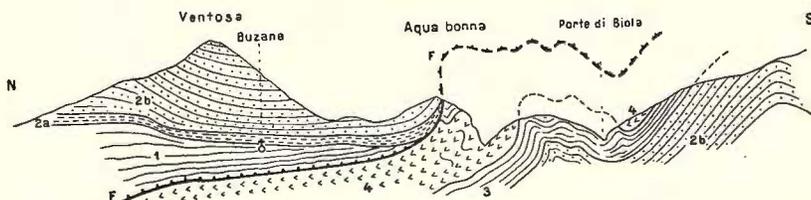


Fig. 2. — Coupe géologique le long de la vallée de la Secchia à Buzana, montrant la Nappe émilienne (ligurienne) et son autochtone. Longueurs approx. de la coupe, 12 km

1, Sénonien (argiles scagliose); 2, Eocène (2a, schistes barrillés et 2b, macigno); 3, Oligocène (schistes marno-calcaire); 4, Aquitaniens (gypses)

gypses. ZACAGNA estime que ces gypses résultent de la diagenèse des calcaires noirs, par la transformation du carbonate de chaux en sulfate de chaux.

Cette affirmation de ZACAGNA ne saurait être défendue ni au point de vue théorique, ni au point de vue de la situation de fait, tout comme on ne saurait soutenir que ces gypses appartiennent au Trias.

Les blocs de schistes noirs, qu'on rencontre englobés dans des gypses et que j'ai étudiés très attentivement à Busana, aussi bien que dans la vallée d'Aquabonne, montrent indubitablement que ces blocs sont englobés stratigraphiquement dans des gypses. Enserés dans la série gypseuse à des niveaux différents, ils constituent une sorte de brèche-conglomérat à ciment gypseux, qui s'est formée en même temps que les dépôts de gypses. Par conséquent, ces gypses sont plus récents que le macigno et que



la série des schistes noirs, que nous avons, en partant de considérations d'ordre stratigraphique, rapportés à l'Éocène supérieur et même à l'Oligocène.

Les gypses sont recouverts par la série scagliose-macigno, c'est-à-dire par le Crétacé et l'Éocène, fait qu'on ne peut interpréter que dans le sens que ce complexe forme une nappe de charriage glissant de l'W à l'E, sur une distance d'au moins 40—50 km, sur un autochtone formé par le macigno, les schistes noirs et la formation à gypses et à sources salées. Dans mon rapport du mois de novembre 1934 adressé à la société « Agip », j'ai dénommé cette unité charriée: *n a p p e é m i l i e n n e*.

Les éléments composants de la nappe émilienne et son âge. J'ai montré plus haut que les éléments de la nappe émilienne sont représentés par la formation scagliose (Crétacé) et le macigno (Éocène), auxquels on peut ajouter le Flysch bordier (Éocène et Oligocène).

Les observations faites à Firenzuola, sur la crête séparant l'Apennin de Padua de celui de Toscana, nous indiquent que, dans la composition de cette nappe, entrent aussi d'autres éléments plus anciens, notamment des calcaires jurassiques-néocomiens (magiolica), des radiolarites et des ophiolites identiques à ceux qui forment les klippes déracinées qui apparaissent à la base des argiles « scagliose » jusqu'à la bordure N de l'Apennin. L'autochtone de cette nappe est représenté par la formation lagunaire gypseuse, qui affleure à Busana et à la bordure septentrionale de la nappe sur le ruisseau Sillaro et à Valezza, où elle est fortement broyée et contient les mêmes klippes tectoniques.

Je me suis fait cette opinion sur la structure de l'Apennin septentrional, que j'ai d'ailleurs communiquée sur place à mes collègues, sans rien connaître de la bibliographie publiée sur l'Apennin, qui m'était restée étrangère jusqu'alors. Ce n'est que récemment que j'ai pris connaissance de deux ouvrages extrêmement intéressants, dont les auteurs sont MM. WIJKER-BLOOTH (4) et SACCO (2).

En feuilletant l'ouvrage de M. WIJKERBLOOTH, j'ai vu que la nappe dénommée par moi *n a p p e é m i l i e n n e* était depuis longtemps connue.



De LAUNAY a été le premier à en soupçonner l'existence. Lors d'une communication faite au Congrès de Mexico, en 1906, sur les célèbres gisements de cuivre de Montecatini, il aboutit à la conclusion que les roches basiques contenant ce minerai de cuivre ne sont pas en place, mais forment les éléments de base d'un complexe, charrié sur l'Eocène, qu'il a nommé : *nappe des schistes verts*.

En 1907, et plus tard en 1913, STEINMANN, dans son ouvrage « *Alpen und Apennin* », dénomme ces surplissements « *Liguride* ».

De cette nappe—Liguride—font partie les dépôts jurassiques-crétacés à Calpionelles, les ophiolites et la série de l'argile scagliose, tandis que son autochtone est formé de l'Éocène moyen à Nummulites, sur lequel repose la nappe de la région toscane.

En 1917, LENCEVICZ décrit cette nappe sous le nom de « *falda ofiolitica* », affirmant qu'elle ne contient pas seulement des ophiolites et de Radiolarites, mais aussi toute la série « scagliose », qui est une série compréhensive allant du Crétacé à l'Oligocène.

ROVERETO, qui en 1923 dénomme cette nappe « *falda ligure-toscana* » et, en 1931, « *falda mediana* » ou « *falda II* », donne à cette unité une grande ampleur, l'étendant vers l'E jusqu'en Ombrie.

WIJKERBLOOTH distingue dans la composition de la nappe :  
Une zone des ophiolites (zone I) ;

Une zone des radiolarites et des argiles de mer profonde (zone II) ;

Une zone calcaire à Calpionelles ou Magiolica ;

Une zone des schistes « *galestrini* » ou des « argile scagliose » ophiolitifères et des conglomérats orogènes.

Dans ce fort intéressant ouvrage, l'auteur, après avoir défini les éléments de la nappe et de l'autochtone, conclut que le Priabonien supérieur forme l'élément le plus récent de la nappe. En ce qui concerne l'autochtone, il varie de l'W à l'E, c'est-à-dire de la zone de racine vers la zone frontale de la nappe. A l'W, l'autochtone est formé par l'Éocène moyen, tandis que dans la zone frontale il est constitué par le Priabonien moyen et pro-



blement aussi par le Priabonien supérieur. De là, l'affirmation que la nappe a commencé à se former dans le Lutétien et a fini dans le Priabonien supérieur.

Pour étayer son hypothèse, l'auteur affirme que, dans la zone frontale, c'est le Lutétien supérieur qui recouvre la nappe, et à l'W c'est le Priabonien (4). L'exactitude de cette affirmation a besoin d'être établie par voie paléontologique, car actuellement prédomine encore l'idée que l'Éocène moyen manque dans la zone frontale de la nappe et que seul l'Éocène supérieur y est représenté.

Quant à moi, je crois que le macigno qui forme la couverture de la nappe dans une zone interne, pourrait renfermer tous les étages de l'Éocène et serait synchrone de l'Éocène « facies flysch » qui recouvre cette nappe dans sa zone bordière.

Le prof. FREDERICO SACCO prend le contre-pied de ces opinions. Analysant, dans l'article cité plus haut, les travaux de ses prédécesseurs, y compris le dernier ouvrage de WIJKER-BLOOTH, il conteste l'existence d'une « liguride » et appelle cette conception de la géopoésie.

Pour SACCO, la structure de l'Apennin est assez simple, se présentant en anticlinaux et synclinaux, formés par des dépôts reposant normalement les uns sur les autres.

Tout en constatant que dans certaines régions, comme celles du cours moyen de l'Aveta et du mont Varege, les argilo-schistes ophiolitifères se superposent au macigno, il nie l'existence de la nappe, estimant que ces renversements représentent de simples chevauchements sur une longueur de quelques kilomètres seulement et non pas de 100—200 km, comme on le suppose pour la nappe ligurienne.

Il croit que les dépôts de l'Apennin septentrional sont des formations bathiales-abyssales qui constituent l'équivalent des dépôts bathiaux-abyssaux se formant aujourd'hui dans les mers. Ainsi, les calcaires à Globigérines, les calcaires à Calpionelles, les concrétions de fer et de manganèse, les restes de Radiolaires, les dents de Squales (*Charcharodon*, *Lamna*, *Oxyrina*) et les restes d'*Ichthyosaurus* seraient les équivalents respectifs de la boue à Globigérines, des calcaires à coccolithes, des nodules manganifères, de la boue à Radiolaires, des restes de Crinoïdes,



de Squales et de Cétacés qu'on rencontre dans les zones bathyales-abyssales des mers actuelles. Le même auteur considère les péridotites, les serpentines, les diabases et les gabbros de l'Apennin comme les équivalents des roches basaltiques, des diabases oliviniques et des théralites qui se forment aujourd'hui dans ces profondeurs (2).

Indépendamment de ces conceptions sur la structure de l'Apennin, dont je n'ai eu connaissance que plus tard, j'ai entrevu la nappe émilienne correspondant en tout à la nappe ligurienne des auteurs cités plus haut.

Bien que mon opinion sur l'existence de la nappe émilienne ou ligurienne soit postérieure à celle de mes confrères italiens et étrangers, je tiens cependant à faire remarquer que nous différons quant à l'époque de formation de cette unité, du moins en ce qui regarde sa portion externe sur une profondeur d'au moins 40 km à partir de la bordure de la plaine du Pô. Pour justifier ce point de vue différent, je crois nécessaire d'analyser l'autochtone de cette nappe dans la zone de l'Apennin septentrional.

Comme je viens de le montrer, le plus récent terme de l'autochtone de la nappe est constitué par la formation de lagune, dont on constate la présence au bord de la nappe, sur le ruisseau Sillaro et, à l'intérieur de la nappe, le long du Sillaro et particulièrement sur la Secchia, entre Busana et Porte di Biolla. Sa présence y est également indiquée par les sources salées de Bagni della Porretta, dans la vallée du Reno.

La coupe géologique figurée dans l'étude de M. l'ing. Dott. MADALENA (5) a été établie lors de la construction du tunnel et de la voie ferrée Firenze-Bologna. L'examen de cette coupe indique que l'argile scagliose se trouve en nappe au-dessus d'un autochtone formé de macigno qui, selon SACCO, représente toute la série éocène.

Dans la région de Busana—Porte di Biolla, nous trouvons, au-dessus de cette série éocène, un complexe très épais, représenté par des schistes noirs, marno-calcaires, qu'il sied de rapporter, à mon avis, à un terme supérieur à l'Éocène supérieur, fort probablement à l'Oligocène. A ce complexe succède une formation de lagune, gypseuse, contenant à sa base des éléments



remaniés de ce prétendu Oligocène noir. Je crois pouvoir affirmer que cette formation de lagune est plus récente que l'Éocène supérieur: elle appartient très probablement à l'Oligocène supérieur-Aquitainien. Comme la nappe flotte sur cette série gypseuse, nous devons admettre qu'elle s'est formée après l'Oligocène supérieur-Aquitainien, c'est-à-dire qu'elle a le même âge que nos nappes tertiaires des Carpates. La discordance du Langhien au-dessus de la nappe permet cette interprétation.

Je n'ai pas l'intention de pousser plus loin l'analyse de cette question; ce qui compte surtout à mes yeux, c'est que j'ai pu constater pour la première fois la présence, sous l'Apennin septentrional, d'une formation lagunaire appartenant à l'Oligocène-Aquitainien, et non au Carnien, constatation d'une grande valeur pour le problème du pétrole dans cette région.

Les mouvements tectoniques de l'Apennin ne s'achèvent pas avec les surplissements en question, mais continuent, bien que moins intenses, jusqu'au commencement du Quaternaire. Dans cet intervalle se sont produits des plis intéressants toutes les formations de l'Apennin, y compris le Pliocène, ce qui constitue un fait d'une importance exceptionnelle dans la formation des gisements de pétrole.

Il sied de faire remarquer qu'en général, dans les régions plus internes de la nappe, les plis sont plus réguliers et affectent parfois l'aspect de larges ondulations synclinales et anticlinales, quelquefois asymétriques, déversés vers le N. Mais à mesure qu'on approche de la bordure N de l'Apennin, vers la Plaine, les plis deviennent plus serrés, présentent quelquefois une disposition en écaillés et revêtent parfois un caractère nettement diapir. L'élément qui forme le noyau de percement de l'axe des plis est toujours la formation scagliose. A ce point de vue, les plis de Salsomaggiore et Salciominore sont tout à fait intéressants.

Un autre fait qui mérite d'être relevé, puisqu'il détermine en quelque sorte la mise en place et la répartition des hydrocarbures, se rapporte à la dénudation très accentuée des éléments stratigraphiques de la nappe dans les zones plus internes, alors que, dans la région de bordure, la couverture de la nappe, formée de Mio-pliocène, s'est presque entièrement conservée.



Un troisième fait à signaler, sur lequel je reviendrai plus tard, est que les zones anticlinales et synclinales de la zone de bordure de l'Apennin ne sont pas parallèles à la bordure de la Plaine; elles la coupent obliquement dans la direction NNW. En tout cas, elles sont fendues diagonalement par une dislocation tectonique d'âge récent, que nous nommerons la dislocation marginale de l'Apennin.

*Le pétrole dans l'Apennin septentrional.* Maintenant que nous possédons les éléments stratigraphiques et tectoniques nécessaires, nous tacherons de répondre aux questions que nous nous sommes posées dès le début sur la possibilité de trouver des gisements de pétrole dans l'Apennin septentrional.

Comme je l'ai déjà démontré au commencement de cette communication, toutes les formations géologiques de l'Apennin septentrional, jusqu'au Pliocène, c'est-à-dire aussi bien les formations qui constituent la nappe que celles qui la recouvrent (post-tectoniques), contiennent des hydrocarbures liquides ou gazeux. Sans aucun doute, tous ces hydrocarbures ont une origine commune. Quelques géologues les considèrent d'origine juvénile, étayant cette hypothèse par la présence de l'acide borique libre que l'on rencontre dans les eaux de pétrole, comme à Salsomaggiore par exemple. La présence de l'acide borique libre ne constitue pas un argument suffisant pour nous faire accepter cette hypothèse, car de nombreuses eaux de pétrole des régions avoisinantes ne contiennent pas cet élément; sa présence dans certaines eaux n'est qu'accidentelle.

Quelques uns des géologues admettent l'origine vadeuse des hydrocarbures et considèrent l'argile « scagliose » comme la roche-mère du pétrole. D'autres, enfin, attribuent au pétrole une origine vadeuse, estimant qu'il s'est formé durant les périodes de transgression de toutes les formations qui se trouvent dans cette situation; ils affirment qu'on rencontre ces hydrocarbures dans leur gisement primaire.

Nos connaissances actuelles du mode et du milieu de formation des hydrocarbures ne nous permettent d'accepter aucune de ces hypothèses. Une analyse sommaire des conditions ayant présidé à la formation des sédiments qui constituent



l'Apennin nous fait exclure l'idée que les hydrocarbures auraient pu se former dans de pareilles conditions.

Je crois que la roche-mère des hydrocarbures est la formation lagunaire qui se trouve à la base de la nappe. Par un processus de migration, les hydrocarbures ont passé dans toutes les formations de la couverture.

La migration des hydrocarbures s'est produite par deux voies:

- a) Par les capillaires et les fissures de l'argile scagliose;
- b) Le long des lignes de dislocation et de fractures qui intéressent l'argile scagliose et les formations de sa couverture.

J'ai démontré plus haut, et j'insiste sur ce point, que ces fractures sont d'autant plus fréquentes et plus prononcées qu'elles se trouvent plus près de la zone de bordure de l'Apennin, où elles intéressent toutes les formations géologiques, y compris le Pliocène.

La possibilité de migration en masse des hydrocarbures dépendant entre autres des voies de migration, les gisements de pétrole seront plus importants dans les zones où de telles voies sont plus accentuées;

- c) Les roches-magasin de l'Apennin septentrional se réduisent aux roches de l'Oligocène, de l'Helvétien et du Messinien.

Les deux dernières formations, et particulièrement le Messinien, ne présentent des couches imperméables dans leur couverture que dans des situations tectoniques spéciales, de sorte qu'elles ne contiennent des gisements de pétrole que tout à fait accidentellement. Pour cette raison, on ne trouve des gisements plus importants que dans l'Oligocène ou le Langhien inférieur, qui forme l'élément de recouvrement de l'Oligocène. Mais lorsque les conditions tectoniques de migration et de recouvrement des gisements sont réalisées, comme à Cento Pozzi, Ferdane, Miaris de Medesano et Montegibbio (3), il se pourrait bien qu'on découvrit des gisements de pétrole aussi dans l'Helvétien. On rencontre sporadiquement des gisements aussi dans la base de l'Éocène, lorsque les roches sont fortement bréchifiées, comme par exemple à Montechino, à Lacereto et dans les



argiles « scagliose » qui contiennent quelques roches plus gréseuses.

*Conclusions.* Si l'on tient compte du facies pétrographique et de l'aspect tectonique des formations de l'Apennin septentrional, on aboutit aux conclusions suivantes:

1. La roche-mère des hydrocarbures de cette région est constituée par la formation de lagune de la base de la nappe ligurienne (des auteurs) ou émilienne (PREDA).

2. Dans la zone de bordure de l'Apennin, c'est dans les roches supportées par des argiles scagliose que l'on rencontrera des gisements de pétrole, car là se trouvent réalisées aussi bien les dispositions tectoniques favorables à l'accumulation des hydrocarbures, que les voies de communication ouvertes aux migrations des hydrocarbures liquides.

3. Comme les roches-magasin sont représentées par des grès (Oligocène, Helvétien) d'un volume total de pores trop petit, nous estimons que les gisements de pétrole que l'on pourrait découvrir dans l'Apennin septentrional ne présenteront qu'une très faible importance au point de vue économique.

B) *La plaine padouane. Stratigraphie et Tectonique.* Si nombre de géologues persistent à croire que l'Apennin septentrional ne saurait recéler des gisements importants de pétrole, quelques-uns témoignent en échange un optimisme exagéré à la possibilité de découvrir des gisements dans la Plaine qui s'étend du côté nord, aux pieds de l'Apennin (Plaine padouane).

Le fait que cette plaine recèle de nombreuses salses et qu'on y a observé des émanations de gaz a sans doute contribué à renforcer cet optimisme. Cependant, leur présence en quantités considérables devrait plutôt constituer une cause de pesimisme: de pareilles manifestations indiquent que si des gisements de pétrole y ont jamais existé, ils doivent être maintenant dégradés ou sur le point de l'être, ou bien, que l'on a affaire à des gisements de gaz sans gisements de pétrole.

Le fait est qu'on a foré de nombreuses sondes dans la Plaine, dans la région de Fontevivo, St. Colombano, Montepellato et



Podenzanno, et que les résultats obtenus sont pour ainsi dire nuls. On procède actuellement à de nouveaux forages dans la région de Mirandola et de Ferrara, mais je suis convaincu que ces travaux n'aboutiront à aucun résultat pratique et qu'on ne découvrira pas de gisements commerciaux de pétrole.

On ne peut guère tirer des conclusions exactes quant à la présence du pétrole dans la Plaine sans connaître parfaitement la structure géologique de celle-ci, ce qui est chose impossible par la seule observation directe.

Nous essaierons donc de nous représenter hypothétiquement la structure possible de la plaine padouane, en partant :

1. Du caractère des plis de la bordure nord de l'Apennin.
2. Du résultat des études géophysiques.
3. Du résultat des sondages effectués dans cette plaine.

Si l'on examine les plis de la zone de bordure de l'Apennin, on constate qu'à mesure qu'on se déplace du S au N vers cette bordure, ils s'affaissent de plus en plus, c'est-à-dire qu'ils descendent en gradins dans cette direction. On remarque également que, dans la zone centrale de l'Apennin septentrional les plis suivent une direction générale presque N-S, tandis qu'à mesure qu'on approche de leur bordure Nord, ils s'orientent vers le NNW-SSE, suivant la limite entre les montagnes et la plaine padouane.

Les rapports tectoniques entre la plaine et les collines sub-apennines sont difficile à étudier car, sur toute la longueur de cette zone-limite, les plus récents dépôts du Pliocène recouvrent cette bordure en s'inclinant légèrement vers la Plaine.

Dans certaines régions ces rapports sont pourtant visibles. On remarque, par exemple, dans la vallée du Reno, au N de Bologna, que l'anticlinal du Flysch, à la limite entre l'Apennin et la Plaine, coupe diagonalement la bordure de l'Apennin et semble pénétrer sous la Plaine. La zone anticlinale du ruisseau Crostollo coupe obliquement la dislocation marginale de l'Apennin près de Vezzano.

La zone anticlinale de Salsomaggiore et Salciominore descend dans la plaine vers le dôme de Podenzanno.

Enfin, tous les plis de la bordure de la chaîne suivant une ligne Pavia-Voghera-Tortona s'enfoncent dans la plaine et on ren-



contre à l'Est de Torino-Cassale, des manifestations du sou-bassement paléogène-crétacé. Mais le phénomène, nullement limité à l'Apennin septentrional, se manifeste aussi dans l'Apennin médian. Aussi SACCO et BONARELLI supposent-ils que la zone paléogène d'Ancone-Pessara s'enfonce sous la plaine du Pô vers Ferrara-Mirandola (8). Ce phénomène est parfaitement visible dans la région des Abruzzes, du N de Pescara à Foggia, où les plis se détachent des zones internes de l'Apennin et descendent diagonalement sous la Plaine, supportant des dépôts de plus en plus récents.

En partant de ces observations, nous pouvons supposer qu'on découvrira dans la plaine, sous les dépôts tertiaires récents, les formations géologiques de l'Apennin. La Plaine padouane n'est donc qu'un échelon plus bas de l'Apennin, séparé du reste de la chaîne par une puissante dislocation, — la dislocation marginale de l'Apennin.

Des études géophysiques ont brillamment fait ressortir l'existence de cette dislocation et la présence des plis dans la plaine. Nous y voyons une avant-fosse rattachée à l'Apennin<sup>1)</sup>.

La société Agip, parfaitement organisée en vue des études géophysiques et des prospections gravimétriques, électriques et magnétiques, dispose à cet effet de quatre équipes, dotées de tous les instruments de travail, de pendules et d'un atelier fort bien outillé pour n'importe quelle construction nécessaire à l'application sur le terrain des méthodes géophysiques.

Les années précédentes, cette organisation avait déjà exécuté dans la campagne de Padoue, par la méthode gravimétrique, des levés englobant plus de 12.000 kilomètres carrés.

Les travaux effectués à l'aide d'études géophysiques ont signalé, dans la plaine s'étendant entre Bologna et Pavia, la présence de quelques dômes allongés, dans l'espèce à Montepelato, Fontevivo, Podenzano et San Colombano.

Dans la zone de bordure de l'Apennin, entre Bologna et Rimini, ces mêmes travaux ont mis en évidence une dépression très profonde qui correspond à la dépression marginale de

---

<sup>1)</sup> Je tiens une partie de ces renseignements de M. BELLUIGI lui-même; les autres informations, je les ai puisées également dans ses publications.



l'Apennin. Cette dépression est suivie à l'Est, à environ 30 km de la bordure des montagnes, par un accident tectonique très prononcé, orienté E-W et réunissant entre elles les localités de Ferrara, Mirandola et Casalpusterlang (7).

*Le pétrole dans la Plaine padouane.* Quelques dômes, déjà connus par des études géophysiques antérieures, ont été explorés par sondages, tandis que d'autres font actuellement l'objet d'explorations.

Le dôme de Fontevivo au NW de Parma, que l'ingénieur PORRO avait reconnu depuis longtemps, est certainement le mieux exploré de tous. Des prospections géophysiques (8), confirmées par les résultats des sondages, avaient d'ailleurs fort bien défini ce dôme.

La première sonde forée a rencontré du pétrole dans la voûte, à faible profondeur, dans les graviers du Pliocène supérieur. Cette sonde a provoqué une puissante éruption de gaz. La production, qui s'élevait à quelques tonnes de pétrole par jour, s'est chiffrée au total par un peu plus de cent wagons de pétrole brut. Deux autres sondes ont fourni le même résultat, la production totale étant fort limitée. Bien que situées sur l'axe du dôme, la plupart des sondes n'ont produit que des eaux salées, avec des quantités énormes de  $H_2S$  et d'hydrocarbures gazeux.

Bien que poussés jusque dans l'Oligocène, qui semble avoir un caractère diapir, les sondages n'ont rencontré que des gisements de gaz et d'eaux salées

Un sondage exécuté à Borghetto a révélé que le dôme présente vers l'Apennin une pente très douce, l'inclinaison tombant de 300 m sur 5 km.

Les explorations effectuées à Montepelatto, dans un dôme précisé par des moyens géophysiques, et poussées jusqu'à environ 1.500 m de profondeur, ont rencontré un Miocène formé de schistes marneux alternant avec des grès marneux semblables aux dépôts de l'Helvétien de Roumanie.

Ils renferment des eaux salées et des gaz, soit du  $H_2S$ , soit des hydrocarbures sous fortes pressions.

Les résultats obtenus à Podenzzano sont quasi pareils. Le même complexe pétrographique avec des traces d'hydrocarbures.



liquides très légers, à une pression dépassant 100 atmosphères, fournit en 24 heures, environ une tonne d'un pétrole extrêmement léger, presque de la gazoline.

Sur l'accident tectonique Ferrara-Mirandola se trouvaient en cours de forage, au printemps 1934, quelques sondes qui ont montré que la formation mio-pliocène traversée ne contient que du méthane, des eaux salées et aucun gisement pétrolifère.

Les études géophysiques et les sondages pratiqués jusqu'à 2.000 m environ ont révélé simultanément une structure tectonique tranquille, réduite à quelques ondulations d'une très faible courbure.

Voilà les seules données précises que nous possédons sur l'existence et la structure géologique de la Plaine padouane.

On peut quand même se demander s'il n'était pas possible de rencontrer des gisements pétrolifères plus importants à des profondeurs plus grandes. La réponse est difficile à donner. En tout cas, elle ne peut avoir qu'une valeur hypothétique.

Voici, en quelques mots, l'image qu'on peut se faire de la structure géologique de cette région:

Au-dessous des dépôts mio-pliocènes constituant la couverture de la Plaine padouane, dont l'épaisseur atteint plusieurs milliers de mètres, se trouverait la formation-mère des hydrocarbures, qui serait, à mon avis, la même formation lagunaire aquitanaise que celle formant l'autochtone de la nappe ligurienne (émilienne). Elle a été déposée probablement sur l'avant-pays de l'Apennin, lequel a fourni le matériel exotique qui se trouve aussi bien dans les mylonites de la base de la nappe émilienne que dans l'Oligocène de sa bordure.

Fort probablement, la nappe émilienne se prolonge sous la Plaine en gardant toujours la même structure que dans l'Apennin. Dans cette hypothèse, elle aurait comme autochtone la formation lagunaire et serait couverte par les dépôts de la transgression burdigalienne (langhienne). En d'autres termes, la nappe émilienne présenterait deux digitations: une digitation supérieure, dont la bordure finirait à la dislocation marginale de l'Apennin, et une digitation inférieure, qui s'étendrait sous la Plaine padouane.



Quelle que soit la position de cette formation-mère du pétrole, c'est d'elle que proviennent tous les hydrocarbures et les eaux salées se trouvant dans les dépôts mio-pliocènes de la Plaine padouane.

Les mouvements ayant affecté cette Plaine après la sédimentation de la roche-mère ont du être peu importants. Du Miocène au Quaternaire, la Plaine semble n'avoir subi que des mouvements verticaux et de très faibles mouvements tangentiels. Les résultats des sondages et la faible inclinaison des couches constatée dans les carottes l'ont suffisamment démontré. Il y manque donc l'élément principal qui devait déterminer la migration des hydrocarbures et la formation des gisements pétrolifères, c'est-à-dire les lignes de moindre résistance: plis anticlinaux, diapris, failles, etc. Dans ces conditions, la liaison entre la roche-mère et les roches-magasin ne présente qu'une faible importance et les hydrocarbures n'ont pu utiliser pour leur migration que la porosité des roches.

L'absence de forts bouleversements tectoniques, qui auraient pu permettre une migration en masse des hydrocarbures, a déterminé une diagenèse spéciale de ceux-ci, laquelle a conduit à une transformation totale de la substance organique en hydrocarbures paraffiniques légers et surtout en méthane.

A une autre occasion <sup>1)</sup>, j'ai essayé de montrer que la même substance organique, sédimentée dans des conditions semblables, peut engendrer des hydrocarbures très variés: naphthéniques, aromatiques, paraffiniques et même du méthane, emmagasinés dans des couches différentes. Cette diagenèse et cette ségrégation des hydrocarbures doivent être mises en corrélation avec le type de mouvements qu'ont subi les roches formant l'ensemble pétrolifère d'une région quelconque.

Dans une même région pétrolifère, c'est-à-dire une province où la roche-mère est la même, peuvent se former des gisements pétrolifères à hydrocarbures très différents, si les diverses unités de cette province ont subi un développement qui a pu conduire à des accidents tectoniques différents.

---

<sup>1)</sup> Communication faite à l'Institut Géologique de Roumanie en 1935 et qui paraîtra dans ses publications.



Ainsi, dans une région où les dépôts ont été continuellement en mouvement durant leur sédimentation même, et par conséquent présentent une tectonique très violente, (c'est le cas des régions à plis diapirs), la roche-mère engendre des hydrocarbures très variés (paraphéniques, naphéniques, aromatiques, etc.) qui, par migration, peuvent se séparer et occuper des niveaux différents. Les hydrocarbures paraphéniques occupent les niveaux profonds, les hydrocarbures naphéniques et aromatiques les niveaux supérieurs. C'est le cas pour les gisements pétrolifères des régions à plis diapirs de la côte du Golfe du Mexique et des collines subcarpatiques de la Valachie.

Dans d'autres régions situées pourtant dans la même province pétrolifère, l'évolution s'est accomplie d'une manière différente. Après la formation des roches-mères, la région a subi des mouvements tectoniques intenses, puis la sédimentation s'est continuée dans un calme remarquable. Les mouvements posthumes n'ont engendré que des plissements assez réguliers, sans dislocations profondes.

La diagenèse des hydrocarbures constitue un processus de longue durée, dans des conditions assez constantes, et le résultat final est la transformation presque totale de la substance organique primordiale en hydrocarbures paraphéniques. Par distillation naturelle fractionnée, les différents niveaux pétrolifères contiennent des hydrocarbures de plus en plus légers à mesure qu'ils sont moins profonds. Leur teneur en méthane et en  $H_2$  est beaucoup plus forte que celle des gisements de pétrole naphénique, qui contiennent en échange beaucoup de  $CO_2$ . Les régions du Flysch des Carpates orientales de Roumanie et Galicie appartiennent à ce type d'évolution.

Le troisième type d'évolution est représenté par les régions que nous appellerons «atectoniques»; ce sont les régions qui, durant la formation de la roche-mère et des dépôts de couverture, n'ont subi presque aucun mouvement tectonique. La transformation de la substance organique s'y est accomplie très tranquillement, d'une façon presque constante et continue.

La substance organique a engendré des hydrocarbures exclusivement paraphéniques, avec une tendance à produire leurs termes les plus stables, le méthane. Ce sont bien entendu la



quantité totale des substances organiques et les conditions géologiques locales qui déterminent la durée de l'évolution des hydrocarbures, dont le terme final aboutit au méthane.

Nous citerons, dans ce groupe d'évolution, quelques régions de Pensylvanie, la Cuvette transylvaine, etc.

On pourrait également classer dans ce type la Plaine padouane. La diagenèse des hydrocarbures y est complètement effectuée et la substance organique presque entièrement transformée en méthane, les hydrocarbures liquides y jouant un rôle tout à fait secondaire.

Pour résumer mon opinion, j'estime que la Plaine padouane ne contient pas de gisements de pétrole susceptibles d'une exploitation rémunératrice, mais seulement des gisements de gaz.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. F. SACCO, DE STEFANI, FOSSA MANCINI, etc. Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia. *Mem. descrittive della Carta geologica d'Italia*, vol. XX, 1926.
2. FREDERICO SACCO. I problemi delle formazioni ofiolitifere delle Alpi e dell'Appennino. *Boll. de Uff. geol. d'Italia*, anno XII, No. 3—5, 1934.
3. M. ANELLI. Cenni tettonici sulla regione collinosa interposta tra lo Stirone ed il Taro. *Boll. del R. Ufficio geol. d'Italia*, vol. 411, 1927.
4. P. DE WIJKERSLOOCH. Bau und Entwicklung des Apennins. *Geologisches Institut*. Amsterdam, 1934.
5. L. MADALENA. Considerazioni geoidrologiche sulle aqua della galleria dell'Appennino della Direttissima Bologna—Firenze. *Rivista tecnica delle ferrovie italiane*, anno XXII, vol. XLIII, 1933.
6. A. BELLUIGI. Caratteristiche fisiche fondamentali della Pianura Padana. *Rendiconti della R. Acc. Naz. dei Lincei*, vol. X, serie 6. Roma, 1929.
7. — Sul fenomeno gravimetrico di Mirandola. *Boll. del Com. Naz. Ital. Sec. serie*, anno II, 1932.
8. — L'anticlinale gravimetrico-petrolifera di Fontevivo. *Boll. del Com. Naz. Ital. Sec. serie*, anno II, 1932.

— MM. E. CASIMIR et M. DIMITRIU. — **Quelques remarques sur les méthodes de Mc. Ilhney et de Wijs concernant la détermination de l'indice de brome et d'iode dans les huiles minérales.**

*Introduction.* La détermination de l'indice de brome ou d'iode présente une certaine importance dans l'analyse des graisses ani-



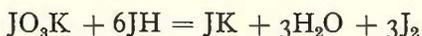
males et des huiles végétales; la valeur de cet indice sert à caractériser les substances dans la composition desquelles rentrent les glycérides des divers acides gras, saturés ou non saturés, et, dans une plus faible mesure, des hydrocarbures supérieurs (paraffines).

Les diverses méthodes dues à HÜBL, HÜBL-WALLER, HANUS, WINKLER, WIJS et autres sont couramment appliquées et donnent des résultats assez satisfaisants dans l'analyse des matières grasses. Mais les résultats sont moins satisfaisants dans le cas des huiles minérales. Dans la composition chimique de ces huiles entrent des hydrocarbures à poids moléculaire très élevé, à structure chimique complexe, et seulement des traces d'acides organiques. Dans ce cas, les résultats des déterminations de l'indice d'halogène varient dans de très larges limites d'une méthode à l'autre. Ils dépendent, pour chaque méthode à part, de divers facteurs tels que: la proportion d'halogène par rapport à l'huile, la durée de réaction, le contenu en humidité, l'action de la lumière, etc..., qui impriment à ces méthodes un caractère d'incertitude, aussi bien comme justesse, qu'au point de vue de la reproductibilité des résultats.

L'influence de tous ces facteurs est en liaison avec des réactions de substitution entre l'halogène et certains hydrocarbures qui rentrent dans la composition des huiles; il en résulte un indice d'halogène beaucoup plus élevé que si l'action de l'halogène sur les huiles se bornait seulement à des réactions d'addition. En de cas pareils il est absolument nécessaire de déterminer l'acide halogène-hydrique résultant des réactions de substitution, afin de pouvoir déduire — en tenant compte de la quantité d'halogène consommée au cours de ces réactions — l'indice d'addition proprement dit.

La méthode de MC. ILHYNEI permet de déterminer l'halogène substitué à côté de l'halogène additionné. Selon cette méthode, la substance dissoute dans le tétrachlorure de carbone est laissée pendant 18 heures en présence d'un excès de brome dissout dans le même dissolvant. On y ajoute ensuite une solution d'iodure de potassium et on titre au thiosulfate l'iode mis en liberté par l'excès de brome. On y ajoute à la fin une solution d'iodate de potassium et on titre l'iode qui a pris naissance à la suite de la réaction:





En raison de l'équivalence qui existe entre la quantité d'acide iodhydrique et la quantité d'acide bromhydrique résultant des réactions de substitution, équivalente à son tour à la quantité de brome substitué, on peut calculer la valeur de l'indice d'addition à l'aide de la formule suivante:

$$(1) \text{ Brome additionné} = \text{Brome total} - (\text{brome excès} + 2 \text{ brome titré comme acide bromhydrique})$$

Cette méthode appliquée aux huiles minérales ne mène parfois qu'à des valeurs apparentes de l'indice d'addition, plus ou moins éloignées des valeurs réelles. Dans ces cas, diverses réactions secondaires interviennent entre le complexe d'hydrocarbures, le brome, les dérivés bromurés et la solution d'iodure et de iodate de potassium, donnant naissance à des quantités appréciables d'acide bromhydrique; celles-ci étant titrées en même temps que celles résultant des réactions de substitution conduisent à des valeurs trop basses pour l'indice d'addition. Parfois les quantités d'acide bromhydrique résultant de ces réactions secondaires peuvent être d'une importance telle que les valeurs obtenues pour l'indice d'addition sont négatives.

Vu ces considérations, et étant donné qu'à l'occasion d'une étude des huiles roumaines poursuivie dans ce laboratoire nous nous sommes posé la question de la détermination de l'indice d'addition pour les diverses huiles commerciales du pays et de l'étranger, nous avons été obligés d'étudier plus en détail les deux méthodes le plus souvent employées dans l'occurrence: la méthode de Mc. ILHYNEI et celle de WIJS. Il était nécessaire d'établir les conditions dans lesquelles elles doivent être appliquées et de nous orienter sur les possibilités de tirer des conclusions des valeurs des indices d'halogène obtenus.

*Observations concernant la méthode de Mc. Ilhyniei.* Dans la détermination de l'indice d'addition d'après Mc. ILHYNEI nous nous sommes servis, au début, des prescriptions fournies par la bibliographie en ce qui concerne cette méthode <sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> H. MEYER. Analyse und Konstitutionsermittlung organischer Verbindungen (1909), 950.



Ainsi que nous l'avons dit, les valeurs obtenues au moyen de cette méthode pour l'indice d'addition peuvent être, surtout dans le cas des huiles minérales, inférieures aux valeurs réelles; ceci du fait que la quantité d'acide bromhydrique titrée est plus élevée que celle correspondant aux seules réactions de substitution. La naissance de l'acide bromhydrique, en dehors des réactions de substitution, peut être due à des causes examinées ci-après:

1. L'action de l'humidité des réactifs et de l'eau dans les solutions d'iode et d'iodate de potassium. L'humidité des réactifs ou des huiles, quelle qu'en soit la cause (séchage incomplet, pénétration de l'humidité de l'air pendant les diverses opérations, etc.), peut réagir dans certaines circonstances avec le brome ou avec les dérivés bromurés.

S. SCHMIDT-NIELSEN<sup>1)</sup>, E. RUPP et W. BRACHMANN<sup>2)</sup> ont montré que la lumière joue un rôle photochimique actif sur la réaction entre le brome et l'eau. Le mélange des vapeurs de ces substances s'est montré particulièrement sensible à ce sujet.

En étudiant les conditions de bromuration dans l'obscurité de l'éthylène et d'autres oléfines supérieures dans une solution de tétrachlorure de carbone, HAROLD S. DAVIS<sup>3)</sup> a montré que la rapidité de la réaction, réduite au début, se trouve considérablement accrue en présence de l'humidité. Dans tous les cas étudiés, il a constaté la formation de l'acide bromhydrique, en quantité moindre dans le cas de l'éthylène (1% de la quantité d'halogène entrée en réaction), en quantité beaucoup plus élevée cependant dans le cas du triméthylène et dans celui du diisobuthylène.

L'action de l'humidité sur le brome, ayant comme résultat la formation d'une certaine quantité d'acide bromhydrique, est un fait que nous avons pu constater expérimentalement à l'occasion d'un contrôle de l'action de cet halogène sur le cyclohexane. En traitant cet hydrocarbure avec un excès de solution de brome dans les conditions prévues par la méthode MC. ILHYNEI nous avons obtenu

<sup>1)</sup> *Zeitschr. f. anal. Chemie* (1924), 398.

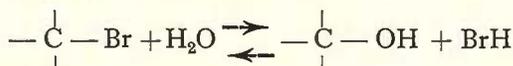
<sup>2)</sup> *Zeitschr. f. anal. Chemie* (1926), 155.

<sup>3)</sup> *The Journ. of the Americ. Chem. Society* (1928), 2769.



un indice d'addition négatif (— 0,25). Seulement après avoir distillé le cyclohexane sur le sodium métallique et en prenant toutes les précautions pour éviter la pénétration de l'humidité présente dans l'air, nous avons obtenu pour cet indice la valeur 0.

L'action de l'humidité, de même que l'action de l'eau des solutions d'iodure et d'iodate de potassium, peut également se produire sur les dérivés halogénés des hydrocarbures, conformément à la réaction <sup>1)</sup>:



L'acide bromhydrique, qui prend naissance d'une manière ou d'une autre, réagira sur la solution d'iodure et d'iodate en dégageant une quantité équivalente d'iode. La réapparition de la couleur bleue (en présence de l'amidon), après la décoloration par titrage au thiosulfate, peut être en partie attribuée à l'action hydrolysante de l'eau sur les dérivés bromurés des hydrocarbures. Quiconque s'est occupé de déterminations semblables s'est probablement heurté à des difficultés dans l'appréciation exacte du point final de décoloration de la solution, lors du titrage de l'iode correspondant à l'acide bromhydrique résultant des réactions de substitution <sup>2)</sup>.

2. L'instabilité de certains dérivés halogénés des hydrocarbures présents dans les huiles minérales. La stabilité des dérivés halogénés des hydrocarbures décroît dans la mesure de l'accroissement de leur poids moléculaire. Dans le cas de la détermination de l'indice d'addition d'après la méthode MC. ILHYNEI, l'élimination d'une quantité d'acide bromhydrique, soit des produits d'addition, soit des produits de substitution, surtout après l'éloignement de l'excès d'halogène et la neutralisation de l'acide bromhydrique, est fortement possible; il en résulterait des dérivés bromurés non saturés, respectivement des hydrocarbures non saturés <sup>3)</sup>.

<sup>1)</sup> H. M. BUCKWALTER and E. C. WAGNER, *The Journ. of the Americ. Chem. Society* (1930), 5243.

<sup>2)</sup> H. M. BUCKWALTER and E. C. WAGNER, *loc. cit.* pag. 5253. SUDBOUGHT and THOMAS cités dans l'étude de H. DAVIS, *loc. cit.*

<sup>3)</sup> H. M. BUCKWALTER, etc., *loc. cit.* GARNER. *Journ. of Petrol. Techn.* (1928), 718.



Le fait que l'indice d'addition décroît lorsque la durée de la réaction croît ne peut être attribué qu'à une semblable réaction secondaire avec l'élimination de l'acide bromhydrique du composé halogéné (tableau 1).

On sait que des hydrocarbures au poids moléculaire extrêmement élevé rentrent dans la composition chimique des huiles minérales. Ainsi, MABERY <sup>1)</sup>, dans ses études sur la composition chimique des huiles d'origine russe et américaine, parvient à établir, sur les valeurs obtenues pour le poids moléculaire moyen de ces huiles (compris entre 370 et 1150) et sur les résultats des analyses élémentaires, certaines formules brutes pour la composition chimique des huiles étudiées, telles que:  $C_{24}H_{40}$ ,  $C_{36}H_{60}$ ,  $C_{44}H_{80}$ ,  $C_{62}H_{116}$ ,  $C_{83}H_{158}$  et autres, correspondant aux séries d'hydrocarbures depuis  $C_nH_{2n-6}$  à  $C_nH_{2n-12}$ .

L'instabilité des dérivés bromurés de semblables hydrocarbures est non seulement possible mais aussi très probable.

Il résulte des observations faites au cours de la détermination des indices d'addition d'après la méthode Mc. ILHYNBI, que l'instabilité des dérivés bromurés, dans le cas des huiles minérales, se manifeste par une élimination d'acide bromhydrique et non pas de brome libre. Ceci résulte du fait que le titrage de l'excès de brome — respectivement de la quantité équivalente d'iode, après l'addition de la solution d'iodure de potassium — se fait d'une manière très précise, la solution ne se recolorant que très légèrement en présence de l'amidon et seulement longtemps après et cela dans la mesure dans laquelle a eu lieu l'épreuve comparative sans huile. Au contraire le titrage de l'iode correspondant à l'acide bromhydrique — après l'addition de l'iodate de potassium — manque de précision, car la solution incolore après le titrage de l'iode avec le thiosulphate de sodium se recolora au bout de quelques instants et ce jeu (décoloration avec du thiosulphate et recoloration après un certain temps de repos) peut se reproduire maintes fois.

La naissance de certaines quantités d'acide bromhydrique (en dehors des phénomènes étroitement liés aux réactions de sub-

<sup>1)</sup> *Journ. of the Americ. Chem. Society* (1926), 2663; (1927), 1116; *Industr. and. Eng. Chem.* (1927), 526.



stitution), aura pour effet le titrage d'une quantité plus élevée d'acide bromhydrique (respectivement d'iode, après l'addition de la solution d'iodure et d'iodate de potassium); le résultat en sera, pour l'indice d'addition, des valeurs inférieures aux valeurs réelles. Les valeurs ainsi obtenues seront d'autant plus petites que les réactions secondaires pouvant donner naissance à l'acide bromhydrique seront plus intenses; il pourrait en résulter, comme nous l'avons déjà dit, des valeurs négatives. Ainsi, dans le cas de la détermination de l'indice d'addition d'une huile ayant une densité de 0,9148 à 15°C et une viscosité de 2,1<sup>0</sup>E à 50°C, nous avons obtenu, en employant la méthode de M<sup>c</sup>. ILHYNEI, les valeurs suivantes, exprimées en cm.c. d'une solution de brome:

Quantité de brome prise dans cet essai . . . . .	72,10 cm.c.	$\frac{N}{10}$
Brome en excès . . . . .	36,05 cm.c.	$\frac{N}{10}$
Brome équivalent à l'acide bromhydrique . . . . .	18,18 cm.c.	$\frac{N}{10}$

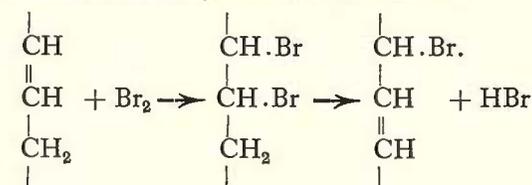
d'où il résulte pour le brome additionné, calculé d'après la formule (1), la valeur négative de  $-0,31 \text{ cm.c. } \frac{N}{10}$  pour 1 gr. d'huile.

Nous avons de même pu constater expérimentalement l'effet de la séparation de l'acide bromhydrique, dans les produits de réaction des hydrocarbures des huiles avec le brome, sur les résultats de la détermination de l'indice d'addition, d'après la même méthode, dans le cas d'une huile ( $d_{15}^{15} = 0,9263$ ;  $v_{50} = 12,6^{\circ}E$ ). Si on fait réagir la solution de brome sur cette huile pendant une demie heure et on titre, en dehors de l'excès d'halogène libre, l'iode correspondant à l'acide bromhydrique formé, dans un cas immédiatement après l'addition de la solution de iodate, dans l'autre 20 heures après, on obtient les résultats suivants: dans le premier cas, le brome additionné, exprimé en cm.c. d'une solution  $\frac{N}{10}$  de brome, est de 2,76, dans l'autre cas le résultat est négatif ( $-4,98 \text{ cm. c.}$ ).

Quelles que soient les causes qui amènent le titrage d'une quantité d'acide bromhydrique plus élevée que celle qui correspondrait exclusivement aux réactions de substitution, il faut ob-



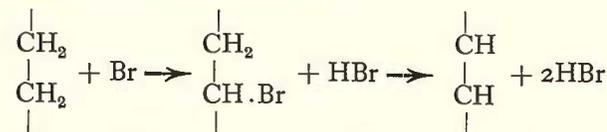
server que dans le calcul de la valeur de l'indice d'addition, ces erreurs sont doublées et augmentent davantage les erreurs des résultats de la détermination de cet indice. Ainsi, dans le cas d'un produit d'addition entre un hydrocarbure et du brome, l'élimination d'une molécule d'acide bromhydrique a pour effet la diminution de l'indice d'addition d'une valeur correspondant à deux atomes de brome, en obtenant ainsi la valeur 0 au lieu de la valeur 2 (calculée sur la base de la formule 1), si nous exprimons cet indice par le nombre d'atomes de brome additionné à la liaison double de l'hydrocarbure nonsaturé.



$$\text{Brome additionné} = 2 - (0 + 2 \times 1) = 0$$

Dans le cas d'une substitution d'un atome de hydrogène d'un hydrocarbure par le brome, ainsi qu'il résulte de la réaction ci-après, l'élimination d'une molécule d'acide bromhydrique contenue dans le produit de substitution a pour effet l'obtention d'un indice d'addition (également exprimé par le nombre d'ato-

mes de brome par rapport au groupe  $\begin{array}{c} | \\ \text{CH}_2 \\ | \\ \text{CH}_2 \\ | \end{array}$  que contient l'hydrocarbure) négatif,  $-2$  au lieu de 0.



$$\text{Brome additionné} = 2 - (0 + 2 \times 2) = -2$$

3. L'effet de durée de la réaction de l'halogène sur les valeurs des indices d'addition et de substitution. En suivant les valeurs des indices d'addition et de substitution de quelques huiles, pour des durées progressives de la réaction de l'halogène, nous avons trouvé que les valeurs de l'indice d'addition arrivent au maximum, dans un



délai relativement court — 15' à 30' — et décroissent après progressivement, tandis que les valeurs de l'indice de substitution croissent continuellement avec la durée de la réaction. Ces résultats s'expliquent par le fait qu'avec la croissance de la durée de réaction de l'halogène sur une huile, les réactions secondaires avec dégagement d'acide bromhydrique deviennent plus nombreuses, ayant pour effet la diminution de la valeur de l'indice d'addition de l'huile considérée.

Avec les essais faits sur les huiles, nous avons de même suivi l'effet de durée de la réaction de l'halogène sur une oléfine (caprylène =  $C_5H_{11}-CH=CH-CH_3$ ). Les résultats obtenus sont indiqués au tableau I; les valeurs des indices  $\gamma$  sont exprimées en gr. de brome pour 100 gr de substance <sup>1)</sup>.

TABLEAU I

Propriétés des huiles		L'indice de brome	Durée de la réaction						
d 15 °C 15	v/50°C Degrès Engler		2'	5'	15'	30'	2 h.	3 h.	24 h.
0,9300	4,0	L'indice d'addition. . . .	0,15	0,25	0,63	0,60	0,50	—	—
—	—	L'indice d'addition. . . .	—	—	0,76	0,72	—	—	0,14
0,9327	7,5	L'indice de substitution. . . .	—	—	9,74	9,38	—	—	13,83
—	—	L'indice d'addition. . . .	—	—	0,57	0,72	—	—	0,12
0,9335	12,1	L'indice de substitution. . . .	—	—	10,81	11,57	—	—	13,68
Caprylène (Kahlbaum). L'indice théor. d'addition = 142,7		L'indice d'addition. . . .	—	—	—	132,3	—	129,2	129,16
		L'indice de substitution. . . .	—	—	—	4,14	—	8,76	13,71

En comparant les valeurs relatives de l'indice de substitution à celles de l'indice d'addition, on voit que les réactions de substitution sont de beaucoup plus importantes dans le cas des huiles que dans le cas des oléfines isolées.

<sup>1)</sup> Voir aussi le tableau V.



4. L'influence de la composition chimique du milieu organique, sujet à l'action de l'halogène, sur les déterminations des indices d'addition et de substitution. L'intensité des réactions de substitution est — de même que pour les réactions secondaires — influencée par la composition chimique du milieu organique sujet à l'action de l'halogène. Certaines substances, même à l'état de traces, peuvent avoir une influence sur l'intensité de ces réactions<sup>1)</sup>.

Nous avons pu constater ce fait en comparant les valeurs des indices d'addition et de substitution, expérimentalement déterminés pour certains mélanges d'hydrocarbures, avec les valeurs calculés d'après les indices déterminés pour chaque hydrocarbure en particulier (tableau II et III).

Il ressort, des résultats indiqués dans ces tableaux, des différences marquées entre les valeurs de l'indice de substitution expérimentalement déterminées et celles calculées sur la base de la composition du mélange; ces différences sont dues aux réactions de substitution bien plus intenses qui ont eu lieu dans le cas où l'halogène a réagi sur le mélange d'hydrocarbures. Par contre, les différences observées entre les valeurs respectives de l'indice d'addition sont moins accusées.

Ces résultats font conclure que les valeurs des indices d'halogène — d'addition ou de substitution, de même que celles qui représentent le total des valeurs de ces indices (WIJS) — d'un hydrocarbure ou d'un mélange d'hydrocarbures, dépendent en grande partie de la nature des autres hydrocarbures en présence desquelles elles se trouvent, donc de la composition du mélange.

5. L'influence de l'excès d'halogène sur les valeurs des indices d'addition et de substitution. Les réactions de substitution, qui ont lieu entre les halogènes et les hydrocarbures, dépendent — dans la méthode MC. ILHYNEI de même que dans les autres<sup>2)</sup> — de l'excès d'halogène par rapport à l'huile. Le tableau IV contient les valeurs des indices d'addition et de substitution de quelques huiles dé-

<sup>1)</sup> SUDBOROUGH and THOMAS. *Journ. Chem. Soc.* (1910), 715, 2450.

<sup>2)</sup> S. SCHMIDT-NIELSEN und AAGE W. OWE. *Die Bestimmung der Jodzahl* (1823), 27.



terminées pour une durée de réaction d'une demie heure, seule la quantité de solution de brome variant par rapport à la même quantité d'huile (1 gr.).

TABLEAU II  
*Décane (94,9%) + Caprylène (5,1%)*

	Indice d'addition	Indice de substitution	
Mélange {	Expérimental . . . . .	6,64	3,07
	Calculé . . . . .	7,07	0,24
<i>Hydrocarbures en particulier</i>			
Décane . . . . .	0,27	0,03	
Caprylène . . . . .	132,30	4,14	

TABLEAU III  
*Octane (18,5%) + décane (18,8%) + cyclohexane (35,4%) + xylène (22,4%) + caprylène (4,9%)*

	Indice d'addition	Indice de substitution	
Mélange {	Expérimental . . . . .	6,38	25,85
	Calculé . . . . .	6,69	18,30
<i>Hydrocarbures en particulier</i>			
Octane . . . . .	0,11	0,0	
Cyclohexane . . . . .	0,0	0,0	
Xylène . . . . .	0,62	80,72	
Décane; Caprylène . . . . .	0,27 ; 132,3	0,03 ; 4,14	

Ces résultats nous montrent, que les réactions de substitution sont intensifiées par l'augmentation de l'excès d'halogène; il résulte en même temps pour les valeurs d'indice d'addition une diminution plus ou moins importante, due au fait que dans



ce cas, comme dans le cas de l'augmentation de la durée de réaction, les réactions secondaires avec élimination d'acide bromhydrique sont plus intenses.

TABLEAU IV

Propriétés des huiles		Solution de brome $\frac{N}{3}$	Indice d'addition	Indice de substitution
$d_{15}^{15} \text{ } ^\circ\text{C}$	$v/50^\circ\text{C}$ Degrés Engler			
0,9148	2,1	10 cmc	0,93	6,65
		20 »	0,60	10,95
0,9300	4,0	10 cmc	0,87	7,17
		20 »	0,63	12,23
0,9327	7,5	10 cmc	0,97	6,02
		20 »	0,76	9,74
0,9335	12,1	10 cmc	0,96	7,25
		20 »	0,57	10,21
0,9350	24,4	10 cmc	1,06	6,88
		20 »	0,33	10,16

*Indices d'addition et de substitution de quelques huiles minérales commerciales roumaines et étrangères, déterminés par la méthode de Mc. ILHYNEI.* A la suite des résultats obtenus avec ces essais préliminaires, qui nous ont servi d'établir les conditions les plus favorables dans lesquelles doivent s'effectuer les déterminations de l'indice d'addition d'une huile minérale, d'après la méthode de Mc. ILHYNEI, nous avons procédé à la détermination de cet indice pour une série d'huiles commerciales roumaines, françaises et américaines. Ces déterminations ont été exécutées dans les conditions suivantes:

1. La durée de la réaction: entre 15 et 30 minutes.
2. La quantité de solution de brome  $\frac{N}{3}$ : 10 cm<sup>3</sup> pour 1 gr. d'huile. L'excès d'halogène correspond à 50—75% de solution  $\frac{N}{3}$ .
3. L'action de l'halogène a eu lieu dans l'obscurité et à la température ordinaire.



TABLEAU V

Huile No.	Dénomination commerciale	Propriétés		Durée de la réaction					
		d 15 15 °C	v/50°C Degrés Engler	15 minutes			30 minutes		
				Indice			Indice		
				d'addi- tion	de sub- stitu- tion	total <sup>2)</sup>	d'addi- tion	de sub- stitu- tion	total <sup>2)</sup>
<i>Huiles roumaines</i>									
1	Agricol . . . .	0,9148	2,1	1,5 <sup>1)</sup>	10,6	12,1 <sup>1)</sup>	—	—	—
2	Osin No. 1 . . .	0,9300	4,0	1,4 <sup>1)</sup>	11,4	12,8 <sup>1)</sup>	—	—	—
3	Osin No. 2 . . .	0,9327	7,5	1,5 <sup>1)</sup>	9,6	11,1 <sup>1)</sup>	—	—	—
4	Osin No. 5 . . .	0,9335	12,1	1,5 <sup>1)</sup>	11,5	12,0 <sup>1)</sup>	—	—	—
5	Osin No. 6 . . .	0,9350	24,4	1,7 <sup>1)</sup>	10,5	12,2 <sup>1)</sup>	—	—	—
<i>Huiles françaises</i>									
6	Spidoleïn P.F.	0,8965	3,3	4,8 <sup>1)</sup>	10,1	14,9 <sup>1)</sup>	4,3	8,9	13,2
7	Spidoleïn T. . .	0,9122	7,3	2,9	9,3	12,2	3,3 <sup>1)</sup>	9,5	12,8 <sup>1)</sup>
8	Spidoleïn B. . .	0,9363	12,6	2,9	10,0	12,9	3,2 <sup>1)</sup>	9,8	13,0 <sup>1)</sup>
9	Spidoleïn A. . .	0,9247	16,3	4,2 <sup>1)</sup>	8,3	12,5 <sup>1)</sup>	4,1	9,3	13,4
<i>Huiles américaines</i>									
10	Mobiloil Arctic	0,9204	4,1	0,8	13,4	14,2	0,9 <sup>1)</sup>	14,8	15,7 <sup>1)</sup>
11	Castrol C.W. . .	0,9094	6,5	3,2	6,9	10,1	3,3 <sup>1)</sup>	7,3	10,6 <sup>1)</sup>
12	Mobiloil A. . . .	0,9271	7,9	2,2	11,8	14,0	2,2 <sup>1)</sup>	12,0	14,2 <sup>1)</sup>
13	Mobiloil B.B. . .	0,9084	10,9	4,5	10,4	14,9	4,8 <sup>1)</sup>	9,4	14,2 <sup>1)</sup>
14	Mobiloil B. . . .	0,8973	16,3	12,9 <sup>1)</sup>	7,8	20,7 <sup>1)</sup>	12,7	8,2	20,9
15	Mobiloil C.C. . .	0,8952	17,8	13,0 <sup>1)</sup>	6,0	19,0 <sup>1)</sup>	12,5	6,6	19,1
16	Mobiloil C. . . .	0,9404	25,1	8,7 <sup>1)</sup>	8,9	17,6 <sup>1)</sup>	8,4	10,4	18,8

<sup>1)</sup> Ordonnées des points des courbes I et III du diagramme II

<sup>2)</sup> Indice total = indice d'addition + indice de substitution.

Les valeurs des indices, en vue d'une plus facile comparaison avec les résultats ultérieurement obtenus d'après la méthode Wijs, sont exprimées en indices équivalents d'iode.

L'examen des résultats indiqués ci-dessus laisse voir que les plus grandes valeurs de l'indice d'addition des huiles analysées correspondent à une durée de réaction de 15' dans certains cas,



de 30' dans d'autres cas. (Après un temps plus long de réaction nous avons toujours obtenu des valeurs inférieures pour cet indice).

Dans le diagramme II, qui nous permet une interprétation plus facile des résultats du tableau ci-dessus, les ordonnées des différents points des courbes correspondent aux valeurs obtenues dans certains cas pour la durée de réaction de 15', en d'autres pour la durée de 30', c'est-à-dire aux valeurs maxima de l'indice d'addition.

En suivant les valeurs de l'indice total pour les 13 premières huiles, nous observons qu'elles ne diffèrent pas, sauf quelques petites variations, d'une catégorie d'huile à l'autre, à l'exception des huiles No. 6, 10, 12 et 13. En comparant en échange les valeurs de l'indice d'addition on constate une différence plus marquée entre celles des huiles roumaines, dont les valeurs se maintiennent autour de 1,5, et celles qui correspondent aux huiles étrangères, dont les valeurs les plus élevées varient entre 2,2—13,0 (à l'exception de l'huile No. 10).

La comparaison entre les valeurs de l'indice total et celles de l'indice d'addition nous offre également l'occasion d'observations intéressantes. En admettant que cette méthode (Mc. ILHYNEI) ne nous permettrait pas la détermination à part de l'indice d'addition en dehors de l'indice de substitution, et que nous prendrions comme critérium pour le contenu en substances capables de réagir avec l'halogène par addition les valeurs obtenues pour l'indice total, nous constatons que l'huile No. 10, par exemple, devrait être considérée plus riche en substances semblables que les huiles Nos. 9 et 11, tandis que c'est justement le contraire qui ressort des valeurs de l'indice d'addition pour ces huiles. Les mêmes observations ressortent de la comparaison des huiles No. 12 avec le No. 11, et No. 14 avec le No. 15, etc. Par conséquent, la comparaison entre deux huiles minérales, du point de vue de la capacité de réaction avec les halogènes (brome ou iode), peut ne pas être toujours juste si l'on prend pour critérium seulement la valeur de l'indice total d'halogène.

Toute autre méthode, qui dans la détermination de l'indice d'halogène d'une huile minérale englobe dans les résultats obtenus l'effet dû aux réactions de substitution à côté de l'effet



dû aux réactions d'addition (WIJS), peut conduire aux mêmes conclusions erronées.

*Observations concernant la méthode de Wijs.* D'après cette méthode l'indice d'iode est déterminé à l'aide d'une solution de monochlorure de iode (ICl) dans l'acide acétique glacial.

La méthode de WIJS est couramment appliquée dans l'analyse des graisses et des huiles minérales, de sorte qu'il est inutile d'entrer dans des détails.

Dans les présentes déterminations nous avons préparé la solution de monochlorure d'iode d'après les indications fournies par SCHMIDT—NIELSEN dans son étude sur la détermination de l'indice d'iode<sup>1)</sup>.

Avant d'exposer les résultats obtenus par la méthode WIJS dans le cas des mêmes huiles étudiées à ce point de vue d'après la méthode MC. ILHYNEL, nous exposerons les données d'essais préliminaires qui nous ont fourni la possibilité d'interpréter les résultats obtenus et de faire quelques comparaisons entre les valeurs des indices, obtenues d'après ces deux méthodes.

Les valeurs de l'indice d'iode obtenues avec la méthode de WIJS renferment aussi l'effet dû aux réactions de substitution, qui dans ce cas non plus ne peuvent être évitées. Bien que ces réactions aient lieu dans une plus faible mesure que dans le cas d'une solution de brome, elles conduisent, dans le cas des huiles minérales, à l'obtention de valeurs des indices d'iode beaucoup plus élevées que celles réelles (correspondant exclusivement aux réactions d'addition).

L'intensité des réactions de substitution dépend dans le cas de la méthode WIJS également de la durée de réaction, aussi bien que de l'excès d'halogène employé. Dans les présentes déterminations nous avons évité un trop grand excès d'halogène, en prenant 10 cm<sup>3</sup> de sol.  $\frac{N}{5}$  d'iode pour 1 gr. d'huile, correspondant à un excès de 50—75% d'halogène par rapport à la quantité d'halogène consommée par l'huile. Nous avons cherché à déduire de certains essais préliminaires, effectués avec quelques

<sup>1)</sup> *Loc. cit.*, pag. 18.



hydrocarbures de même qu'avec trois huiles minérales, la durée nécessaire à la réaction de l'halogène sur l'huile, en suivant la variation de l'indice d'iode par rapport à la durée de la réaction. Il ressort de ces essais (tableaux VI et VII), que la rapidité de la réaction du iode est très grande au début<sup>1)</sup>, qu'elle décroît ensuite

TABLEAU VI

Hydrocarbures	Durée de réaction en heures					Observations
	2	4	7	8	24	
Caprylène (Kahlbaum) . .	—	211,2	—	—	—	Calculé: 226,4; d'après Mc. Ilhynel 210,1
Octane . . . . .	0,0	—	—	—	—	
Décane . . . . .	0,2	—	—	—	—	
Cyclohexane . . . . .	0,0	—	—	—	—	
Xylène . . . . .	5,7	—	—	—	—	
Mélange de: 94,9% octane + 5,1% carpylène .	10,7	—	—	10,9	11,4	Calculé: 10,8
Mélange de: 18,5% octane + 18,8% décane + 35,4% cyclohexane + 22,4% xylène + 4,9% caprylène .	11,0	—	11,8	—	—	Calculé: 11,7

TABLEAU VII

Huile No.	Propriétés des huiles		Durée de la réaction				
	d <sub>15</sub> <sup>15</sup> <sub>15</sub>	v/50°C Degrés Eng.	15'	30'	1 h	2 h	4 h
1	0,8965	3,3	—	10,7	11,3	11,7	12,1
2	0,8973	16,3	—	—	14,9	15,3	—
3	0,9350	24,4	8,7	9,25	9,8	10,1	—

progressivement, sans toutefois s'annuler même après un temps assez long; cela ressort du tableau VII et du diagramme I. Ainsi, par exemple, pour les huiles, les valeurs de l'indice atteignent après

<sup>1)</sup> *Chimie et Industrie* (1828), vol. 28, 1043.



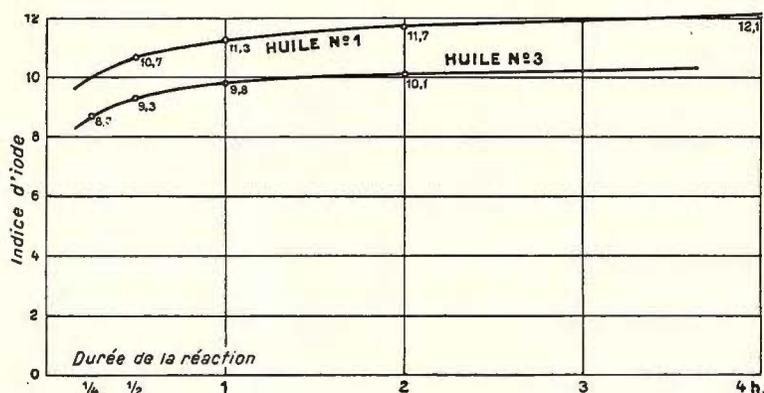


Diagramme I

Variation de l'indice d'iode d'après Wijs, en fonction de la durée de réaction

30' environ 90% et après deux heures environ 97% des valeurs obtenues après 4 heures (huile No. 1).

Le fait que la valeur de l'indice d'iode augmente lentement mais progressivement avec le temps de réaction ne peut être attribué qu'aux réactions de substitution, qui ont lieu entre le chlorure d'iode et certains hydrocarbures de ces huiles.

*Les indices d'iode des huiles 1—16 déterminés selon la méthode de Wijs.* L'augmentation continue avec le temps de réaction des valeurs de l'indice d'iode selon WIJS, dans le cas des huiles minérales, ne nous permet pas de fixer la durée de réaction de la solution de ICl sur ces huiles, sans que les valeurs qui en résulteraient pour cet indice ne soient influencées par les réactions de substitution. Cependant, puisque de la forme des courbes du diagramme I il résulte que la rapidité de la réaction devient après un délai de deux heures extrêmement faible, nous avons déterminé l'indice d'iode pour les 16 huiles après cette durée de réaction. La quantité de réactif employée a été de 10 cm<sup>3</sup> d'une solution  $\frac{N}{5}$  de iode pour 1 gr. d'huile. La réaction a eu lieu dans l'obscurité.

Les résultats des déterminations exécutées dans ces conditions figurent au tableau VIII, où l'on trouve dans la dernière colonne les valeurs de l'indice total d'après MC. ILHYNEI exprimées en gr. iode pour 100 gr. huile.

TABLEAU VIII

Huile No.	Dénomination commerciale	Propriétés		Indice d'iode d'après WIJS	Indice d'addit. + indice de subst. d'après Mc. ILHNEY en quantités équival. d'iode
		d 15 °C 15	v/50°C Degrés Engler		
	Huiles roumaines				
1	Agricol . . . . .	0,9148	2,1	9,5	12,1
2	Osin No. 1 . . . . .	0,9300	4,0	10,2	12,8
3	Osin No. 2 . . . . .	0,9327	7,5	9,5	11,1
4	Osin No. 5 . . . . .	0,9335	12,1	10,7	12,0
5	Osin No. 6 . . . . .	0,9350	24,4	10,1	12,2
	Huiles françaises				
6	Spidolein F.F. . . . .	0,8965	3,3	11,7	14,9
7	Spidolein T. . . . .	0,9122	7,3	9,9	12,8
8	Spidolein B. . . . .	0,9363	12,6	10,7	13,0
9	Spidolein A. . . . .	0,9247	16,3	10,5	12,5
	Huiles américaines				
10	Mobiloil Arctic . . . . .	0,9204	4,1	11,4	15,7
11	Castrol C.W. . . . .	0,9094	6,5	9,5	10,6
12	Mobiloil A. . . . .	0,9271	7,9	10,8	14,2
13	Mobiloil B.B. . . . .	0,9084	10,9	12,1	14,2
14	Mobiloil B. . . . .	0,8973	16,3	15,3	20,7
15	Mobiloil C.C. . . . .	0,8953	17,8	15,2	19,0
16	Mobiloil C. . . . .	0,9404	25,1	14,3	17,6

En comparant entre elles les valeurs obtenues, d'une part pour l'indice d'iode d'après WIJS, d'autre part celles résultant pour l'indice total de même que pour l'indice d'addition d'après Mc. ILHNEY, on peut faire quelques observations intéressantes, qui résultent encore mieux de l'examen du diagramme II, dans lequel sont inscrites les valeurs comparatives de ces indices pour les 16 huiles examinées.

1. Les valeurs de l'indice d'iode obtenues selon la méthode de WIJS sont de beaucoup supérieures à celles de l'indice d'addition obtenues par la méthode Mc. ILHNEY.

2. Les réactions de substitution jouent le rôle principal dans



la détermination de l'indice d'addition (Mc. ILHYNEI) ou de l'indice d'iode (WIJS) pour les huiles minérales.

3. Les indices d'iode selon WIJS sont inférieurs aux indices totaux (d'addition et de substitution) selon MC. ILHYNEI; ceci est dû au fait que les réactions de substitution sont plus nombreuses dans ce dernier cas. Cette différence est plus manifeste si l'on tient compte du fait que la durée de réaction dans les deux méthodes est différente.

4. On observe entre les courbes II et III, à quelques petites exceptions près, une analogie en ce qui concerne l'alternance des points maxima et minima. Cette analogie, de même que le

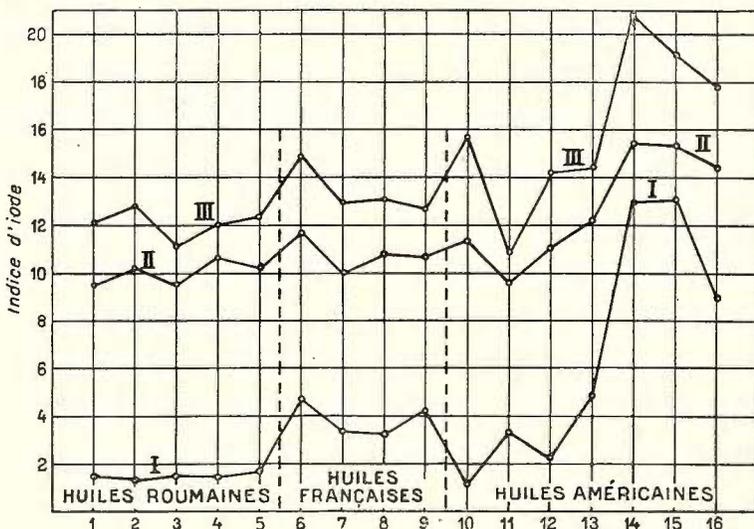


Diagramme II

I, Indice d'addition d'iode (Mc. Ilhynei). II, Indice d'iode (Wijs). III, Indice d'addition + indice de substitution (Mc. Ilhynei)

fait que les valeurs des indices respectifs suivent le même ordre de grandeur, conduit à la conclusion que la réaction de l'halogène dans les déterminations selon la méthode de WIJS doit être attribuée en grande partie aux réactions de substitution.

5. A cause des réactions de substitution, dont l'intensité dépend de la composition chimique de l'huile, les résultats des déterminations de l'indice d'iode (WIJS) pour les huiles minérales

peuvent conduire à des interprétations erronées. Ainsi, par exemple, l'huile No. 10, qui a, d'après WIJS, un indice d'iode supérieur à celui des huiles No. 9 et No. 11, est malgré cela plus riche que ces dernières en composés capables de réagir par addition avec les halogènes (brome ou iode). Cette même observation peut être faite dans le cas de l'huile No. 12 comparée à l'huile No. 11.

6. En essayant une classification des huiles analysées suivant leur capacité de réagir avec l'iode, exprimée par l'indice d'iode d'après WIJS, c'est encore le diagramme ci-dessus qui nous montre que cette méthode ne permet pas de distinguer nettement les huiles entre elles; en effet, sauf pour le cas des huiles No. 14, 15, 16, leurs indices d'iode sont compris entre des limites relativement proches, tandis qu'à l'aide de la méthode de MC. ILHYNEI la différence est beaucoup plus apparente, les indices d'addition pour les trois catégories d'huiles étant compris entre les valeurs suivantes:

	Gr. iode / 100 gr. d'huile
Huiles roumaines . . . . .	1,4— 1,7
Huiles françaises . . . . .	2,9— 4,8
Huiles américaines (exceptant l'huile No. 10) . . . . .	2,2— 13,0

*Conclusions.* Les résultats des déterminations de l'indice d'halogène (brome ou iode) pour les huiles minérales, d'après les méthodes de MC. ILHYNEI et WIJS, sont influencés dans une large mesure par la production de certaines réactions de substitution.

La méthode de MC. ILHYNEI permet de déterminer, avec certaine approximation, la quantité d'halogène consommée au cours des réactions de substitution et par conséquent de calculer, avec la même approximation, la valeur correspondante pour l'halogène additionné.

Les valeurs déterminées pour l'indice d'addition sont cependant dans nombre de cas inférieures aux valeurs réelles; cela du fait que l'on titre une quantité d'acide bromhydrique supérieure à celle qui ne correspond qu'aux réactions de substitution. La naissance de ce surplus en acide bromhydrique, qui est d'autant plus importante que les réactions de substitution sont plus intenses, est due à l'instabilité des dérivés bromurés des hydro-



carbures complexes qui entrent dans la composition des huiles minérales, ainsi qu'à l'action hydrolisante de l'eau provenant des réactifs sur ces dérivés.

En travaillant dans certaines conditions l'effet de ces causes peut être sensiblement réduit, en obtenant pour l'indice d'addition des valeurs plus rapprochées des valeurs réelles. Ces conditions sont les suivantes:

1. Un excès pas trop grand de réactif: 50—75% par rapport à la quantité théorique déterminée par une expérience préliminaire.

2. La durée de réaction de la solution d'halogène sur les huiles doit être comprise entre 15 et 30 minutes.

3. La réaction doit avoir lieu dans l'obscurité et à basse température.

4. Le titrage de l'iode correspondant à l'acide bromhydrique formé au cours de la réaction de l'halogène doit être fait immédiatement après l'addition de la solution de iodure et de iodate de potassium et dirigé seulement jusqu'à la première phase de décoloration de la solution, persistante pendant quelques secondes.

La méthode de WIJS, appliquée aux huiles minérales, donne toujours des valeurs supérieures aux valeurs qui ne correspondraient qu'à l'addition de l'halogène, à cause de la production de certaines réactions de substitution, qui, bien que moins intenses que dans le cas de la méthode MC. ILHYNEI, peuvent cependant être beaucoup plus importantes que les réactions d'addition.

C'est donc la méthode de MC. ILHYNEI<sup>1)</sup> qui est à choisir entre les deux méthodes, car, sous la réserve des observations faites, elle permet de déterminer avec plus d'approximation le degré de nonsaturation d'une huile minérale.

Reçu: juin 1935.

---

<sup>1)</sup> P. AGOSTINI. *Chem. Zentr.-Blatt* (1931), I, 1707 et 1825. Etudes comparatives entre les méthodes de MC. ILHYNEI et de ROSENMUND. Les conclusions sont favorables à la première méthode.





# TABLE DES MATIÈRES<sup>1)</sup>

TOME XXI (1932 — 1933)

	<u>Page</u>
ATANASIU I. et MACOVEI G. Quelques affleurements du Méditerranéen dans la Dobrogea du Sud. . . . .	209
*BĂRBAT T. et RUSSO GH. Recherches magnétiques dans la région de Ocna de Fer-Dognecea, en 1932. . . . .	179
BRANA V. Note sur l'âge des conglomérats de la région de Neagra (distr. de Turda). . . . .	59
CANTUNIARI ȘT. Étude géotechnique sur le gneiss de Slătiniçu (distr. de Mehedinți). . . . .	128
— Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. Région de Rusca Montană . . . . .	156
CASIMIR E. Les résultats de l'analyse spectrographique de l'extrait dans l'eau régale de trois chromites des Monts d'Orșova-Goleșu Mic, Cârneșica et Lomuri (galerie Robert) . . . . .	65
* — DIMITRIU M. et M-elle PAȘCA V. Étude chimique de quelques schistes ménilitiques de la zone marginale du Flysch des Carpates orientales . . . . .	68
— et DIMITRIU M. Quelques remarques sur les méthodes de Mc. Ilhynéi et de Wijs concernant la détermination de l'indice d'halogène dans les huiles minérales . . . . .	241
*CERNESCU N. Vues nouvelles dans la chimie colloïde . . . . .	5
* — Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie . . . . .	40
* — Contributions à la connaissance du chimisme des sols de climat humides . . . . .	54
CODARCEA AL. Étude micrographique des roches cristallines du Sénonien de Breaza. . . . .	85
— Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Svinița (dép. de Severin) . . . . .	179
*DIMITRIU M., CASIMIR E. et M-elle PAȘCA V. Étude chimique de quelques schistes ménilitiques de la zone marginale du Flysch des Carpates orientales . . . . .	68

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



	<u>Page</u>
DIMITRIU M. et CASIMIR E. Quelques remarques sur les méthodes de Mc. Ilhnyi et de Wijs concernant la détermination de l'indice d'halogène dans les huiles minérales . . . . .	241
FICHEUX R. Terrasses et niveaux d'érosion dans les vallées des Munții Apuseni . . . . .	25
Discussion de M. V. MIHĂILESCU . . . . .	26
» » M. G. MURGEANU . . . . .	27
» » M. M. PAUCĂ . . . . .	28
FILIPESCU M. G. Sur la présence de certaines roches phosphatiques dans l'Éocène de Șotrile . . . . .	13
— et MURGEANU G. Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts jurassiques et crétacés de Roumanie . . . . .	50
FILIPESCU M. G. Étude physique des sables sénoniens de Breaza (distr. de Prahova) . . . . .	94
— Note préliminaire sur les recherches géologiques dans le Flysch interne, à l'E du Teleajen . . . . .	119
— et MURGEANU G. La zone du Grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpathes entre le Cașin et la Zăbala . . . . .	198
GAVĂT I. Communication préliminaire sur les recherches gravimétriques entreprises dans la région de Târgoviște . . . . .	17
GHIKA-BUDEȘTI ȘT. Le deuxième groupe cristallin et ses granites dans la région entre la Latorița et l'Olteț (Carpathes méridionales) . . . . .	5
— Observations au sujet de: Das Kristallin des Sebeser und Zibins Gebirges par Dr. A. VENDL . . . . .	32
*GHIȚULESCU T. P., SOCOLESCU M. et ȘTEFĂNESCU SABBA. Le champ magnétique de l'émetteur rectiligne alternatif de grande longueur . . . . .	16
*GIUȘCĂ DAN. Massif du Pricopan . . . . .	17
ILIE D. MIRCEA. Les calcaires à Lithothamnium de Piatra cu Var (Sălătrucul de Sus, Argeș) . . . . .	3
— Note sur l'origine du genre Palaeodictyon (Batracoïdes nidificans) . . . . .	62
— Les calcaires tithoniques et aptiens des Monts Métallifères de Transylvanie . . . . .	154
KIRNBAUER F. La granodiorite de Slatina Timișului . . . . .	123
*KRAUTNER TH. Les gisements de pétrole de la Valea Izei (Maramureș) . . . . .	128
— Revision des schistes cristallins du massif de Preluca (Munții Lăpușului) . . . . .	169
LECLERCQ S. (Liège) et MOROȘAN NIC. Contribution à la connaissance de la Flore du Pléistocène de la Roumanie du Nord-Est . . . . .	111
MACOVEI G. et ATANASIU I. Quelques affleurements du Méditerranéen dans la Dobrogea du Sud . . . . .	209
MOROȘAN NIC. N. Quelques observations sur les dépôts crétacés et tertiaires dans la vallée du Prut . . . . .	55



	Page
MOROȘAN N. et LECLERCQ S. (Liège). Contribution à la connaissance de la flore du Pléistocène de la Roumanie du Nord-Est . . .	111
MOROȘAN NIC. Un incendie durant le Pléistocène de la Roumanie, provoqué par l'homme paléolithique . . . . .	116
MURGEANU G. et FILIPESCU M. Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts jurassiques et crétacés de Roumanie . . . .	50
MURGEANU G. Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique . . . . .	69
* — et FILIPESCU M. La zone du Grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpates entre le Cașin et la Zăbala . . . . .	198
PALIUC G. Recherches géologiques dans les Monts du Parâng . . . .	98
*PAȘCA V. M-elle, CASIMIR E. et DIMITRIU M. Étude chimique de quelques schistes ménilitiques de la zone marginale du Flysch des Carpates orientales . . . . .	68
PAUCĂ M. Le Crétacé inférieur des Monts du Codru . . . . .	29
— Stratigraphie et tectonique de la zone principale du Mésozoïque des Monts du Codru (Dép. de Bihor) . . . . .	40
PETKOVIĆ K. V. Note préliminaire sur une nouvelle unité tectonique dans la partie nord-est de la Serbie . . . . .	199
*PETRESCU P. Étude géochimique des eaux des limans du SE de la Besarabie . . . . .	17
*POPOVĂȚ M. Analyse mécanique des sols; buts et procédés . . . .	198
PREDA D. Observations sur la région pétrolifère du Nord de l'Italie.	214
*PROTOPODESCU-PACHE EM. Le sondage de Călărași (distr. de Ialomița)*	5
*RUSSO GH. et BĂRBAT T. Recherches magnétiques dans la région de Ocna de Fer—Dognecea, en 1932 . . . . .	179
SAVUL M. Le granite de Coșlugea (Dobrogea) . . . . .	132
*SOCOLESCU M., GHIȚULESCU T. P. et ȘTEFĂNESCU SABBA. Le champ magnétique de l'émetteur rectiligne alternatif de grande longueur . . . . .	16
SOCOLESCU M. Mesurages de potentiel électrique dans la région d'Altân Tepe . . . . .	104
*ȘTEFĂNESCU SABBA. Le champ électromagnétique de l'émetteur rectiligne infiniment long . . . . .	16
* — GHIȚULESCU T. P. et SOȚOLESCU M. Le champ magnétique de l'émetteur rectiligne alternatif de grande longueur . . . . .	16
*ȘTEFĂNESCU SABBA. Le carottage électrique . . . . .	17
*VANEEA A. Les progrès réalisés dans la stratigraphie de la Formation à gaz du Bassin transylvain. . . . .	104





Institutul Geologic al României

Secrétariat et rédaction : M. C. OLTEANU.



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 XXI (1932 — 1933).

*Sous presse:*

Tome XXII (1933 — 1934).

---

C. 40.027.



Institutul Geologic al României