INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

COMPTES-RENDUS

DES

SÉANCES

TOME VI

(1914 — 1915)

BUCAREST

IMPRIMERIA FUNDAȚIEI CULTURALE PRINCIPELE CAROL
STRADA LATINĂ 10 (fosta Dr. Kalinderu)

1927

3185

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE

COMPTES-RENDUS

DES

SÉANCES

TOME VI

(1914—1915)

BUCAREST

IMPRIMERIA FUNDAȚIEI CULTURALE PRINCIPELE CAROL

STRADA LATINĂ, 10 (fostă Dr. Kalinderu)

1926

C. 3185.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

COMPTES-RENDUS
DES SÉANCES
DE
L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE
(1914 – 1915)

Séance du 23 Septembre 1914.

— M. L. Mrazec. „C'est avec un sentiment de profonde affliction que j'ouvre aujourd'hui la série des séances de l'Institut Géologique de l'année 1914—1915.

Le roi Charles, le plus grand des Roumains, a rendu l'âme!

Sa mort est l'un des coups les plus douloureux qui aient atteint le peuple roumain depuis qu'il existe, elle frappe la nation roumaine toute entière.

Le Roi Charles était un profond connaisseur de l'âme humaine, un Mécène de l'art et un admirateur de la science. Il a été le fondateur de la Société géographique roumaine et souvent Il a insisté dans ses discours sur l'importance que présente la connaissance du sol et du sous-sol roumain pour la science pure et pour le développement économique du pays.

Il se tenait au courant des travaux de l'Institut Géologique et s'intéressait surtout aux grands problèmes scientifiques et économiques qui s'y poursuivaient et s'y poursuivent encore.

Puisse Son abnégation et Son sentiment du devoir nous demeurer un exemple durable et puissions nous lui garder dans nos coeurs une vénération profonde et éternelle".

La séance est levée en signe de deuil.

Institutul Geologic al României

Séance du 2 Novembre 1914.

— M. L. Mrazec présente à l'assemblée M. l'Ingénieur Matei Drăghiceanu, membre d'honneur de l'Institut.

— M. Matei Drăghiceanu exprime ses remerciements émus pour l'honneur qui lui a été fait.

— M. G. Murgoci fait une communication sur les **„Etudes hydrologiques aux alentours de la ville de Râmnicu-Sărat"**.

„La ville de Râmnicu-Sărat (12.000 habitants) est alimentée actuellement par une eau souterraine, recueillie par une conduite absorbante d'environ 5 km de longueur et qui se trouve à la base d'une terrasse le long de la vallée du Râmnicu, en amont de Topliceni. Les travaux du début furent exécutés par N. Cucu Starostescu en 1893 (1) et auraient donné alors un débit de 2334 mc par jour, par une conduite collectrice de 2890 m. Ce débit a diminué rapidement de sorte que à diverses reprises, on dut prolonger la conduite collectrice le long de la terrasse, et nous avons à présent, un débit d'eau variant, selon les saisons, entre 600 et 800 m³ par jour (2) donné par une conduite collectrice de plus de 5 km.

Le besoin d'eau se faisant sentir de plus en plus, d'autant plus qu'outre l'accroissement de la population, l'armée locale s'est accrue d'un régiment de cavalerie et d'un régiment d'artillerie (obusiers), la mairie de la ville a songé à reprendre les études hydrologiques afin d'améliorer cet état de chose. M. l'Ing. Opris avait été chargé de ces recherches, lorsque je fus consulté sur la possibilité d'augmenter la quantité d'eau devant alimenter la ville.

1) N. Cucu-Starostescu. — **Alimentarea cu apă a oraşului Râmnicul-Sărat.** Mémoire justificatif. Bucarest, typographie „Carol Göbl" 1894. A la mairie, nous avons trouvé aussi les plans d'étude et le tracé et niveau des conduites de captation et de distribution de tous les travaux exécutés.

2) Nous avons mesuré le débit à diverses reprises et un très grand nombre de fois; la dernière fois, le 25 Mars 1916, nous avons obtenu 778 m³ au total au point d'observation No. 9. La conduite de la vallée de Râmnicu donne 170 m³. Celle de Bălţata appr. 200 m³; il entre 370 m³ dans la principale conduite collectrice qui au point 7 donne 605 m³; donc entre les points 1 et 7, elle récolte 25 m³ de là jusqu'au point 9, elle absorbe encore 173 m³ avec les eaux de l'ancien Ghimezu, à El, et un autre écoulement de l'Ouest dans la chambre No. 7.

Institutul Geologic al României

La région qui, à première vue m'avait paru simple et engageante au point de vue hydrologique, aussitôt les premières recherches faites sur terrain se montra étrangement complexe, de sorte qu'avant de me faire une opinion, je fus obligé de rechercher de près avec M. Opris les causes de la chute du débit, ainsi que les différents problèmes qui pouvaient être pris en considération en rapport avec l'installation actuelle. Comme conclusion de ces premières recherches, j'ai présenté (en Sept. 1914) à la Mairie un rapport dans lequel je signalais 7 chutes d'eau autour de la ville, et où je proposais d'explorer les sources les plus convenables. Parallèlement à ces travaux effectués avec M. Opris, j'ai entrepris une étude géologique et hydrologique détaillée de la région environnante de Râmnicul Sărat (vignobles et champs) dont j'exposerai les résultats hydrologiques plus bas.

I. **L'Hydrographie** de la région de vignobles (1) est caractéristique:

1. Tandis que le cours du Buzău et du Milcov sont transversaux aux plis externes des Sous-Carpathes (l'anticlinal de Sărata-Monteoru et l'anticlinal de Beciu-Arbănaşi d'une part, l'anticlinal de Târâtu et de Mâru Cornului de l'autre), toutes les rivières intermédiaires plus importantes ont un cours plus oblique vers le S ou le SE ou même longitudinal aux couches pliocènes qui constituent exclusivement, jusque dans le fond des vallées, les vignobles entre Buzău et Milcov (2).

Ainsi: le Slănic devient une vallée longitudinale à partir de Gura Damieni sur le versant oriental de l'anticlinal de Beciu-Arbănaşi.

Le Calnău et son affluent la Hârboca se dirigent le long des couches mêmes, au bord de la couche quaternaire, et ne demeurent obliques qu'à l'origine.

Le Râmnic est un peu plus complexe: jusqu'à Du-

1) Le vignoble: la partie externe des Sous-Carpathes qui descend vers la plaine, dans le sens de Al. Dumitrescu. **Desimea populaţiunei în Moldova 1909.**

2) Le Milcov lui-même montre cette tendance à couler vers le SE, mais seulement en aval d'Odobeşti, près de la plaine, car de là le vignoble se retire au couchant; quant à la Putna et la Susiţa, ce sont des vallées à peu près longitudinales et le Trotuş surtout est une large vallée de dépression.

Institutul Geologic al României

mitreşti, il est transversal aux couches et aux plis, même aux plus externes (l'anticlinal de Jitia), à partir de Dumitreşti jusqu'à Buda, bien qu'il décrive une inflexion prononcée, il est longitudinal; sur une petite portion, jusqu'à Deduleşti, il devient même transversal et ensuite il coule obliquement, à peu près longitudinalement jusqu'à Râmnic où il sort dans la plaine. Si nous considérons le Râmnic par rapport au Motnău, ils présentent alors un cours complètement oblique. La Râmna, bien qu'étant une moindre rivière, présente les mêmes particularités de vallées obliques que le Râmnic (considéré par rapport au Motnău); elle fait à Dealu lung un coude (de cours longitudinal) rappelant le coude du Râmnic entre Buda et Dumitreşti; ses affluents: Valea Neagră, Roşcuţa et Peletic sont (de même que le Râmnic en amont de Dumitreşti) des vallées transversales aux plis de Târâtu et de Măru Cornului.

Cependant les ruisseaux et les vallons qui ne prennent naissance qu'à partir de la région de vignobles sont tous obliques par rapport à la stratification générale, surtout: l'Oreava qui devient un affluent du Râmnic, lorsqu'elle sort dans la plaine, le Coţatcu et le Stimnicu qui coulent parallèlement au Râmnic, le Dâlgovu et d'autres moins importants. Comme la plupart de ces vallées secondaires sont récentes (post-loessiennes), creusées seulement à la surface ou jusqu'aux dépôts levantins les plus superficiels, on comprend que les vallons et les vallées n'ont aucun rapport avec la stratigraphie de la région mais que ce sont de simples vallées épigéniques qui se sont développées en conformité avec la pente générale de la région.

Une autre particularité de ces cours d'eau du Buzău au Milcov est qu'aussitôt qu'ils arrivent à la plaine, ils subissent un coude brusque vers l'E ou le NE. Jadis, j'ai discuté ce phénomène (1), annonçant un changement récent de leurs cours primitifs vers le SE ou l'E. La question, pour le Buzău et le Râmnic, etc., a été prise en considération par Mr. A. Pana (2) qui a renforcé mon hypothèse.

1) G. Murgoci: **Cercetări agrogeologice în Câmpia Română.** An. Inst. Geol, I. 1907. Rapport sur les travaux sur terrain de la Section Agrogéologique.

2) A. Pana. **Cursul inferior al Călmăţuiului.** An. Inst. Geol. IV. 1910.

Institutul Geologic al României

Il est évident que ces cours d'eau de vignobles et ceux qui sont plus importants, aussitôt entrés dans la région des vignes, se dirigeaient au S ou SE vers une dépression entre Urziceni B. Jirlău—B. Voeţinu, etc.—Tecuci mais seulement aux temps les plus récents du Quaternaire, et même après le dépôt du loess. Il est certain qu'une accentuation prononcée de la dépression au NE, vers la vallée du Sereth, a provoqué ce changement de cours (comme nous allons le voir plus loin).

3. Par suite de cette disposition des vallées et de l'inclinaison des couches, il résulte que:

a) Les sources et les ruisseaux tributaires de ces vallées, surtout de celles des vignobles qui sont recouvertes de loess, viennent exclusivement de l'ouest. C'est un dicton populaire de la région que „toutes les rivières viennent du couchant".

Cela est juste, car toutes les cartes détaillées nous confirment cette règle. Les versants orientaux des vallées sont tout au plus striés de courts ravins formés par l'écoulement superficiel des précipitations.

b) Une dissymétrie des versants des vallées se constate surtout dans l'aire des vignobles, où s'étend la couche quaternaire, ou les versants orientaux sont très rapides, car les affluents occidentaux ont poussé leurs cours de plus en plus vers la rive gauche. Les cartes de l'Institut Géographique de l'Armée mettent assez bien en relief ce caractère des vallées. Le maître St. Popescu, avec son intuition d'artiste, a été attiré par ces silhouettes de collines si caractéristiques, qui par leur ligne simple et leur profil allongé dans l'atmosphère sereine prennent dans la gerbe des rayons du couchant un charme inconnu ailleurs et qu'il sut fixer sur d'innombrables toiles.

c) Par suite aussi de cette inclinaison des couches, des nappes d'eau et du terrain vers le SEE, les rares vallons, vallées ou portions de vallées plus importants, lorsqu'ils sont dirigés à l'E ou au NE, présentent une rive droite plus haute et plus abrupte, descendant en terrasses ou en pentes allongées avec une quantité de sources sur la gauche: l'Oreava et même le Râmnic, en aval de la ville, le Stimnicu,

Institutul Geologic al României

la Râmna, etc., lorsqu'ils atteignent le bord de la plaine (1).

4. *a*) A cause de la pente uniforme des vignobles, des bancs perméables, de cette dissymétrie des vallées et de la naissance de nombreux affluents sur la berge occidentale des grandes vallées nous trouvons de nombreuses sources et de nombreux ruisseaux, mais ramifiés, ayant peu d'eau, de sorte qu'ils ne peuvent être que difficilement captés et qu'ils ne suffisent pas à l'alimentation de la ville (voir plus bas).

b) A cause de l'inclinaison de la plupart des pentes et des couches et par suite de la nature pétrographique de ces dernières (argiles sableuses) dans lesquelles ils sont creusés, ces ruisseaux entraînent de grandes quantités d'alluvions, surtout argileuses, de sorte que certaines vallées comme celles de Deduleşti, de Buda et surtout de Cătăuţi (Valea Dorului) et de Spidele apportent bien plus d'humus que d'eau. Le processus de dégradation du sol avance dans cette région avec une intensité sans égale. Les vallons n'ont pas de terrasses, les versants sont rapides et ça et là des collines entières glissent dans la vallée. Tout le monde se souvient encore des éboulements de Boldeşti, Lacu lui Băban, Gura Caliţei etc.; surtout dans ces dernières années, il y eut de si grands glissements qu'à diverses reprises, les chemins de fer de l'exploitation forestière, dans les vallées de Râmnic et de Râmna ont été entièrement détruits en plusieurs endroits et sur de longues distances. Souvent, les glissements obturent de grandes vallées, forment des lacs qui se vident assez rapidement car le sol glissé étant poreux se lave facilement (Il y a de nombreux lacs sur la carte 1:50.000, le lac Greban est pourtant barré par les habitants).

c) Grâce à l'abondance des alluvions, les ruisseaux en arrivant dans la plaine ont alluvionné leurs lits (leurs vallées) anciens, de sorte que beaucoup d'entre eux se sont remplis jusqu'au niveau de la plaine et ont divagué ensuite ou bien se sont creusé un nouveau lit fort étroit dans les

1) Seulement les vallées de direction WNW-ESE (plus exactement W 27° N) ont les deux pentes semblables. Lorsque cette direction dévie au N, la pente gauche devient abrupte, lorsqu'elle dévie au S, c'est la pente droite. La direction WNW-ESE indique le pendage des couches.

Institutul Geologic al României

nouvelles alluvions (Coţatcu présente les deux cas de manière admirable, mais en général ces faits s'observent dans tous les vallons, comme nous le verrons encore).

II. Recherches hydrologiques spéciales.

En vue d'utiliser les sources émergeantes et les eaux des vallons pour l'alimentation de la ville de Râmnic, j'ai étudié spécialement les sources et les vallées d'Oreava, Cacova, Bălţatu, Coţatcu, Deduleşti et Spidelor, etc. ainsi que la plaine au N et au S de Râmnic et de l'étang de Voeţinu.

1. **Oreava** a trois groupes de sources: *a)* les sources de Funduri au dessous de Pârdalnicele (altit. de 440 m approx.), très pauvres, car les bancs de graviers dont elles sortent sont étroits, occupant le plateau entre Putredu et la vallée de Rata;

b) Les sources de la colline de Fund, en face du hameau Fântâna Turcului forment deux groupes: l'un à environ 380 m, l'autre à 395 m, environ à 70-80 m au-dessus de la vallée, 150-160 m au-dessus du réservoir du Râmnic. Elles sortent du même banc de graviers, sous le loess, comme les précédentes, mais leur surface est plus grande et leur débit un peu plus important, environ 200 m³ au total.

c) Enfin une quantité de sources sont éparpillées dans le cercle ou abondent les glissements, au SE de la colline de Baba à partir d'une hauteur de 400 m (le sommet a 620 m). Malgré leur nombre, les unes sortant des couches de sable, les autres des crevasses des éboulis, elles ne peuvent apporter beaucoup d'eau et à cause des glissements continuels sur un lit de marnes jaunes et violettes (visibles à Pripor), elles ne présentent pas de garantie de continuité.

On a vu comment le Pripor a glissé dernièrement deux fois en formant un lac par l'obstruction de la vallée qui vient du N. De petits lacs semblables et de plus petites flaques d'eau sont nombreux dans cette contrée (voir la carte de l'Etat-Major 1:50.000), mais n'ont aucune importance pratique.

Ces sources nous prouvent l'existence d'une nappe d'eau

Institutul Geologic al României

pauvre dans les graviers quaternaires, inclinée de 10-20° au SSE et qui se déverse dans tous les ravins et vallons qui parviennent jusqu'à elle. L'eau est de bonne qualité. Les frais seraient cependant trop grands pour une captation de 3—400 m³ (peut-être 500 m³ mais à mon avis pas davantage) qui amenerait cette quantité d'eau pour une nouvelle conduite artificielle de 12 km jusqu'à Râmnic, ou au moins de 10 km jusqu'à Poşta, où la conduite ancienne fait un coude pour passer sous Râmnicu-Sărat.

d) La vallée d'Oreava contient peu d'eau venant de ces sources car une partie s'infiltre dans les alluvions (graviers). De nombreux puits se trouvent sur le thalweg à Herăşti (les uns avec une eau abondante) surtout à Homeşti (les puits de 3—7 m de profondeur), mais à mon avis certains de ces puits prennent leur eau d'une nappe plus profonde. Le village de Putreda mare s'alimente au moyen de 5-6 puits (profonds de 3—4 m, placés sur le thalweg de la vallée au NW de „La Puţuri"). La vallée ne contient pas du tout de rivière, de sorte que les puits atteignent la couche aquifère qui n'est pas trop profonde. Au fur et à mesure que nous descendons vers le Râmnic, les puits deviennent plus profonds, de sorte que les deux puits en face de Dărâmaţilor atteignent l'eau seulement à 21 et 20 m de profondeur. Cela nous démontre qu'il y a au-dessous une nappe d'eau continue, car les graviers alluvionnaires ne peuvent être aussi profonds.

La vallée d'Oreava porte très peu d'eau par rapport à son bassin, parce qu'une partie de ses eaux s'infiltre en profondeur.

2. Sur les versants de la rive en face de l'église en ruines de Sgârciţi apparaissent quelques sources (dont deux sont utilisées), environ à 5—6 m au dessus de la terrasse de l'église. Elles sortent d'un banc de graviers recouverts de loess visible dans de nombreux fossés perpendiculaires à cette rive. Le débit est très faible, car probablement elles viennent d'une nappe locale, située sur un banc lentiliforme d'argiles sableuses dans la couche de graviers, comme on en voit très fréquemment dans les sections des ravins et des vallées voisines. Les graviers inférieurs sont secs, car les puits du village de Sgârciţi (le long de la chaus-

Institutul Geologic al României

sée, environ 10 m plus bas que les sources) sont relativement profonds de 6—9 m jusqu'à la surface de l'eau et ceux de Poşta de 21—26 m; donc la couche au-dessous de Cristăneşti est différente de celle qui est sous la rive du Plateu de Plevna.

Dans la vallée qui se forme par la réunion des nombreux ravins de ce plateau, vers Sgârçiţi, il n'y a qu'un filet d'eau qui sort de quelques couches humides à l'origine des ravins.

Un puits situé au coude qui est en amont de la réunion des vallées, prend de l'eau à environ 1,50 m, donc auprès du thalweg de la vallée aux parois verticales. Plus haut, en aval, apparaissent même des sources ou des couches imbibées d'eau, mais à partir du puits en aval, le filet d'eau disparaît dans les alluvions récentes. Le vallon onduleux reste sec. C'est la couche qui, jusqu'à la Chaussée et la Poste, s'enfonce aussi profondément.

3. Dans le village de Sgârciţi—Topliceni, il y a de très nombreux puits qui autrefois ont servi à l'alimentation de Râmnic (l'eau étant transportée dans des tonneaux). Leur profondeur varie, il est vrai, mais ne dépasse pas 10 m. Un seul est de 5 m. Certains puits ont de l'eau un peu salée (très peu), ce qui est dû probablement à une communication quelconque avec les alluvions anciennes du Râmnic. En général, leur eau est bonne. Ils nous prouvent la profondeur de la nappe qui descend sous le plateau de Plevna—Zăplazu.

4. **La vallée de Cacova** est l'une des plus intéressantes en ce qui concerne le problème qui nous préoccupe. Par sa position en amont du Râmnic, au voisinage de l'ancienne conduite et par ses nombreuses sources, elle attira l'attention de Cucu-Starostescu qui l'étudia et projeta aussi une conduite subsidiaire de 16 Km, puis de M. Caramlău et tout dernièrement M. l'Ing Opriş.

La vallée a une direction générale W—E avec un petit coude; elle est composée de deux vallons: l'un au S, à partir de Zăplaza n'a pas d'eau; l'autre, à l'occident, en face de la vigne de M. Iteanu contient plusieurs sources.

Le thalweg de la vallée a une courbure concave avec une partie plus profonde que l'inclinasion des couches, de

Institutul Geologic al României

sorte que l'eau qu'elle y reçoit venant des sources et des ruisseaux se perd plus bas dans la suite des couches dont elle sort, et la vallée est desséchée au confluent. En face de la maison d'Ion Olteanu, de nouvelles sources commencent et la vallée a de l'eau jusqu'au Râmnic.

A cause de la direction E—W de la vallée, le versant droit (méridional) est abrupt et couvert de ravins tandis que le versant gauche (septentrional) a de nombreuses sources et se prolonge par des glissements. En dehors de celles qui jaillissent sous la vigne de M. Iteanu (altit. 330 m), toutes les autres viennent de l'Occident ou du Nord. Nous ne nous occuperons que de celles qui sont en aval de Zăplaz car sous la colline des vignes de Zăplaz, nous avons une nappe d'eau (avec des sources sous la vigne de M. Iteanu) à laquelle aboutissent les puits de la vigne Iteanu (34,5 m +1,80 d'eau) et de Zăplaz (21 m+4,80 d'eau) et d'autres plus en aval peu profonds, mais cette nappe se limite au sommet entre la vallée de Zăplaz et celle de Cacova.

a) Autour de la maison d'Ion Olteanu, beaucoup d'eau affleurait des sables et graviers du monticule derrière la maison et auprès du chemin (altit. 240 m); des mares permanentes se formaient et un puits à cet endroit était rempli d'eau jusqu'au bord et l'eau s'écoulait comme un ruisseau dans la vallée.

Un peu plus à l'E, dans la direction de la nappe d'eau, à la Maison du Tzigane, il y avait également des mares et des glissements de sol (qui ont même détruit la vieille maison). Je pensais obtenir là un débit naturel de 30—40 m^3 par jour qui pourrait être augmenté par une captation régulière; quand j'ai fait une tranchée pour découvrir et exploiter la nappe aquifère, l'eau s'écoula rapidement, le terrain se dessécha à la surface, mais le débit ne s'accrut pas sensiblement.

A un niveau moins élevé du versant, près du thalweg de la vallée, dans le jardin et dans le champ de maïs, une autre mare apparut qui semblait venir d'une couche inférieure ou du dessous des blocs de terrain ayant glissé sur la couche aquifère signalée.

b) Au N de la Maison du Tzigane se réunissent deux ou trois vallons d'un versant de la colline qui montrent la

Institutul Geologic al României

tête d'un banc de sable en coupe presque horizontale et plusieurs ondes de terrains glissés. Sous la lèvre de sable, plusieurs petits lacs et marais formant une file vers l'E indiquent une couche aquifère dérangée, environ 20 m. plus haut que celle d'Ion Olteanu — Maison du Tzigane. A l'Est, à partir de là, peu de sources apparaissent sur les versants; il y a cependent un petit vallon (sous la vigne de M. Popovici) et dans les vignes à l'E de celui-ci se trouvent deux puits qui puisent l'eau de cette nappe supérieure. Au pied de la Côte, dans le prolongement de la couche d'Ion Olteanu, nous avons des glissements de terrain avec de petites mares et précisément à l'entrée du vallon de la propriété Popovici une petite source.

Le versant droit de la vallée de Cacova en face de ces sources est abrupt, presque vertical et montre fort bien la structure géologique de cette dernière.

c) **Les sources d'Andriano.** Au coude de la vallée de Cacova, au dessous du chemin qui monte sur la terrasse menant à Ciochina, apparaissent d'abord sur le terrain de M. Andriano 5—6 sources à environ 10 m au-dessus du thalweg de la vallée, sortant du banc de graviers, qui continue celui d'Olteanu.

J'estimai leur débit à 70 — 80 m³ par jour, chôse assez satisfaisante pour cette étendue de 70 — 80 m sur laquelle apparaissaient les sources. Le versant de cette colline et la coupe de la rive de la Cacova montrent, plus en aval, que la couche de graviers s'amincit et même s'effile au SE ou à l'E (car la vallée dévie au S), de sorte que la couche aquifère a ici une dépression reconnaissable au banc humide dans la rive de la vallée, laissant naturellement le chemin ouvert vers l'E, sous la terrasse de Ciochina.

Ces apparences étaient très engageantes et dans notre rapport préliminaire, M. Opris et moi avions proposé de faire des travaux d'exploitation de la couche, une tranchée dans le banc de graviers le long des sources jusqu'à la couche d'argile (à une profondeur de 2 — 3 m, l'épaisseur de la couche de graviers est ici de 4 m environ). A la première attaque de la nappe aquifère il y eut une grande affuence d'eau, environ 200 m³ par jour qui au bout de quelques jours commença à diminuer.

Institutul Geologic al României

Bien que la tranchée avança toujours en longueur et en profondeur, il ne nous fut pas possible d'augmenter le débit et au bout de quelques semaines seulement s'établit un débit constant d'à peu près 100 m³ en été (1915 et à la dernière visite en Mars 1916, ce débit était moindre); le terrain environnant s'est desséché et les anciennes sources se sont taries car l'eau sort à la base de la tranchée. Ici, nous ne pouvons donc compter sur plus de 100 m³ par jour.

d) Cependant dans le thalweg de la vallée, nous avons encore une source ascendante, bouillonnante, venant des argiles sableuses violettes sur lesquelles coule la Cacova. Un trou de 30 — 40 cm y était creusé, rempli d'eau jaillissant du fond avec force et s'écoulant par-dessus le rebord élevé du trou vers la Cacova.

L'eau est un peu trouble, opalescente, à cause de la faible quantité d'argile qu'elle contient et elle dépose de la vase ferrugineuse sur les caillaux de la Cacova.

L'eau est verte de même que sa vase et cette source est entièrement différente de celles mentionnées plus haut. M. Opris a analysé cette eau.

Un puits fut creusé sur la rive droite en forme de terrasse (glissements cités plus haut), dans les graviers et les dépôts colluviaux, mais on ne trouva ni l'eau ni la continuation régulière des graviers des sources supérieures.

On approfondit la fosse d'où l'eau sortait avec le plus de force. D'après M. Opris, cette source venait d'une couche plus profonde; cette opinion considérée et adoptée aussi dès le début par moi, se confirma. Le débit est estimé actuellement à environ 25 m³ et demeure constant. Cet endroit est à 1500 m de la conduite principale.

Au bas de la vallée, nous n'avons pas de sources importantes; la rive gauche abrupte n'a que des couches humides et le versant droit montre des glissements accentués avec des mares et des suintements d'eau irréguliers. Juste au coude de Titi Georgescu apparaissent au bas de la terrasse de la vallée (à partir d'ici, la vallée a une terrasse alluviale) quelques petites sources qui viennent grossir l'eau de la Cacova. Elles furent explorées d'abord par des creusements et des sondages; quelques unes sont assez intéressantes et proviennent certainement de la couche de gra-

Institutul Geologic al României

viers, qui se trouve dans les ravins situés plus haut. Ces graviers reposent sur un banc d'argile visible à la base de la terrasse. Je fis faire ensuite une tranchée d'une longueur de 15 m et d'une largeur de 1 mètre qui donna environ 50 m³ par jour.

Le puits de la cour de Titi Georgescu, sur la colline, est profond de 50 m + 5 m d'eau et atteint précisément la couche qui apparaît dans le thalweg de la vallée de Cacova.

Cette nappe correspond à la nappe d'Olteanu et elle représente le coin d'une grande nappe qui correspond à la colline de Zăplazu-Plevna.

La nappe supérieure se perd dans des ravins et des glissements de terrain.

e) **Le puits de Titi Georgescu.** Ici, à côté des filets d'eau venant du dessous de la terrasse, il y a une fontaine artésienne naturelle, très connue dans la localité. Les canaux d'amenage s'enfoncent jusqu'à 1 m 50 (1 m sous le lit de la Cacova), montent de 40 — 50 m au-dessus du mamelon où se trouve la source et l'eau s'écoule dans la Cacova.

L'eau est opalescente et dépose de la vase ferrugineuse sur les cailloux, comme la source inférieure d'Andriano avec laquelle M. Opriș l'a supposée en rapport, dès le début.

En effet, une tranchée creusée à 2 m de ce puits seulement vers le bord de la terrasse, n'a rien changé au débit et au niveau de ce puits. La tranchée de 1,80 m s'est remplie d'eau, son niveau demeurant à peu près à 1 m sous celui de l'eau du puits — l'eau de la nappe décrite plus haut —; sur une longueur de 12 m, elle donna un débit d'environ 50 m³ par jour. Nous avons alors cherché à explorer le fond du puits et avec une sonde de 20 cm de diamètre, M. Opriș trouva le fond à 10 m, des cailloux mélangés à du sable et aussi, au dessous de 8,50 m une argile sableuse grise violette. L'eau s'éleva dans le tube de la sonde à 30—40 cm au dessus du niveau qu'elle avait dans le puits constituant une véritable eau artésienne d'une couche inférieure.

Le débit de ce puits avant les travaux était régulièrement de 40 m³ par jour (le puits est de 1 m sur 1 m). Il a augmenté un peu après le sondage, mais pas beaucoup, jusqu'à 60 m³ par jour, à 1 m plus bas que l'ouverture de la fontaine.

Institutul Geologic al României

Environ à 10 m de ce puits, j'en ai fait un autre de 1,20×1,20 et j'ai creusé jusqu'à 8 m; l'argile a commencé à partir de 5 m de profondeur. Le puits s'est rempli jusqu' au bord d'eau trouble, opalescente; et son débit est indépendant de celui de la fontaine artésienne et inversement.

Ces puits sont à une distance de 900 m de la chaussée où se trouve la conduite forcée et à 9 m au dessus de la conduite.

En aval de cet endroit, la Cacova coule sur de l'argile sableuse, violette, avec quelques cailloux. De part et d'autre, il y a des restes de terrasses de 4—5 m d'alluvions anciennes et même nouvelles (l'eau s'est élevée parfois sur la terrasse à sol d'humus). Sous ces terrasses et aussi des couches de la base l'eau suinte en de nombreux endroits. Un reste de terrasse qui est à gauche du puits artésien montre un banc de graviers recouverts de limon ferrugineux. Ce serait là un signe que même durant la période d'alluvionnement une source ferrugineuse venant probablement de cette eau ascendante jaillissait de cette terrasse et rouillait le gravier. Plus en aval, des restes de terrasses, l'une plus haute et l'autre fort petite, apparaissent; la plus grande a 4—5 m et montre comme celle d'Oreava des bancs de sols fossiles, enterrés; la plus petite est développée surtout à l'entrée de la vallée de Cacova dans la vallée du Râmnic, après avoir dépassé la vigne de Ciochina. Des restes de terrasse se voient aussi en amont, à Zăplazu.

En face, à l'endroit où le chemin monte nous trouvons le Puits de Ciochina profond d'environ 2 m. L'eau ne s'y élève pas à plus d'un mètre, un peu plus bas que le lit de la rivière. Il est alimenté par une nappe d'eau située sous la terrasse. Nous ne pouvons préciser si c'est la même nappe que celle d'Andriano; mai fort probablement elle est en rapport avec elle. Le débit de ce puits est petit, environ 10 m^3 par jour.

Non loin de là, nous avons creusé une tranchée de 2 m de profondeur environ qui s'est à peu près remplie d'eau, mais lorsqu'on pompa, l'eau et le puits tarirent en même temps.

Nous creusâmes encore deux tranchées dans la vigne même de M. Ciochina, à une distance d'environ 50 cm

Institutul Geologic al României

l'une de l'autre. Chacune se remplit d'eau, à peu près jusqu'au niveau de la Cacova qui coule à 2—3 m de là. On pompa l'eau et à cette distance, le niveau de l'eau n'avait aucun rapport dans les deux tranchées ; en continuant à pomper elles s'influenceraient peut-être l'une l'autre. Les tranchées d'environ 7—8 m l'une, donnaient chacune 50—60 m^3 par jour.

Conclusions. Les sources de la vallée de Cacova nous démontrent la présence de plusieurs nappes d'eau, dont trois plus importantes ; c'est pourquoi l'eau qui correspond à la colline Scumpa (quelque 7 — 8 km carrés) s'éparpille et ne peut être captée facilement. D'ailleurs, nous aurions pu avoir facilement 800 — 1000 m^3 par jour de la vallée de Cacova. Bien que la Cacova draine les plus élevées d'entre elles, ces sources sont si dispersées qu'on ne pourrait les réunir qu'avec peine.

Les sources de la nappe moyenne sont à un niveau bien supérieur à la conduite de Topliceni. Ces sources pourtant ne livrent qu'environ 100 m^3 par jour, et ça ne vaut pas la peine de pousser les travaux jusque chez Ion Olteanu. Supposons qu'au moyen d'une tranchée de captation le long de la Cacova, à 5 — 6 m de profondeur, nous puissions prendre (comme dans les tranchées de Ciochina) encore 200 m^3 (celle de Bălţatu nous donne actuellement bien davantage), nous pourrions compter que la couche moyenne de la vallée de Cacova nous donnerait environ 300 m^3 par jour. Cette eau coulerait sur la pente naturelle dans la conduite forcée actuelle qui commence justement ici au pont de la chaussée au-dessus de la Cacova. Mais nous devons aussi considérer la nappe inférieure.

Les trois fontaines ascendantes de Titi Georgescu et d'Andriano doivent être estimées à environ 100 m^3 par jour.

Nous arrivons ainsi à la quantité de 400 m^3 ainsi que le croyait Cucu Starostescu (1). Il reste à voir si, au cas où l'on creuserait plusieurs puits jusqu'à la couche aquifère d'ou vient l'eau artésienne, cette dernière garderait sa force ascendante et entrerait naturellement dans la conduite col-

1) La vallée de Cacova en face de Ciochina apporte à présent en moyenne environ 220 m^3 à la surface.

Institutul Geologic al României

lectrice. En tout cas, ces sources et ces fontaines naturelles ascendantes nous indiquent une importante nappe d'eau inférieure qui devra être explorée et utilisée même, s'il est nécessaire de pomper; peut-être qu'elle seule résoudra le problème de l'alimentation de Râmnic en eau.

La qualité d'eau. On a soumis à l'analyse aussi bien l'eau des Sources d'Andriano que l'eau ascendante et celle de Ciochina (du puits). D'après la tabelle d'analyse, ces eaux sont très bonnes, sauf celle de Ciochina qui contient des traces de substances organiques, le puits étant découvert sans rigoles du côté de la berge et sans aucune protection; il contenait, lorsque j'ai pris l'échantillon, des branchages, des feuilles et des morceaux de bois.

4. **Le ruisseau de Bălţatu** se forme à partir de deux vallées entourant à l'W et au S la colline de Hin, ayant leurs versants méridionaux abrupts et dirigées toutes deux vers ENE. Dans la forêt, sur cette colline, il y a de nombreuses sources qui sortent des mêmes graviers que celles de la vigne Iteanu, un peu au-dessus du niveau de 400 m³ mais sans importance. C'est le cas aussi des sources et des fontaines du versant est de la Colline Baba. Ici la couche de graviers est très disloquée, de sorte qu'il n'y a pas de nappe continue et pas de sources importantes. Outre les sources qui sortent des graviers près de l'arête qui conduit à la colline Baba (500 m), nous avons une série de sources sous la courbe de 400 m. Dans la vallée de Bălţatu on a posé une conduite collectrice sur une longueur de 500 m qui donne maintenant à peu près 200 m³ d'une couche aquifère sous le thalweg de la vallée. La conduite est fort profondément (8—9 m) enterrée et au début elle doit avoir donné beaucoup plus d'eau.

5. Le long la de chaussée de Topliceni-Răduceşti et dans le village de Răduceşti, il y a de nombreuses fontaines profondes de 5—7 m. Les puits de M-rs St. Popescu et Iorgulescu sont d'autant plus profonds (11 m) que nous nous élevons plus haut. Ces propriétaires ont placé des puits en haut, au bord du plateau, profonds de plus de 20 m, plongeant dans la nappe aquifère qui alimente l'ancienne conduite collectrice.

Au cours de vingt ans d'absorption, le niveau de cette

Institutul Geologic al României

nappe a baissé, ce qui explique la diminution du débit de la conduite. En outre, la conduite n'ayant pas une paroi qui puisse retenir la nappe d'eau en aval, elle n'absorbe que dans la partie en amont, de sorte qu'en aval, la couche est encore amoindrie.

Sur une longueur de 2890 m, cette conduite ainsi que les branches latérales ne recueillent que 400 m^3 par jour.

A partir du cône de déjection du Bălţatu vers le Nord, nous avons une terrasse le long du Râmnicu, due en partie comme la terrasse de Ciochină, au cours direct du Bălţatu vers le Râmnic, qui a aplani les couches inclinées. Le long de cette terrasse, en face du village de Drăghiceşti, se trouvent quelques sources et quelques fontaines, symptômes d'une nappe située un peu plus bas que la base de la terrasse. Au début Cucu Starostescu et après lui d'autres ont prolongé la conduite collectrice le long de cette terrasse, après qu'elle ait passé au moyen d'une conduite sous le Râmnic, en face de la rive abrupte, signalée sur la carte par la cote 192.

Ce tronçon de conduite est très défectueux; outre qu'il est posé dans les récents alluvions du Râmnic et qu'il prend l'eau saumâtre du Râmnic — même, il est encore envahi par des plantes aquatiques, qui parfois l'obturent ou le détériorent même. Ensuite, le passage insuffisamment protégé de la conduite sous le Râmnic justement à un endroit où ce cours d'eau coule avec force contre une proéminence de terrasse, est une cause permanente de désagréments. A plusieurs reprises (une fois même pendant l'été 1915), cette portion de conduite fut rompue par l'action du Râmnic et il s'ensuit que les eaux et les alluvions du Râmnic ont inondé la chambre No. 2 d'adduction des eaux du Bălţatu et de celles de Drăghiceşti.

Lorsqu'on trouvera une source meilleure, il faudra renoncer définitivement à cet embranchement, d'autant plus qu'il fournit seulement 170 m^3 (parfois même moins) d'une eau dont le goût révèle l'action des alluvions du Râmnic, ou de son cours-même.

6. Sur l'aire du village de Băbeni se trouvent deux vallons sans importance pour le problème qui nous préoccupe. Mais aux environs de Deduleşti, nous rencon-

Institutul Geologic al României

trons une vallée plus importante, constituée comme le Bălţatu de deux vallons contournant la colline de Strighi. Le vallon occidental fait la jonction avec un vallon venant de l'arête de Baba directement de l'Ouest.

Le bassin de cette vallée est beaucoup plus grand que celui des vallées étudiées jusqu'alors (il a plus de 20 kmq de superficie); il est entièrement boisé. Les sources sont nombreuses, mais d'un débit peu abondant, car elles ne proviennent pas, comme dans les bassins du Bălţatu et de la Cacova, d'une seule ou de 2—3 nappes d'eau, mais de nombreuses couches de graviers et de sables de divers niveaux. Les graviers qui retenaient les nappes de la Cacova ne se rencontrent plus que sur quelques crêtes de collines, telles que celles de Baba, du Vultur, etc. Vers l'Ouest apparraissent des couches plus anciennes.

Malgré cette étendue du bassin, la vallée, bien qu'unique sur une distance d'au moins 2 km., n'a toutefois pas beaucoup d'eau; en outre, à cause de sa nature géologique et de sa pente très accentuée, elle transporte d'immenses quantités d'alluvions qui s'écoulent tous dans le Râmnic. La vallée a le caractère habituel des vallées récentes et fort actives; elle est très étroite et n'a pas de lit d'alluvions; et du fait qu'elle transporte beaucoup d'alluvions fins et que le Râmnic est rapide et actif, elle ne forme pas de cône de déjection.

Les vallées mentionnées plus haut, et en particulier celles de Spidea et de Cătăuţu, présentent les mêmes inconvénients, et je n'ai jamais vu de vallée accumulant plus d'alluvions que celle du Cătăuţu ou du Doru.

La Vallée de Coţatcu. Cette vallée est dirigée approximativement NW—SE, de sorte que ses versants sont à peu près inclinés de même; toutefois on distingue même sur la carte les vestiges d'une terrasse sur la droite, surtout en face du village de Tîgoiu et au Sud du village de Coţatcu à environ 50 m au-dessus du thalweg. Comme il n'y a entre la vallée de Coţatcu et le Râmnic qu'une longue colline effilée et très étroite (la base en face de Tigoiu ne mesure pas même 1200 m de largeur; la hauteur est de 210 m au-dessus du thalweg du Râmnic et de 125 m au-dessus du Coţatcu), on comprend qu'il ne saurait naître de sources.

Institutul Geologic al României

C'est seulement à l'origine de la vallée vers la colline de Căpăţâna (597 m) et vers Pleşeşti que sourdent quelques sources. Çà et là, au-dessus du village de Tigoiu, un peu d'eau suinte de certaines couches sableuses. Les cotes supérieures permettent de déduire que la pente du thalweg est assez rapide: 334 m en dessous de Pleşeşti tombent après 3 Km à 280 m; puis après encore 3 Km à 236 m et enfin, après 2 Km, à l'inflexion vers l'Est, à 206 m. Autant la vallée est étroite dans les vignobles, autant il paraît qu'elle a été large dans la plaine, où elle fait d'abord un coude vers le N et se dirige ensuite vers l'Est dans la plaine. Au coude et même dans la plaine, la vallée fut comblée plusieurs fois par des alluvions (comme nous l'avons décrit autrefois à Năianca et comme l'on observe chez toutes les vallées qui descendent des vignobles). Aux coudes ont subsisté d'intéressantes terrasses, mais à présent l'eau des torrents s'est creusée du sommet vers la vallée un canon en miniature dans les alluvions les plus récents.

Durant presque toute l'année la vallée est sèche. Quelques puits (six) à Tigoiu ont de l'eau à 2—4 m (2 m sous le thalweg) en été (Juillet) ce niveau baisse encore plus. Dans la vallée de Coţatcu, les puits (environ au nombre de 6) sont plus profonds; de 4—5 m, ils s'abaissent à 7,50 m (5,50 sous le thalweg). Le puits de Dumitru Tudor est profond de 8 m, il a toutefois 4 m d'eau, provenant d'une couche aquifère qui coule sur de l'argile sableuse violette. Les puits de l'„Orăţie" ont 3—4 m de profondeur, et à leur droite, nous avons même une petite source; et encore plus en aval, les puits reçoivent l'eau d'en face, près du thalweg de Coţatcu (un mètre plus bas), qui ici est humide. Toutefois sur la colline, à Orăţie et à Jideni, les puits atteignent des profondeurs de 70—80 m, précisément la différence de niveau, puisqu'ils ouvrent cette couche.

De même, quand nous aboutissons dans la plaine, sur le bord de la chaussée, nous avons quelques puits très profonds (de plus de 40 m) à la maison des cantonniers et à Şuţu près de Podul Bulgarului, car l'eau est située très profondément aussi bien dans la plaine que dans la vallée.

Jusqu'auprès de la voie ferrée, la vallée est creusée avec

Institutul Geologic al României

des rives verticales et possède un lit très étroit formé dans les alluvions récents du Coţatcu. Même en amont de la voie ferrée, les rives sont abruptes, de sorte que la voie ferrée passe sur une petite passerelle; près de la forêt de Coţatcu-Crângu Ursului, la vallée perd tout-à-fait ses rives, des venues plus grandes s'étalant dans la plaine dans toutes les directions. Autrefois, le Coţatcu coulait directement vers SSE, au Nord de Crângu Ursului, où se trouve encore actuellement une rigole, dans laquelle viennent parfois les eaux du Coţatcu; ou bien il se dirigeait à travers les forêts et la plaine, comme le prouvent de récents alluvions. Mais audessus de la forêt de Coţatcu, les Bulgares qui possèdent les jardins du Voetin, ont creusé un fossé dans la plaine et les eaux du Coţatcu se sont rabattues vers la vallée du Cireşu qui s'étend au Nord de Voetin.

D'ailleurs, toute cette region entre la vallée Olarului et celle du Cireşu constitue le large cône de déjection du Coţatcu, qui s'étale dans la région de dépression et de tassement continu au N de Râmnicu Sărat.

Conclusions: La vallée de Coţatcu est une vallée pauvre en eau, non seulement en surface, mais elle est aussi dénuée de sources souterraines, car la vallée du Râmnic coupe à plus de 100 m de profondeur les dépôts des vignobles et interrompt les nappes d'eau supérieures.

Pour trouver de l'eau sur la colline de Jiteni et d'Orăţie, il faut descendre à 70—80 m de profondeur, jusque sous le lit du Râmnicu. C'est seulement ce qui peut s'infiltrer de cette étroite colline pourrait former une nappe très peu abondante, suffisant à peine à alimenter les villages environnants.

Nous ne possédons pas de données sur un cours souterrain du Coţatcu, à Podul Bulgarului, dont parle le peuple et relate Cucu Starostescu: l'étude des terrasses et la formation de la vallée dans la plaine font paraître probable que ce cours souterrain n'existe pas, mais certainement qu'il y a une nappe d'eau profonde inclinée vers l'Est; de sorte que l'idée de l'ingénieur Cucu Starostescu (l. ct.) de barrer l'eau sous le thalweg de la vallée de Coţatcu et de l'écouler par la pente naturelle du Râmnic est irréalisable. Par suite de la structure géologique de la région et de la

Institutul Geologic al României

nature des terrasses, jamais l'eau souterraine ne pourrait pas être barrée — même si elle était suffisante pour l'alimentation du Râmnic — puisque nous avons une nappe d'eau qui s'étend aussi latéralement, et pas un cours d'eau entre des couches imperméables.

8. De la colline au Nord de Tigoiu, les eaux s'écoulent à peu près vers l'Est, conformément à l'inclinaison du terrain. Les vallées Cireşului et Isbaşului se réunissent au-delà de la voie ferrée et se dirigent vers le Nord du village de Voetin où elles s'unissent au Coţatcu dévié; plus à l'Est, elles se perdent dans les marais du Voetin.

La vallée Beciului après un cours infléchi vers le NE s'unit avec la vallée Stâmniculuí, en amont de la voie ferrée, à Obrejeta.

Le marais du Voetin. Dans la vallée du Cireşu, surtout en approchant du village et jusqu'à sa sortie, l'eau suinte à la base des anciens dépôts d'alluvions épais de 4 — 5 m. Par endroits même, l'eau surgit en donnant naissance à des sources appréciables.

Elles sont la manifestation d'une nappe d'eau qui s'étend ici dans toutes les directions et que l'on peut suivre grâce aux puits et aux sources, telles que ceux du Voetin. Le même phénomène s'observe sur le bord méridional du lac Ferarului, mais dans la vallée Olarului, les puits n'ont de l'eau qu'à une profondeur de 2 — 3 m.

A partir du Crângu Ursului d'une part et de la limite du village de Voetin d'autre part, s'étend vers l'Est un long marécage, qui montre des flaques d'eau permanente, surtout dans les bordures occidentales. Celles-ci sont les lits de certaines larges vallées inondées.

Sur les larges berges inondables, riches en salines ou couvertes d'une opulente végétation marécageuse, se faufile un petit cours d'eau qui en aval de Băleşti s'unit au cours du Stâmnicu-Ghionoaia qui vient du Nord.

Au même point s'ouvre un vallon, occupé d'un marais, au Sud de Băleşti, qui est à peu près parallel avec le Râmnicu. Celui-ci, après avoir débouché dans les berges du Sereth se dirige vers le Nord, vers le cours du Voetinu et du Ghionoaia, qui tend lui aussi vers le Nord, se rétrécit et se perd à peu près complètement avant d'arriver au Râmnic.

Institutul Geologic al României

Le marais du Voetin, comme la plupart des vallées de cette contrée a la rive méridionale surélevée de 4—5 m et quelque part l'on voit la rive d'une terrasse. La rive Nord se perd peu à peu dans la vallée; les courbes de niveau passent directement de la plaine dans le marais. Toutefois le sol salé al luncei différencie celui-ci de la plaine à tchernoziome.

Entre le Coţatcu et le Râmnic même se trouve une dépression que nous révèlent d'une part le relief et la nature du sol, d'autre part la profondeur et la qualité des eaux souterraines.

En effet, dans la plaine de tchernoziome, nous avons des puits relativement profonds; par exemple, les puits de Colibaşu, sont profonds de 16,50—17 m + 1—2 m d'eau, tandis que ceux situés sur une terrasse sur laquelle se trouve le village, ont 8—12 m + 0,50—1 m d'eau de profondeur.

La bordure de la plaine se dirige vers N E, vers la Movila Spânzuratului. Au Sud de ce monticule, sur la plaine de tchernoziome, nous avons un puits de 9 m + 1 m d'eau tandis que dans l'ancien lunca, qui a un sol noir près des „lăcoviste", le puits est de 5,40 + 1 m d'eau.

Dans toute cette dépression, jusque près de Pueştii de Sus où l'on observe des flaques salines, les puits sont de 2,70—3 m+0,80 m, et à Pueştii de Sus, de 7—10 m+1 m d'eau. L'eau est saumâtre, surtout celle des puits profonds. A partir du Movila Spânzuratului la rive transversale à la plaine s'unit à celle qui indique la vallée Olarului vers la Movila Ţigăncei. Dans cette vallée, nous avons une longue série de puits, l'un à Pădurar, sur la côte, profond de 7 m + 1 m d'eau, l'autre à la lisière de la forêt de S E, a 4,70 m+0,30 m d'eau, enfin ceux de Văcăriă ont environ 2,50—3 m+2 m d'eau et ont tous une eau très saumâtre.

Dans la partie de N W de la forêt se trouve le puits de Iosescu. profond de 18,60 m + 0.60 m d'eau (à l'époque de la moisson quand on retire beaucoup d'eau) dont le niveau ne varie pas beaucoup; l'eau est un peu saumâtre.

Toutefois un puits de l'ancienne vallée du Coţatcu au Nord de la forêt, a seulement 2,20 + 0,70 m. d'eau. On voit donc ici que nous avons deux nappes d'eau superposées.

Institutul Geologic al României

Le même fait s'observe aussi dans la plaine du Voetin : vers la forêt de Coţatcu ; nous avons un puits profond de 11 m+1,20 m d'eau, un peu saumâtre, au Nord de la forêt de Crângu Ursului, un autre de 7,40+1,40 m d'eau et dans le village des puits de 4-5 m, d'après la profondeur de la nappe qui affleure en sources au pont de la chaussée ; et dans la petite vallée Creţoiului avec les efflorescences salées au Sud du village, le puits a une profondeur de 1 m+2,80 m d'eau saumâtre. Auparavant, le Coţatcu venait parfois aussi inonder la vallée du Creţoiu.

Enfin, à Armanul Grădiştencei, il y a un puits au bord du marécage du Voetin, sur la bordure de la plaine de quelques 270 m, qui décèle la séparation entre les terrases du Voetin et l'ancienne plaine. En aval, dans le marécage desséché du Voetin, on trouve d'importantes efforescences salines.

On rencontre ce même état de choses également au Sud de Râmnicul Sărat, entre Stubeia et Hoinari et plus au Sud.

L'allure des courbes de niveau et l'inclinaison du terrain sont deifférentes aussi bien à l'Ouest de la lisière de la plaine au Nord de Spânzuratul qu'à l'Est de cette rive.

Par conséquent, à partir de Crângul Ursului et du lac Ferarului, au Sud, nous avons une faible dépression aquifère.

La terrasse du Râmnic qui vient du couchant, parallèlement à son cours mais surtout de l'isohypse 100, à l'Ouest de Colibaşi, est évidente ; elle se réunit dans cette dépression à la lisière de la terrasse, après la vallée Olarului. Il se peut que le Coţatcu ait eu un cours direct vers le Sud ou le Sud-Est, depuis Crângul Ursului vers la vallée de Boldu-Balta Albă, et qu'il a dévié plus tard vers le marais de Voetin.

Ce marais-ci n'est pas dû tellement aux sources et à la nappe de Voetin que plutôt à certaines sources de l'aire même du marais, et qui donnent des quantités d'eau importantes, que Cucu Starostescu a pris en considération pour l'alimentation de la ville. Tels sont les deux étangs du lac Ferarului (le coin SW du marais), dont le plus

Institutul Geologic al României

grand est celui de Ciurea, tels sont ceux de Seruntaru, de Ochiul puturos etc.

Conclusions: En réalité, les cours d'eau qui parcourent cette vallée en plusieurs endroits représentent une quantité d'eau appréciable. Par exemple, à la lisière méridionale du marais, à côté des potagers, coule un ruisselet de 1—1,50 m de largeur, profond de 20 cm. Il est formé par plusieurs sources, dont les plus importantes sont ces deux étangs de Ciurea. Ici, l'eau surgit du milieu d'une mare de quelque 2 m de diamètre et profonde d'environ 80 cm. L'eau est trouble, (le garde-forestier dit qu'elle entraîne aussi des feuilles, des rameaux, etc.) et saumâtre au goût. Un échantillon pris de la mare la plus grande et analysé sommairement (voir la tabelle des analyses) révèle une composition impropre à la consommation. Peut-être un échantillon pris en profondeur eût-il été moins minéralisé, bien que les eaux des puits de Crângu Ursului, surtout celles de Pădurar, sont encore plus minéralisées (voir la tabelle des analyses).

Outre que la composition de l'eau est de telle nature que nous ne pouvons songer à l'utiliser pour l'alimentation de Râmnicu, la venue de ces sources au milieu du marais nous prévient encore plus de ne pas les employer. Il me semble tout-à-fait impratique de capter ces eaux dans la plaine avant d'atteindre les sources. Non-seulement l'eau est dans la plaine tout aussi minéralisée, comme le prouvent de nombreux puits, mais je ne crois pas qu'elle soit aussi abondante que l'a supposé Cucu Starostescu. Enfin la différence de niveau pour le pompage n'est pas seulement de 22 m, mais au moins de 80 m. Cucu Starostescu a utilisé un dénivellement érronné, car même si nous partions du marais du Voetin (70 m), seulement dans le marais du Râmnicu (120 m) nous aurions déjà 50 m de différence ; mais en prenant la cote du réservoir (147 m), nous aurions 77 m au moins.

Râmnicul-Sărat et la Plaine du Sud. A partir de Dedulești en aval, le Râmnic coule à travers la stratification et ne reçoit les affluents décrits plus haut que sur la droite. A gauche, il n'y a que quelques sources insignifiantes dans les vallons de la forêt Piscul-Roşu. A Tăbăcari,

Institutul Geologic al României

nous avons un groupe de puits (2—4 m) d'une nappe d'eau au niveau du Râmnicu, sous le cône de déjection des ravins d'ici, et en face de Jiteni, deux puits atteignent une nappe d'eau sous le lit du Râmnic, qui s'incline vers l'Est sous la rive élevée.

L'eau de Tăbăcari a été une fois utilisée pour l'alimentation partielle de la ville (conduite A. Bagdat). Aujourd'hui elle n'a plus aucune importance, car même si cette conduite était un peu alimentée par la nappe d'eau sous Oraţia, cette dernière, outre qu'elle n'a pas la protection d'une couche superficielle, ne peut même avoir un débit suffisant. Par suite d'un pompage prolongé, ou d'une prise d'eau plus considérable de la réserve actuelle, l'influence saumâtre des alluvions du Râmnicu se ferait ressentir, grâce à des canaux conduisant à quelques moulins ; en effet, des bras du Râmnicu coulent à proximité.

Le cours du Râmnicu dans son lit est très variable. Il coule davantage en dessous de la rive gauche qui s'élève rapidement à 40-70 m au-dessus du lit. En amont de Flămânda se détache un canal pour amener l'eau aux moulins de la ville, et contourne la ville pour retrouver le cours principal du Râmnicu au SE de la ville, en face de Rubla Mică. L'eau de ce canal pourrait être utilisée plus rationnellement, car il pourrait servir avantageusement à l'arrosage des rues et même aux usages ménagers, sauf comme eau potable et pour la préparation des aliments.

Un autre canal se détache à Flămânda sous la terrasse inférieure (3 m), il passe aux moulins des villages de Topliceni et de Sgârciţi pour se réunir au cours du Râmnic en amont du pont.

Par suite du refoulement du cours du Râmnicu par ses affluents de droite, il n'est resté que des vestiges insignifiants des terrasses de la vallée, sur la gauche, et seulement de la terrasse inférieure sur laquelle sont éparpillées les maisons de Tăbăcari, de Flămânda, etc. Une bonne partie de la ville de Râmnicu est située également sur cette terrasse.

Tandis qu'à Plevna la colline s'incline en une pente prolongée, (peut-être une terrasse supérieure) jusque dans la vallée de Oreava, ou se voient des restes d'une terrasse inférieure, à Dărâmaţi, le talus de la plaine est abrupt,

Institutul Geologic al României

formé de loess avec des bancs de sols fossiles et des bancs des graviers. A l'Ouest de Bălţaţi la plaine descend en pente plus rapide vers le village, de sorte qu'ici elle semble être un gradin de terrasse, terrasse moyenne, de quelque 10-21 m au dessus de la rivière. Entre Bălţaţi et Rubla Mică, cette terrasse, devient encore plus aplatie. Après avoir creusé cette terrasse, le Râmnicu envoyait encore ses eaux vers le Sud, le long de la plaine, vers la vallée Bătrâna-Jăcl'oiu ou Buzoelu-Amara.

Alors que dans la plaine de Dărâmaţi, l'eau est atteinte par les puits à une profondeur de 40-50 m, à Bălţaţi-Rubla l'eau souterraine est déjà à 10-20 m, mais elle est peu abondante.

A partir de Bălţaţi, le Râmnicu oblique vers l'Est sur 3 ou 4 km et se dirige ensuite vers le NE, dans un lit relativement étroit et dans une vallée à rives très plates souvent surélevées à peine de 10 m au-dessus du lit de la rivière.

Tant dans la plaine au Sud de Rubla que le long de la vallée du Râmnicu, on rencontre des amas de graviers allongés, marqués par des monticules qui divergent au SE, E et NE. De même que les amas de graviers de Rubla Mare, vers Obidiţi-Ceauşu, allongent la rive du Râmnicu actuel, ainsi les autres îlots allongent au Sud d'anciens cours ou des bras du Râmnicu. D'ailleurs la nature sableuse du sol (tchernoziome) montre l'influence des alluvions sableux d'un cours ancien.

A Ştubeiu, on distingue nettement 3 terrasses, en dehors de Câmpul mare: l'une, inférieure, de 2 m, dans le marais actuel, se confond par endroits avec le lit même de la rivière. Une autre de 4-5 m au-dessus de la rivière, sur laquelle est situé le village de Ştubeiu. De cette terrasse moyenne et plus exactement de la limite orientale du village, sortent des fossés profonds de 2 m d'abondantes sources saumâtres, les unes mêmes assez importantes. La lisière de cette terrasse contourne Cotu Cailor à la cote 80 et ressort vers Hoinari.

La lisière de la plaine en face de cette terrasse haute de 3—4 m passe au Sud du village (sur elle se trouvent situés ces deux monticules) s'infléchit vers la cote 80 m

Institutul Geologic al României

et se dirige ensuite vers le Sud, marquée par une série de monticules, jusqu'au monticule Săpata d'où il passe, entre deux salines marécageuses de Coţofiştea. Un vallon large d'environ 1 Km sillonne la vallée transversalement; il abonde en salines, „lacoviste" et en mares. Au-delà de cette dépression, à Scailătoaia, recommence la lisière de la plaine, bien caractérisée là aussi par une enfilade de monticules, vers le monticule de Macinia. Entre la cote 80 et le puits de Cotu Cailor, on voit la lisière et la rive transversalement à la dépression, tombant vers la terrasse moyenne avec les sources de Ştubeiu.

Le sol, de même que la profondeur des puits sur les terrasses et dans la plaine, sont éloquents: les puits de plaine de Ceauşu, de même que ceux au Sud de Hoinari sont profonds de 8—9 m; à Ştubeiu, sur la terrasse, de 5 m + 2 m d'eau; à Hoinari, sur la même terrasse de 6—7 m + 1 m d'eau.

Celui de Cotu Cailor est de 3 m + 3 m d'eau, avec un niveau très variable. Ceux des dépressions sont de 1,5 m + 1,5 m d'eau, profondeur égale à celle des sources au SE de Ştubeiu.

Dans la plaine, domine le tchernoziome, sur la terrasse de Hoinari, des sols d'anciens alluvions sableux, avec un peu d'humus (sol blanc, récent) et dans les dépressions des salines et des „lacoviste" (sols marécageux).

Dans cette dépression, à l'époque des grandes venues d'eau, le Râmnicu pousse encore de nos jours ses eaux jusque dans la vallée de Coţofâştea et Boldu, vers Balta Albă, c'est ce qui a eu lieu, il y a 25—30 ans, quand l'eau de Balta Albă s'est adoucie et que sa vase noire s'est recouverte d'une couche de vase jaune. Précisément maintenant la Balta a commencé à reconquérir sa concentration et sa vase caractéristique.

Une alimentation du Râmnicu au moyen de l'eau souterraine de la Plaine ou de la dépression au Sud de Râmnic est impossible".

— M. M. Drăghiceanu demande pourquoi les graviers intercalés dans le loess ont seulement de l'eau par intermittences?

— M. Gh. Murgoci répond que ces graviers représentent

Institutul Geologic al României

des cônes de déjection, ont en général la forme de lentilles et ne sont pas continus.

— M. Drăghiceanu rappelle que dans son étude de la question de l'hydrologie souterraine de la Valachie, il a donné une explication analogue de ce phénomène. Il opine dans ce sens qu'à Râmnicu-Sărat, il faut exécuter une conduite de captation plus au Nord, qui devra suivre les couches aquifères.

— M. Mrazec est d'avis que ce serait un procédé d'alimentation plus sûr d'effectuer des sondages plus bas que le niveau hydrostatique.

Séance du 7 Novembre 1914.

La séance a eu lieu dans l'aula de la „Casa Şcoalelor" (Ministère de l'Instruction Publique) mise a notre disposition grâce à l'amabilité de M. le Directeur M. Popescu. La séance, tenue sous la présidence de M. L. Mrazec, était publique et, en dehors des membres de l'Institut Géologique, Mrs. les Professeurs S. Mehedinţi, de l'Université de Bucarest, E. Ludwig, Ştefănescu-Galaţi, Popa-Burcă, Mrs. M. Popescu, Directeur de Casa Şcoalelor et Mr. le Baron Fr. v Nopcsa y ont assisté.

— Mr. le Baron de Nopcsa fait une communication: **„Sur la géologie de l'Albanie et spécialement sur sa tectonique".**

„Le conférencier distingue quatre unités stratigraphiques et tectoniques distinctes: 1. La région côtière; 2. Cukali; 3. La plaque nord albanaise; 4. Merdita.

La région côtière est formée de calcaires à *Rudistes* du Crétacé supérieur, auxquels succèdent en concordance des calcaires à *Nummulites* de l'Eocène inférieur, le calcaire grossier éocène moyen à *Brachyures* et *Nautilides*, le Flysch éocène supérieur à bancs de calcaire et grès oligocène inférieur et des schistes argileux à intercalations du type Flysch. On a trouvé des fossiles en maints endroits. Ce complexe de couches s'étend sur la côte adriatique, au Nord en Dalmatie jusqu'à l'Istrie et plus loin encore; au Sud, il atteint Berat et Valona mais alors viennent s'y ajouter p. ex. les couches miocènes à gypse de Durazzo et d'autres endroits déjà bien connus.

Institutul Geologic al României

Dans la région des chaînes côtières, la série des couches de Cukali est chevauchée sur ce complexe. Cette série de couches a déjà été caracterisée dans l'Annuaire de l'Institut Géologique de 1912. La position de la série de Cukali sur la série côtière se reconnaît surtout bien au voisinage de Scutari, à Jubani. La succession des couches de Cukali se continue à l'intérieur de la série côtière vers le Sud jusqu'à Elbassan et au N on peut la suivre jusqu'à Budua.

Elle disparaît au N de la Drina, sous la Plaque Nord Albanaise déjà connue, un peu dérangée et qui à partir de la Bosnie et de l'Herzégovine se poursuit par l'Ouest du Monténégro vers le Sud.

Cette plaque à son tour disparaît à sa limite ESE sous la région éruptive de Merdita, bien connue. Au S de la Drina, la Plaque Nord-Albanaise n'a pas encore été observée très sûrement, mais d'après les recherches de NICULESCU, il semble cependant qu'elle apparaisse çà et là en Epire. La région éruptive de Merdita est simplement une partie de la même zône de tufites et de jaspe qui à partir du Pinde, près du lac d'Ochrida, s'étend vers Merdita, passe de là à Djakova et Mitrovitza vers Raska, vers la Bosnie orientale et vers la Save. La succession des couches de la série éruptive de Merdita a aussi été décrite dans l'Annuaire.

Il est intéressant de constater que dans la région des chaînes côtières, le complexe inférieur, à savoir celui de la zône côtière, est disposé en plis et que la série de couches de Cukali au contraire est chevauchée sur celui-ci pour ainsi dire comme une plaque rigide disposée simplement en écailles par des ruptures qui se répètent et plus loin à l'intérieur, Cukali se présente en plis, tandis que la Plaque Nord-Albanaise repose sur elle.

Si l'on veut déduire d'ici une règle et le phénomène en question ne paraît en effet pas sans fondement, celle-ci se formulera ainsi: lors des grands déplacements horizontaux, la partie située en profondeur dans la région frontale du chevauchement se plisse plastiquement, tandis que la partie qui glisse au-dessus se maintient rigide ce qui en tout cas est déterminé par des conditions de pression différentes.

Institutul Geologic al României

Quelque chose de semblable paraît pouvoir être constaté aussi dans la fenêtre du Retezatu des Carpathes méridionales". (Résumé de l'auteur).

Il s'élève une discussion intéressante sur la géologie de l'Albanie du N et de la liaison de cette région avec les Balkans, les Dinarides etc, à laquelle prennent part outre le conférencier MM. Mrazec, Murgoci, Popescu-Voitesti, Macovei, etc.

— M. L. Mrazec lève la séance en adressant ses vifs remerciements à l'hôte distingué pour son intéressante communication.

Séance du 14 Novembre 1914

A la séance assiste M. Fr. de Nopcsa.

— M. le Prof. S. Athanasiu parle sur: **„Les mammifères quaternaires de Roumanie".** La communication est publiée dans l'Annuaire de l'Institut Géologique (Vol. VI).

— M. Em. Protopopescu-Pake présente des restes de mammifères de la Fabrique Colentina, près de Bucarest.

— M. Gh. Murgoci annonce qu'il possède des fragments pareils de Râmnicu-Sărat.

— M. de Nopcsa attire l'attention sur le fait que les cornes des mammifères sont très développées dans la région des schistes cristallins, alors que dans les régions de steppe sans eau et sans végétation, c'est le contraire. Il parle d'une manière générale sur le croisement, la nourriture, la lutte pour l'existence et la répartition géographique de ces animaux.

A la suite de la discussion qui s'élève à ce sujet et à laquelle prennent part MM. L. Mrazec, Sava Athanasiu, Popescu-Voitesti, Gh. Murgoci, M. Mrazec juge nécessaire de discuter dans une séance spéciale la question de la limite entre le Levantin et le Quaternaire et d'étudier s'il y a quelque relation entre la dislocation du N de la Dobrogea et les étages depuis le Pontien.

— M. Gh. Murgoci expose la communication: **„Le Quaternaire de l'Olténie"** de Gh. Murgoci, Em. Protopopescu-Pake et I. P. Ionescu-Argetoaia.

Institutul Geologic al României

„En résumé, le Pliocène dans la Dépression Gétique étant en grande partie et spécialement au S recouvert de dépôts quaternaires, nous faisons suivre quelques considérations générales sur la manière dont se présente le Quaternaire dans cette région.

En Olténie, le Quaternaire est représenté à partir de la partie supérieure par une couche d'argile rougeâtre, parfois plus compacte, parfois plus sableuse, renfermant parfois des concrétions calcaires de diverses grandeurs. Ce dépôt dénommé **„terre rouge,"** („terra rossa") s'étend comme une couverture sur toute la partie méridionale de l'Olténie, à partir du lieu situé un peu au N de la ligne ferrée de Slatina-T. Severin et s'étendant au S jusque près de la zone des dunes.

Sous cette terre rouge, on observe une couche de loess qui en certains endroits contient de même des concrétions calcaires. La couche de loess est de plus en plus réduite en épaisseur, à mesure que nous avançons du S vers le N et ne forme pas une couverture continue, étant érodée en beaucoup d'endroits.

Sous la couche de loess, on observe encore dans certaines régions une deuxième bande de terre rouge, mais celle-ci manque le plus souvent et alors le loess repose directement sur les dépôts de graviers.

Ces dépôts de graviers quaternaires deviennent vers le S de plus en plus épais. Ils sont disposés en escaliers, formant trois terrasses et ils proviennent de l'horizon moyen du Levantin qui a été érodé par les eaux quaternaires.

Tous ces dépôts quaternaires mentionnés plus haut apparaissent souvent dans des vallées et des ouvertures naturelles, mais se voient mieux dans de nombreuses carrières comme on en observe dans toute la région méridionale de l'Olténie, et qui fournissent les pierres pour les chaussées.

Au N et surtout au voisinage des massifs montagneux. le Quaternaire est représenté par des terrasses de graviers d'origine probablement glaciaire (?).

C'est toujours au Quaternaire qu'il faut attribuer les dépôts alluvionnaires: les **„Alluvions"** de même que les dépôts de sables mouvants qui s'étendent le long du Danube et dans la zone là plus proche de celui-ci; les **„Dunes"**.

Institutul Geologic al României

— M. L. Mrazec demande quelle est la relation entre les formations décrites par M Murgoci et les dépôts glaciaires. Dans un ouvrage antérieur, le conférencier a considéré les graviers des terrasses supérieures développés le long des montagnes comme faisant partie du Pliocène ; ils représentent des couches de Cândeşti; et les graviers des terrasses moyennes comme fluvioglaciaire, de même d'ailleurs que les graviers des terrasses du versant septentrional des massifs à glaciers des Carpathes méridionales.

— M. I. Popescu-Voiteşti dit qu'en Munténie, les terrasses quaternaires se présentent comme en Olténie.

Quant à la „terra rossa" qui correspondrait à un certain climat, il ne croit pas qu'on puisse la paralléliser avec le loess.

Il parle ensuite sur le phénomène de déviation des cours d'eau vers l'E qui serait un phénomène général.

— M. Mrazec remercie les conférenciers pour l'importante contribution qu'ils ont apportée à la connaissance du Quaternaire et note la nécessité d'une discussion approfondie du Quaternaire.

Séance du 28 Noembre 1914.

— M. D. Cădere. **Note préliminaire sur le porphyre et la zone d'injection dans les roches vertes de Camena-Ciamurli** (Feuille Babadag 1 : 100.000, vol. IV; série XI du Grand Etat-Major Roumain).

„Le long de la ligne de chevauchement de Peceneaga-Başpunar-Ciamurli, signalée par MM. Mrazec et R. Pascu (1), un petit massif éruptif de porphyre est mis à nu, auprès de son extrémité orientale, au SE du village de Camena; il s'étend jusqu'auprès de la chaussée de Ciamurli-Babadag, et est divisé en plusieurs mamelons par le manteau de loess qui le recouvre entièrement.

Selon toutes probabilités, ce massif appartient génétiquement au même magma qui a donné naissance aux roches éruptives de Măcin, Iacobdeal, Piatra Roşie, Cârjelar, Sacarbaïr.

1) L. Mrazec. **Dări de Seamă.** Inst. Geol. al Rom. II 1910, p. 34 et suiv. Id. Id. III, 1911, p. 136 et suiv.

Institutul Geologic al României

Toute la région dont nous nous occupons est formée de nombreuses collines et de mamelons arrondis par une puissante érosion; sur le sommet le plus haut Altân-Tepe (317 m), elle commence à s'incliner rapidement vers le lac de Goloviţa. Des torrents peu importants continuent l'oeuvre d'érosion; nous citerons parmi les plus grands: la Camena, au NE qui déverse ses eaux dans la Slava Rusă et le Ciamurli au SW qui se jette dans le ruisseau Hamangi; aucun d'eux ne résiste aux grandes sécheresses.

La région a été étudiée au point de vue géographique et géologique par K. F. Peters (1); puis par MM. L. Mrazec, V. Anastasiu (2), I. Simionescu (3), R. Pascu (4), G. Macovei (5), G. Murgoci (6), C. Motaş (7).

Au point de vue géologique, les roches qui constituent la région de Camena-Ciamurli peuvent se grouper comme suit:

I. **Roches éruptives effusives et filoniennes:**

a) non-différenciées: porphyre quartzifère.

b) différentiées: 1. leucocrates: quartz filonien, pegmatite.
2. mélanocrates: diorites et amphibolites.

c) dues aux phénomènes post-volcaniques: roches siliceuses hydratées et concrétionnées.

II. **Roches sédimentaires paléozoïques.**

a) non-métamorphisées: roches vertes siluriennes(?).

b) métamorphisées: micaschistes, schistes sériciteux, schistes amphiboliques, cornéennes argileuses, siliceuses et épi-

1) K. F. Peters: **Grundlinien der Geog. u. Geolog. der Dobrudscha** Wien 1867.

2) V. Anastasiu: **Etude géologique de la Dobrogea.** Paris 1898.

3) I. Simionescu: **Geologia României.** Publ. Acad. Române 1904.

4) R. Pascu: **Studii geologice şi miniere în jud. Tulcea** Bucureşti 1904.

5) G. Macovei: **Dări de seamă.** Inst. Geol. al Rom. III, 1911, p. 155 et suiv.

6) G. Murgoci: **Cercetări geologice în Dobrogea Nordică** Anuarul Inst. Geol. al Rom. Vol. V, fasc. II, 1911.

7) C. Motaş: **Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea u. die Kieslagerstätte v. Altân Tepe.** Berlin 1913.

Institutul Geologic al României

dotisées; calcaires dévoniens(?); schistes de Carapelit.

III. **Roches sédimentaires mésozoïques:**
Conglomérats, grès et grès marneux, appartenant au Crétacé supérieur.

IV. **Roches sédimentaires pléistocènes:**
Loess et formations loessoïdes.

Les roches éruptives occupent la partie centrale de la région. Le petit massif porphyrique est découvert sur une longueur de 5 km environ et sur une largeur dépassant à peine par endroits 1 km; il est divisé par le loess en 7 mamelons dont le plus important est situé au S du village de Camena formant les collines de Holdurmi Baïr, Copac Culac et Mantarlac Baïr; et à l'extrémité méridionale, il y a la colline de Tas Baïr. Les crêtes des collines principales présentent l'aspect ruiniforme.

La roche éruptive est un porphyre quartzifère à faciès variés dont deux prédominent: à l'W, un porphyre typique à phénocristaux de quartz vitreux de grandeur moyenne et de feldspath rose ou brique qui atteignent parfois 5 mm. La pâte microlithique paraît être plus riche en feldspath et présente des nuances variées, du rose-violacé jusqu'au rouge foncé, au bleu ou au violet.

Le faciès marginal à l'E représente un porphyre quartzifère qui semble plus acide, de structure microgranitique (au sens de Rosenbusch), très dur, rougeâtre, avec quelques petits phénocristaux de quartz, avec une pâte microlitique de feldspath, de quartz et d'un élément noir qui paraît être dans la majorité des cas de la riebeckite; l'analyse pétrographique confirmera ou non cette supposition. Le porphyre présente souvent de petits filons de quartz qui n'atteignent pas 1 mm d'épaisseur; et près du village de Camena, à la base du massif, la roche présente une structure zonée selon des rangées parallèles et qui est due à la tendance de séparation des minéraux constitutifs. Un porphyre globulaire, dû probablement à certains phénomènes pneumatolytiques, à grains de la grosseur des œufs de caviar, de couleur rougeâtre ou violacée se trouve entre le premier et le deuxième sommet au N de la colline de Holdurmi, dans la partie la plus avancée vers le S de

Institutul Geologic al României

Mantarlac et près de l'extremité méridionale de la colline Copac Culac (ici il est violet). Un porphyre globulaire à grains de la grosseur des pois et un autre à grains gros comme des œufs de pigeon se trouvent sous le plus haut sommet du massif de porphyre, d'où se ramifient les collines de Mantarlac et de Copac Culac. Un porphyre rouge, foncé à cristaux idiomorphes de quartz et de feldspath et avec un peu de pâte, de structure presque granulitique — dans le sens des pétrographes français,—se rencontre dans le village de Camena lui-même et sur le flanc W de la colline Holdurmi, près de la crête, entre le 2-ième et le 3-ième sommet du N. Un faciès compact gris-bleuâtre ou gris-rougeâtre à taches et à œillets (?) d'une couleur bleue lavé ou rouge-sang se trouve sur le 1-er sommet au N de Holdurmi et sur le versant N de Taş Baïr. A Holdurmi on trouve des porphyres vacuolaires; et à Taş Baïr, on rencontre également un tuf porphyrique gris, assez dur et un peu poreux.

A l'W et au S W, au contact du porphyre et des roches vertes, on observe d'intéressantes roches de contact qu'on peut étudier sur les collines de Cuorlâc, Ivralnica-Baïr et deux autres collines à l'W et au NW de Taş Baïr (la plus méridionale à la cote 158 m), toutes orientées sur la ligne de chevauchement même de Peceneaga-Ciamurli. Les roches vertes ont été plus ou moins imprégnées par les roches éruptives; et celles-ci ont digéré en partie des schistes verts, devenant de ce fait moins acides Le passage des roches vertes au porphyre se fait insensiblement et sur de petites étendues, par une série infinie de cornéennes argilo-siliceuses ou seulement siliceuses quand la roche d'origine a englobé aussi des quartzites; les unes sont finement granulaires, les autres compactes. Les cornéennes siliceuses passent aux hälleflintas, aux jaspes, aux agates, aux calcédoines. Là où les roches de contact ont été érodées, le porphyre apparaît en filons irréguliers dont la longueur ne dépasse pas 7 à 8 m et l'épaisseur 3 m. Ces porphyres présentent en grande partie un faciès différent des précédents; ils sont moins quartzifères et la pâte est parfois vitreuse. Le type prédominant est un porphyre jaune-brun à phénocristaux de

Institutul Geologic al României

grosseur moyenne de quartz vitreux parfois fumé de feldspath blanc, rose ou brique, et souvent de beaux cristaux prismatiques bien développés, brillants d'amphibole noire. Les porphyres noirs ou noirs violacés sont beaucoup moins répandus.

Une bande de cornéennes argileuses, rubannées, rouges, vertes, violettes ou tachetées se rencontre sur le flanc oriental de la colline de Holdurmi, près du sommet, épaisse de quelques décimètres jusqu'à 20 m. et interrompue en 3—4 endroits et formant comme un biseau dans le porphyre.

Des roches dues à l'action hydrothermale se rencontrent dans les collines de Cuorlâc, de Joralnica et dans les deux collines de cote 185 sur la ligne de chevauchement même. Ces roches présentent des sphérolites et des pisolites à structure zonée, formés de calcédoine et d'onyx à quartz précipité, ou bien ils montrent des surfaces opalisées. Les traces de l'activité hydrothermale au voisinage des gisements de pyrite cuprifère d'Altân Tepe contribuent à expliquer la formation de ces gisements.

Brèches. A Cuorlâc et dans la colline de 158 m, on trouve aussi des brèches formées de matériaux porphyriques.

A Cuorlâc, les roches vertes ont participé aussi à cette formation, à côté des matériaux porphyriques.

Les Roches filoniennes différentiées. En dehors de petits filons de quartz insignifiants qui traversent la masse du porphyre, surtout du porphyre micro-granitique, on trouve dans les roches vertes de nombreux filons éruptifs, les uns acides, formés de quartz filonien et de pegmatite; les autres basiques, des diorites et des amphibolites, se rencontrent en lentilles et petits filons et surtout en dykes, orientés en général comme les roches vertes qui les englobent.

Le quartz filonien est très abondant et se trouve dans les schistes verts jusqu'à 8 — 10 km de distance du massif éruptif, donnant du relief aux collines dans lesquelles il est découvert sur des longueurs de 10 — 12 m et des épaisseurs qui vont jusqu'à 4 m. Parfois, il est vitreux; cependant le plus souvent, il est blanc laiteux, avec de rares inclusions de pyrite et de minéraux de fer; sur les salban-

Institutul Geologic al României

des se trouvent en abondance de la séricite et parfois aussi de la lépidolite.

La pegmatite se trouve surtout en lentilles et en petits filons dont les dimensions ne dépassent pas 30 cm d'épaisseur. Souvent, elle est associée au quartz filonien; mais parfois, on ne distingue à l'œil nu que le feldspath. La roche est presque toujours accompagnée de mica blanc et même de mica brun, en grands feuillets. Elle présente des phénomènes de kaolinisation.

La diorite se présente en filons ne dépassant pas 1 m d'épaisseur. La roche est formée à peu près seulement d'amphibole et de plagioclase. Les filons sont souvent schisteux.

Les amphibolites se trouvent en filons importants qui atteignent des épaisseurs de 6 m. De préférence, elles sont plus près du massif porphyrique que les filons acides. Les amphibolites sont fortement schisteuses et plissées. En général, elles sont composées d'amphibole et de feldspath, mais on les trouve aussi absolument dénuées d'éléments blancs. Parfois, elles sont épidotisées.

A en juger d'après les roches de contact et d'après les relations entre le porphyre, les roches vertes et les injections filoniennes, il semble qu'au moins les filons acides qui ont traversé les roches vertes seraient antérieurs à la venue du porphyre.

Les formations paléozoïques. Les roches vertes occupent la partie ouest et sud-ouest de la région. Elles appartiennent à un système de roches différent de la Dobrogea septentrionale, et faisant partie du plateau prébalkanique dobrogéen. Peters, Ştefănescu, Macovei, étc., les considèrent comme siluriennes. Elles furent étudiées par Peters sous la dénomination de diabases-pélites; puis par M.M. Mrazec, R. Pascu, C. Motaş et d'autres qui les considèrent comme des tufites. Dans cette région, elles sont constituées par des schistes argilo-siliceux à chlorite et parfois à séricite. Elles ont une structure parfois phylliteuse, parfois détritique, âpre au toucher et même compacte. Elles sont d'une couleur verte lavée jusqu'au vert sombre. Par l'hydratation, elles deviennent jaune marron. Souvent, elles présentent des imprégnations de pyrites, de pyrites cuprifères et d'oxydes de fer.

Institutul Geologic al României

Elles ont une direction générale entre Altân Tepe et Camena de N 50° W; en face du village de Ciamurli de N 30° W; et près de la chaussée de Ciamurli-Babadag, elles prennent brusquement la direction S et plus loin SW; de sorte que dans les collines de 120 m et de 87 m, au voisinage de la couverture crétacée, elles prennent la direction N 40° E. Elles tombent régulièrement au SW ou au NW de 65° jusqu'à la verticale. Près du massif éruptif, elles sont redressées, tassées, puissamment plissées et métamorphisées intensément par les éruptions filoniennes décrites plus haut, dont l'action principale semble être exercée par les minéralisateurs. Ce métamorphisme a donné naissance aux roches à séricite, aux cornéennes épidotiques, aux schistes à amphibole et surtout aux micaschistes riches en grenats rouges, qui occupent, le long de la ligne de chevauchement et au voisinage de celle-ci, une zone large de plus d' 1 km entre Ciamurli et Camena.

Couches de Carapélit. Si à l' W et au SW, le contact avec les roches vertes a donné naissance à des phénomènes assez intenses, en échange à l'E et au NE, là où le porphyre vient en contact avec les couches de Carapélit, nous ne trouvons que des phénomènes de dynamométamorphisme, ainsi que des écrasements de couches et des orientations irrégulières.

Le Carapélit, considéré en général comme permo-carbonifère et à Camena plutôt simplement carbonifère, selon M. Macovei (l.c.), il est découvert à Ortames Baïr entre le porphyre et le crétacé de Ceacmac Baïr, puis dans trois prolongements du massif porphyrique de Mantorlac, vers la rivière de Camena, ainsi que dans la partie septentrionale du village de Camena. Il est constitué ici de schistes bruns, rouges foncés, gris, parfois verts, les uns finement satinés comme des phyllites, d'autres rugueux et à structure détritique.

Leur orientation dans le village est N 25° W et leur inclinaison au S et SW de 45°—90°; et à Ortames Baïr, ils sont orientés N 35° W—N 55° W et ils plongent au SW de 80—85°. Donc partout ils plongent sous le porphyre qui paraît à première vue s'être consolidé sur le Carapélit; cependant, l'absence de phénomènes de contact justifie l'hy-

Institutul Geologic al României

pothèse soutenue par M. Macovei que la superposition serait due à des mouvements tectoniques.

Calcaires dévoniens (?). — En deux endroits, à savoir auprès du mamelon de Cuorlâc, au N, et au fond de la vallée entre Juralnica et Copac Culac, des calcaires bruns-jaunes se trouvent à découvert sur une petite surface (4—5 m²); ils ont l'aspect bréchiforme à cause des veines de calcite qui les traversent, ils sont irrégulièrement orientés, redressés, écrasés; leur aspect est celui des calcaires des environs de Sacar-Baïr que M. R. Pascu considère comme triasiques et M. G. Macovei comme dévoniens parce qu'il se base surtout sur le fait que ces calcaires se trouvent comme élément remanié dans les conglomérats qui constituent les couches de Carapélit de Bekir Ciaïr.

Formations mésozoïques. Le Crétacé supérieur se rencontre au S et au SE de la région étudiée et appartient au synclinal crétacé de Babadag; il entre en contact avec les schistes de Carapélit dans l'Ortames Baïr, repose directement sur le porphyre de Taş Baïr et au S sur les roches vertes dans les collines de 120 m et 87 m. Les couches crétacées présentent une légère inclinaison de 10°—15° vers E et SE et elles sont formées à la base de conglomérats jaunâtres et gris allant de la grosseur d'une noix jusqu'à celle du sable fin, avec du matériel remanié de porphyre, de roches vertes et de quartz filonien; le ciment est calcaire—siliceux avec de la glauconie; ces conglomérats sont riches en fossiles. (*Exogyra columba*, etc.).

Au-dessus viennent des grès blancs-jaunâtres ou rougeâtres, un peu glauconieux, à nombreux géodes avec de jolis cristaux de roche. Parmi les couches de grès sont intercalés des grès marneux fossilifères (à *Inoceramus*, etc.) étudiés par M. V. Anastasiu (l.c.) dans les éboulis de Caugagia où M. Macovei dans l'excursion que nous fîmes ensemble trouva des formes nouvelles dans les œils de carrière ouverts l'année précédente.

Formations pléistocènes. Le loess s'étend partout comme un manteau d'épaisseur variable, ne laissant à découvert que les sommets des collines d'où il fut éliminé par lavage. En quelques endroits, il a été décalcifié par les eaux

Institutul Geologic al României

de pluie en donnant naissance au „lehm". Le lœss cache presque partout les contacts entre les roches et il n'y a que dans les ravins creusés par les torrents, qu'on peut observer la succession des roches et quelques phénomènes de stratigraphie et de tectonique. Dans de semblables érosions, profondes de 8 m, on observe presque partout des éboulis sous le loess."

— M. Gh. Macovei considère que dans la région de Camena il existe deux types de métamorphisme, d'origine différente: l'un est général, de type dynamo-métamorphique, et concerne plutôt les schistes micacés; sur celui-ci s'est superposé un phénomène de métamorphisme de contact, produit par la venue des porphyres. M. Macovei montre un profil d'après lequel on voit que les roches vertes chevauchent par-dessus les porphyres, le long d'une ligne qui fut indiquée d'abord par M. Mrazec. Sur cette ligne de contact anormal et à son voisinage immédiat, on constate le métamorphisme de contact des roches vertes, avec un métamorphisme de pression et au-delà, la grande masse des roches vertes n'a plus qu'un dynamo-métamorphisme.

Le dyke porphyrique présente ainsi des phénomènes de contact vers le SW, et plus du tout par contre vers le NE, c'est-à-dire sous la ligne de chevauchement. Sous le dyke, au NE, les schistes de Carapélit sôn très fragmentés. Le chevauchement local apparaît ainsi très clairement.

Les calcaires considérés par M. R. Pascu comme triasiques sont dévoniens, à en juger d'après leur ressemblance avec les calcaires dévoniens du N de la Dobrogea. A Camena des conglomérats qui contiennent des blocs de calcaires de ce genre apparaissent comme anticlinaux dans la formation de Carapélit.

Le Crétacé de Camena a à la base des conglomérats cénomaniens à *Exogyra columba*, au-dessus desquels viennent des grès durs, jaunes, et des marnes siliceuses qui appartiennent probablement ou Turonien; au dessus reposent des grès et de marnes molles à *Inocéramus Cripsi*, *Micraster Cortestud narum*, *Pachydiscus*, qui sont sénoniens.

— M. L. Mrazec relève les faits suivants:

Les roches vertes ont été formées avant l'éruption des porphyres;

Institutul Geologic al României

les phénomènes d'éruption sont en rapport avec les lignes tectoniques et à savoir avec la ligne de Pecineaga Camena;

l'éruption du porphyre est accompagnée de phénomènes de différentiation siliceuse, avec injections dans les roches ambiantes et spécialement dans les roches vertes;

après les phénomènes éruptifs il y a encore uue phase de dislocation.

Le métamorphisme dynamique est général pour toutes les roches rouges de la ligne de chevauchement.

„Dans un profil que j'ai suivi du SW au NE, on voit fort bien les roches vertes chevauchant par-dessus le massif porphyrique; une zone de brécification se constate sur leur ligne de contact. Sur toute la largeur de la zone occupée par le massif porphyrique se recontrent des phénomènes hydrothermaux. Vers le NE, le massif porphyrique chevauche sur le roches rouges permiennes (?) qui présentent des phénomènes de laminage. Sur ces roches rouges suit transgressivement le Crétacé (Sénonien).

— M. Cadere a pu distinguer dans le massif parphyrîque des faciès centraux et des faciès marginaux, à savoir: le porphyre passe dans une direction à un faciès amphibolique et dans l'autre à un faciès siliceux. M. Cadere a parlé de l'époque et du mode d'injection du porphyre dans les roches vertes qui ont été transfomées en schistes micafères, phénomène favorisé par le plissement des couches.

C'est à l'apport fait par le magma de l'injection siliceuse et pegmatitique qu'est due la formation des amphibolites, des pegmatites amphiboliques dans les roches vertes ainsi que les filons de quartz dont des ramifications se rencontrent jusqu'à Altân-Tepe. Les roches d'injection contiennent des traces de mineraux pyriteux, cuprifères et autres.

Le gisement de pyrites cuprifères d'Altân-Tepe est un gisement typique de différentiation magmatique, périphérique, en forme de différentiation filonienne; les pyrites, d'après mon opinion, sont éruptives, venues avec le quartz à l'époque de l'éruption, et ne doivent pas être considérées comme des dépôts ultérieurs.

Un phénomène d'injection identique est celui d'Orliga Pricopan, où les phyllites sont transformées en schistes

Institutul Geologic al României

micacés; dans le Dealul Pisicei, un système de filons dioritiques ou pseudo-dioritiques, pegmatiques et quartzeux possède la même origine, et est en rapport avec des éruptions granitiques.

L'éruption du porphyre et l'injection liée à cette éruption sont en liaison étroite avec la venue des magmas granitiques dans la province pétrographique dobrogéenne, éruptions si bien étudiées par M. Cantuniari et Rotman".

Séance du 12 Décembre 1914

— M. G. Murgoci rappelle que 20 ans se sont écoulés depuis la nomination de M. L. Mrazec comme professeur à l'Université.

En paroles bien senties, M. Murgoci, au nom du personnel et de tous les géologues roumains, de tous les collaborateurs et élèves félicite l'illustre jubilaire, lui souhaitant une longue vie, pour la gloire et le profit de la science roumaine, dont la renommée, qui a dépassé les frontières du pays, s'est étendue dans toute l'Europe et dans le monde entier.

Tous les membres de l'Institut s'associent aux voeux de M. Murgoci et manifestent chaleureusement par des ovations enthousiastes.

— M. L. Mrazec, le Directeur de l'Institut, remercie de cette chaleureuse manifestation spontanée, si inattendue pour lui et exprime sa satisfaction de pouvoir laisser derrière lui une pléiade de géologues qui développeront avec succès la science géologique roumaine.

Ensuite, on passe à l'ordre du jour:

— M. Ionescu-Argetoaia parle sur **le Bassin pliocène de la dépression gétique et sur ses rapports avec les bassins voisins**

„L'étendue du Pliocène en Olténie est fort bien limitée par la bordure des hautes montagnes et par la marge méridionale du plateau de Mehedinţi. Elle coïncide en général, au moins en ce qui concerne la région à l'W de l'Olt, avec l'étendue du Miocène de faciès marin ou lagunaire ouvert.

Nous trouvons fort peu de restes de dépôts pliocènes dans les anciens canaux ou détroits de la mer Méditerranée

Institutul Geologic al României

le long des Carpathes ou perpendiculairement à ces derniers. M. Murgoci a démontré (1) qu'aucun bras de mer de l'Olténie ne communiquait transversalement aux Carpathes avec le bassin de Petroşani. Le bassin de Petroşani-Cerna et celui de Balta-Bahna etc., étaient tous deux des golfes étroits ou des espèces de canaux de même direction que leurs restes actuels, situés le long de quelques dépressions tectoniques modelées ensuite par l'érosion.

Cvijic (2) a précisé encore davantage la forme du terrain de cette région et l'utilisation de la dépression de Milanovatz-Bahna par le Danube.

Il est fort probable qu'en dehors de quelques dépressions, d'anciens golfes et de canaux, l'étendue des lacs pliocènes n'a pas avancé plus loin que les restes et apparitions actuelles des dépôts pliocènes.

Si nous considérons l'étendue et le faciès de ces dépôts, et leur rapport avec les dépôts pliocènes, nous pouvons nous faire une idée de la forme et de l'étendue de la Dépression Gétique à l'origine, avant le Méotien.

Le fait signalé par M. Murgoci qu'à partir de l'Olt vers l'E, le Sarmatien manque—étant érodé—est très intéressant, il en est de même du fait que les dépôts pliocènes, aussi bien au S de Deliorman et sur le plateau bulgare que dans la partie N, viennent transgressivement sur des formations plus anciennes, à Deliorman sur l'Aptien, et dans la zone de la Dâmboviţa sur le Miocène salifère et le Paléogène subcarpathique.

Sur la plate-forme bulgare, M.M. Murgoci, Mrazec, Popescu-Voitesti et d'autres ont démontré l'existence certaine d'une flexure à faille plus au N de la ligne dénommée de Vid, de direction SW-NE et s'arquant sous la Plaine roumaine beaucoup plus à l'E.

Le Sarmatien manque à l'Ouest de cette flexure (elle existe dans la rivière de Vid) jusqu'en face de Silistra.

Des dépôts pliocènes commençant avec le Pontien passent transversalement aux limites du Sarmatien et de cette flexure sans aucun dérangement visible. Dans la partie N,

1) Gh. Murgoci: **Terţiarul Olteniei.** An. Inst. Geol. al României Vol I, 1907.

2) Cvijic: Entwickelungsgeschicht des Eisernen Tores.

Institutul Geologic al României

le fait est plus intéressant encore qu'au S et qu'à l'W de la ligne de Câmpina-Buştenari, le Sarmatien manque tandis que le Méotien entre dans tous les plis diapires de la zone de virgation des Sous-Carpathes. L'absence du Sarmatien se constate jusque dans la vallée de Topolog, près de l'Olt. Ce fait remarqué par M. Murgoci donne une importance particulière à la zone comprise entre la Dâmboviţa et l'Olt où s'éteignent les ondulations sub-carpathiques. Avant le Méotien, au moins pour la partie orientale de la rivière de Doamna, il y a eu dans cette région un relief élevé qui a été profondément érodé et lavé, de sorte que les dépôts sarmatiens de la zone des Sous-Carpathes ont été complétement érodés. On sait que les dépôts méotiens, aussi bien dans la partie orientale que ceux considérés comme tels par M. Murgoci dans la région d'Olăneşti-Muereasca-Dăeşti sont surtout des graviers et des conglomérats à grands éléments (anciens cônes de déjection) dans lesquels se trouvent des blocs fossilifères, tortoniens et sarmatiens. Aujourd'hui, cette région se présente comme un golfe avancé des dépôts pliocènes entre les plis qui s'éteignent à la Dâmboviţa et le noeud tectonique de Vâlcea. Dans les grandes lignes, nous avons une dépression de direction SW-NE, probablement dans la continuation de la dépression de la Dâmboviţa de la zone des monts, comme nous l'avons montré aussi dans l'introduction.

Cette cuvette s'est accentuée dans les temps postméotiens, car le Pontien, très peu disloqué, avançait près du pied des monts surtout dans la région de la rivière Târgu.

Au S du Danube, nous ne connaissons pas, même approximativement, l'étendue et la nature des terrains pliocènes; sur la carte de Zlatarsky, nous trouvons indiqués dans l'aire de la Dépression Gétique, plusieurs points pliocènes, à savoir: à Nicopole sur la colline de 120 m, sur la rivière Tsibriţa à environ 15 km à l'intérieur du Plateau bulgare et au coude du Danube, au S de Vidin. Bien que les géologues bulgares ne donnent pas une description de ces dépôts pliocènes, il est très certain, à en juger d'après les résultats de Manolescu dans le Deliorman, que les dépôts pliocènes commencent avec le Pontien. Le Méotien fait défaut dans la Dobrogea et le Deliorman, et manque pro-

Institutul Geologic al României

bablement aussi dans la plate-forme bulgare, qui est en face de la Dépression Gétique jusqu'à Vidin. Ainsi donc, nous constatons un changement de limite évident dans le Pontien, avec l'avancement des eaux pontiennes vers le S sur le Plateau bulgare.

Cette avance a probablement persisté jusqu'au Levantin, ce qui confirme le déplacement ininterrompu de l'axe de la Dépression, car certainement aux temps pliocènes aussi bien que maintenant, les rivières qui venaient du N de la dépression étaient plus importantes et donc plus riches en alluvions qui remblayaient la partie septentrionale de la Dépression Gétique, en repoussant les eaux au S et à l'E.

Les dépôts méotiens reposent sur des formations sarmatiennes, et en beaucoup d'endroits, les eaux méotiennes en avançant vers le N et l'W ont érodé les dépôts sarmatiens et ont déposé leurs couches en transgression sur des dépôts plus anciens (tortoniens ou parfois sur des schistes cristallins). D'après les recherches d'Andrussow, le lac méotien aurait été en communication avec celui de la Roumanie; d'après cet auteur, le point le plus à l'W où se trouvent encore des dépôts méotiens serait Buştenari dans le district de Prahova.

Radovanovitch a constaté la présence du Méotien dans le bassin du Timoc et M. Murgoci dans le district de Vâlcea.

Nos études ont démontré l'existence de quelques dépôts semblables beaucoup plus à l'W, par exemple aux alentours du village de Dobriţa, dans le district de Gorj, et plus au SW autour des villages de Colibaşu et de Bârda, de même qu'au coude du Danube, au village de Ţigănaşu dans le district de Mehedinţi. Le fait que ce lac méotien s'étendait aussi plus loin, vers S et W, nous est prouvé par la présence de couches méotiennes autour du village de Negotin en Serbie où il a été décrit bien auparavant par Radovanovitch.

Plus à l'W, Gorjanovitch Kramberger a décrit des couches prépontiennes autour de la ville d'Agram en Croatie, qui sont synchroniques aux couches supérieures méotiennes du bassin Gétique, Pontique et Euxinique.

Ces dépôts sont identiques au faciès à *Lymnaeus* et *Planorbis* qu'on rencontre à la partie supérieure des dépôts

Institutul Geologic al României

méotiens de quelques localités de l'Olténie et même dans le reste du pays.

Dans le bassin Pannonien et dans le bassin de Vienne, en ce qui concerne les dépôts qui correspondraient comme âge aux dépôts méotiens de Roumanie et de Russie, nous partageons l'opinion d'Andrussow que toute la série comprise entre le Sarmatien supérieur et la base du Pontien, représentée par des dépôts à *Congeria rhomboïdea*, appartient à cet étage.

Quant à l'extension du lac pontique, sa limite au N et à l'W en Olténie représenterait en certains endroits une régression du lac, laissant à découvert sur une étendue de 10 km les dépôts méotiens. Sa régression cependant est assez prononcée dans le district de Vâlcea; ici en effet, la limite septentrionale du Pontien doit être recherchée bien plus au S, en d'autres endroits bien que le Pontien avance beaucoup jusqu'au pied des montagnes.

Vers le couchant, dans le bassin pannonien et dans celui de Vienne, le lac pontique était assez bien représenté et assez étendu, ce que nous prouvent les couches à *Congéries* et aussi selon nous, à en juger d'après la faune de mollusques, qui en grande partie comprend des individus absolument identiques à ceux du bassin pontique; ces lacs étaient en communication par la région des Portes de Fer et la Serbie orientale avec la mer pontique qui se retirait à l'Est.

Il est incontestable qu'il a existé un rapport entre ces bassins occidentaux et le bassin euxinique à l'E dont les dépôts révèlent une faune analogue à la nôtre.

Après le Pontien, on observe cependant une transgression du lac dacien vers l'W et le N, de sorte que les dépôts du Dacien se trouvent en transgression sur le Pontien.

Dans le district de Vâlcea, la transgression du Dacien a une assez grande extension de sorte que ses dépôts se trouvent directement sur les dépôts méotiens et masquent entièrement les dépôts Pontiens.

Des dépôts similaires, pouvant se comparer aux dépôts Daciens, — en ce qui concerne le faciès pétrographique et paléontologique — ne se rencontrent pas à l'W du pays dans le bassin pannonien et dans celui de Vienne. Dans le bassin

Institutul Geologic al României

moyen du Danube il n'y aurait que les couches inférieures à *Paludines* de Slavonie qui puissent représenter ces dépôts. A l'E, cependant, ils se rencontrent dans le bassin euxinique au S de la Russie, où ils sont représentés par les couches à limonite ou les couches supérieures de Kamyschburun.

Ceci nous prouve qu'en Roumanie et dans le S de la Russie, le processus d'adoucissement des eaux de même que la transition se sont effectués fort lentement, comme cela fut aussi le cas, ainsi que nous l'avons vu, pour l'époque méotienne.

Quant au lac levantin, sa limite septentrionale est repoussée plus au N et à l'W. Ses dépôts se trouvent être parfois des couches de graviers ondulées, grâce aux phénomènes tectoniques; souvent ils constituent des terrasses situées sur les schistes cristallins.

C'est là une preuve que le lac levantin a avancé beaucoup en transgression, en s'étendant sur tous les dépôts pliocènes plus anciens et en s'appuyant même sur des formations cristallines. L'existence de lacs levantins vers l'W nous est démontrée par la présence des couches à *Paludines* de Slavonie, couches assez riches en fossiles et dont la faune comprend des individus representés en grande partie surtout dans la faune levantine de l'Olténie. Vers l'E, dans le bassin euxinique, les études d'Andrussow ont prouvé la présence de quelques dépôts à *Unionides* sculptées dont quelques-unes sont identiques à celles de Roumanie; c'est donc là une preuve que tous ces bassins étaient en communication les uns avec les autres par le moyen de canaux situés le long de fractures ou de dépressions.

En général, au NW de la Dépression Gétique, si nous laissons pour le moment de côté le nœud tectonique de Vâlcea, nous constatons deux faits très importants:

1. En beaucoup d'endroits, comme p. ex. dans la région de Govora, on voit une transition insensible et une continuité dans les dépôts du Tortonien même jusqu'au Levantin; qu'en plusieurs de ces endroits il est difficile de faire une séparation et d'établir une stratification entre les dépôts d'âge différent mais surtout il est impossible d'établir les anciennes surfaces d'érosion (sûrement de relief très ac-

Institutul Geologic al României

cidenté) qui doivent séparer les dépôts anciens des plus récents.

Ces dificultés proviennent surtout de l'identité des dépôts, graviers, sables, conglomérats, des cônes de déjection ou des côtes.

2. Il y a cependant quelques endroits, spécialement dans les districts de Gorj et de Vâlcea où les sédiments sont beaucoup plus nets et fossilifères et où une stratification devient possible. Là, nous constatons non-seulement que le Sarmatien est représenté par des dépôts caractéristiques fossilifères, mais nous rencontrons même le Sarmatien supérieur.

Sur celui-ci suit le Méotien avec le faciès à *Dosinia*, puis la Pontien à faciès similaire, qui s'avançait parfois jusqu'à la bordure des montagnes. Par suite, dans cette partie, nous ne constatons pas de grande différence entre la limite du Sarmatien et du Méotien et pas non plus entre celle de ce dernier et du Pontien. On voit donc que dans le Pliocène ancien, les eaux étaient détenues au bord des Carpathes, à l'ancienne frontière méditerrano-sarmatienne.

Dans le Dacien, les eaux sont en régression vers le N et vers le S, bien qu'elles montrent une transgression sur les dépôts pontiens.

Au SW de la Dépression Gétique, grâce aux travaux de Radovanovitch, Pavlovitch et autres, on connaît en détail l'étendue et la nature des dépôts miocènes, aussi bien au bord du Plateau de Mirotch-Planina que dans la vallée supérieure du Timoc. Les dépôts miocènes sont très disloqués et écrasés dans des synclinaux étroits qui çà et là s'élargissent.

La plaque sarmatienne a pris part, elle aussi, à ces dislocations, mais sur la plate-forme bulgare, à la limite S de la Dépression Gétique, elle est restée à peu près horizontale, s'inclinant faiblement vers la Plaine Roumanie.

Au N de la vallée du Timoc, la plaque sarmatienne a été très érodée au début du Pliocène, de sorte qu'à partir de Bârza-Palanca vers le N, elle n'apparaît plus qu'en fragments au pied des montagnes.

Au N de la vallée du Timoc apparaissent cependant les dépôts méotiens décrits par Pavlovitch et que nous avons

Institutul Geologic al României

visités, le long des collines qui se dirigent vers le Danube à partir de Mirotch-Planina. Tandis que sur le bord de Negotin-Visoca, ils sont à peu près horizontaux, sur la rive gauche du Danube, à Ţigănaşu, à peu près en face de Bârza-Palanca, ils plongent de 10-15° vers l'Est. Dans la vallée du Timoc, les dépôts méotiens se prolongent très probablement au SE vers Vidin, mais ils ne sont pas visibles à cause du lœss qui les recouvre comme un manteau.

Pourtant, il est intéressant de noter que sur la rive droite du Danube, entre Novoselo et Florentin apparaissent des calcaires sarmatiens disloqués et que nous ayons plus au S et sur toute la rive gauche du Danube, des marnes à *Valenciennesia, Cardiacés* et même à *Congeria rhomboidea* (Pontien) visibles jusqu'en aval de Calafat.

Ces marnes pontiennes se voient entre Bârza-Palanca et Turnu-Severin aussi bien sur la rive du Danube que dans les vallons se formant de l'W, de sorte que vers Turnu-Severin non-seulement le Sarmatien, mais aussi le Méotien ont été érodés, le tout étant recouvert jusqu'au près de la limite du plateau par la couche pontienne.

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous n'avons aucune indication sur l'entrée des dépôts pliocènes dans la vallée supérieure du Timoc ou le long de Danube.

Comme nous le voyons d'après la description générale du Pliocène de la Dépression Gétique, nous arrivons à la conclusion que ces dépôts pliocènes ont été déposés dans une cuvette dont les rebords méridionaux s'etendaient en Serbie et partiellement en Bulgarie.

Pendant toute cette période et surtout pendant le Quaternaire, il dut y avoir des mouvements continuels de balancement avec un petit affaissement vers le S, à la suite duquel l'axe de cette cuvette (dépression) s'est graduellement déplacé vers le S.

Au début du Quaternaire, ce géosynclinal ayant son axe près du cours actuel du Danube, les eaux quaternaires se retirèrent vers le S, érodèrent en grande partie les dépôts levantins supérieurs et tendirent à remplir le maximum de profondeur de ce géosynclinal pour rétablir l'équilibre dérangé précisément à cause de l'affaissement du géosynclinal.

C'est seulement ainsi qu'on peut expliquer le retrait des

Institutul Geologic al României

eaux quaternaires (et par conséquent du cours du Danube) vers le S, de même que l'étendue sur tout le Levantin et surtout vers le S de certains dépôts de graviers quaternaires provenant de l'érosion de l'horizon levantin moyen qui n'est formé que de graviers. On peut ainsi expliquer la présence de ces graviers quaternaires qui reposent directement sur les dépôts pontiens, et même sur l'horizon inférieur à *Congeria rhomboidea* grâce à l'érosion des eaux quaternaires."

— M. I. Popescu-Voitesti observe qu'on ne doit pas remplacer la dénomination de „Ligne de la Dâmboviţa", au sujet de laquelle, depuis longtemps, MM. L. Mrazec et W. Teisseyre ont dit qu'elle ne passe que „grosso modo" darallèlement à cette rivière — par celle de „Ligne de la rivière Târgu", d'autant moins que la Târgu coule vers le SW et la ligne de Dâmboviţa au SSE.

Après avoir développé les rapports tectoniques de la limite NE de la Dépression Gétique, M. Popescu-Voitesti dit que la Ligne de Dâmboviţa coïncide à peu près comme direction avec celle de la vallée de ce nom qui sépare nettement la Dépression Gétique des zones subcarpathiques de la Munténie qui se termine ici brusquement et qui représente une direction le long de laquelle se trouvent les plus grandes ruptures du pays et la plus grande fracture horizontale.

Il ne faut pas non plus confondre la Ligne de Dâmboviţa avec l'axe de la Dépression Gétique.

— M. Gh. Murgoci demande si l'on doit comprendre sous le nom de „Ligne de Dâmboviţa" une zone, une ligne, le long de laquelle s'arrêtent les plis carpathiques et subcarpathiques de Munténie; dans ce cas elle se dirigerait en effet de Târgovişte vers Câmpulung; ou bien si cette ligne représente la direction axiale de la Dépression dans laquelle se perdent ces plis, alors elle aurait une direction passant par Târgovişte et Piteşti. La dernière direction coïncide avec le grand géosynclinal de la Dâmboviţa qui se continue en Transylvanie, comme l'a démontré Uhlig, et qui se manifeste dans la série verticale jusqu'au Crétacé supérieur.

Dans les districts d'Argeş et de Muscel, il existe une zone de grands et d'anciens affaissements qui unit la zone

Institutul Geologic al României

d'affaissement maxima de Ţara Bârsei, de la vallée de Dâmboviţa, avec celle de la Dépression Gétique et qui est plus ou moins parallèle à la vallée de Târgu. Le décrochement horizontal indiqué par M. Popescu-Voitești n'existe probablement pas; il semble que nous ayions ici à faire à des dépôts récents et spécialement pliocènes, déposés irrégulièrement (au point de vue paléo-géographique, des rivages) comme les enveloppes de certains bombements grands et anciens, de latitudes différentes, comme il y en a beaucoup dans les Carpathes, et qui font l'impression de failles.

— M. L. Mrazec dit que la „Ligne de la Dâmbovița", telle qu'il l'a définie avec Teisseyre, en 1902 correspond à un fait qui ne peut être ni voilé ni modifié. Par ce terme, on comprit dès le début la direction NNW-SSE du Pliocène, le long de laquelle „viennent mourir les plis des Carpathes", ainsi que les auteurs ont caractérisé le phénomène, car ces plis s'arrêtent et s'affaissent ici brusquement. Le Crétacé, le Paléogène et le Néogène plus anciens disparaissent. Cette ligne se prolonge vers le N, s'articule avec la ligne d'Uhlig vers Ţara Bârsei et selon toutes probabilités avec la ligne éruptive de Vid en Bulgarie, comme l'ont relevé MM. Mrazec et Popescu-Voitești dans leur étude sur les nappes du Flysch. Elle a probablement aussi quelques ramifications secondaires.

— M. I. Popescu-Voitești relève la question du déplacement du Danube vers le S et le SE et dit que celui-ci est dû aux mouvements tectoniques, à savoir, ceux par lesquels le horst de la Plaine Roumaine s'est peu à peu affaissé, entraînant ainsi vers le S et le SE la vallée du Danube, c'est-à-dire la ligne d'affaissement maxima. Ce déplacement ne peut donc être dû à l'action des affluents septentrionaux du Danube.

— M. L. Mrazec croit que d'après le mode de distribution et le faciès des dépôts côtiers des nouvelles formations tertiaires de la Dépression Gétique, on peut en déduire le déplacement des côtes vers le N et vers le S. Ces changements dans les lignes de rivages semblent être dues à un phénomène de bascule entre les rives septentrionales et celles de la dépression, de sorte que l'élévation de la rive

Institutul Geologic al României

du N coïncide avec l'abaissement de celle du S et inversement. Aujourd'hui, il semble que le bassin soit incliné vers le Sud. Cependant le cours actuel du Danube dans la Dépression Gétique et dans la Plaine Roumaine est le résultat d'un complexe de facteurs géologiques et géophysiques. Aussi bien l'influence de la rotation de la Terre que l'action des affluents septentrionaux ont sans aucun doute joué un rôle dans l'établissement du cours actuel du fleuve, naturellement avec d'autres facteurs.

De la discussion entre M. M. Mrazec, Murgoci et Athanasiu, relativement aux rapports du Méotien Gétique et des dépôts correspondants de Pannonie, il résulte que dans la Dépression Gétique, nous avons des dépôts effectués dans la Mer Méotienne; en Pannonie et en Slavonie, ce sont des dépôts d'eau douce et de terre ferme qui doivent être regardés comme des faciès synchroniques du Méotien de la dépression euxinique.

Séance du 19 Décembre 1914.

— M. G. Macovei expose une **Relation sommaire sur l'hydrologie de la Dobrogea méridionale** (voir le compte-rendu de cette séance à la fin du volume).

Séance du 9 Janvier 1915.

— M. C. Nicolescu parle: **Sur le Miocène de la dépression de Grebena (Macédoine méridionale).**

„Pendant l'été de 1914, j'ai eu l'occasion d'étudier à mon passage en Macédoine, lorsque je revenais d'Epire, la région de collines aux environs de la ville de Grebena.

Le district portant le nom de cette ville représente la partie la plus méridionale de la Macédoine, limitrophe à l'Epire méridionale et à la frontière nord de la Thessalie (ancienne Grèce).

Topographiquement, cette région fait partie de la grande dépression qui à partir de la plaine de Kastoria au N s'étend vers le Sud jusque dans le bassin de Thessalie, à l'W jusqu'au versant oriental des monts du Pinde et à l'E jusqu'à la ligne des sommets calcaires qui s'élèvent à l'E de la vallée de Bistrița (Haliacmon).

Institutul Geologic al României

Dans la zone que j'ai traversée de l'W à l'E, entre le village de Krania (Turia) et la petite ville de Satista, située sur la rive orientale de la rivière Bistrița, cette dépression est constituée entièrement de dépôts miocènes qui, d'après les formes fossiles qu'ils contiennent, appartiennent sans aucun doute au sous-étage Helvétien.

Nous savons d'après les recherches de Gorceix (1), Penecke (2), etc., que la formation miocène représentée par ces deux étages méditerranéens occupe une bonne partie de la Macédoine méridionale (Districts de Kastoria et de Lapsista), et de la région de la Grèce continentale comprise entre la chaîne du Pinde et la Mer Egée (Districts de Tricala et Larissa).

L'année suivante, Negris (3) et Boussac (4) ont signalé dans l'île de Naxos, de l'archipel des Cyclades, la présence de certains dépôts miocènes représentés par des grès et des calcaires à *Turitella bicarinata* et à *Cerithium bidentatum*, variétés caractéristiques de l'Helvétien.

Le Miocène de la dépression de Grebena est formé de sédiments littoraux, représentés par une série successive de conglomérats, grès, sables et marnes dont l'épaisseur totale peut être évaluée à 500—600 mètres.

La zone occidentale de la région de Grebena est profondément sillonnée d'eaux torrentielles qui descendent des sommets des monts du Pinde, dont quelques-uns dépassent 1500 m d'altitude au-dessus du niveau moyen de la dépression. Dans les vallées de ces torrents se trouvent de nombreuses coupes géologiques naturelles dans lesquelles on peut suivre la succesion stratigraphique complète des couches de la série miocène.

---

1) Gorceix: **Note sur l'île de Cos et sur quelques bassins tertiaires de l'Eubée, de la Thessalie et de la Macédoine.** Bull. Soc. Géol. de France. S. 3-e p. 398. Paris 1874.

2) Penecke: **Marine Tertiärfossilen aus Nordgriechenland und türkischen Gränzländern.** Denkschr. d. math-naturw. Cl. d. K. Akad., LXIV, p. 41, 1897.

3) Negris Ph.: **Roches cristallophylliennes et tectonique de la Grèce.** Résumé dans le Geol. Zentralblatt. Bd. 21. No. 9, p. 347, 1914.

4) Boussac J. et Negris Ph.: **Découverte du Miocène à Naxos (Cyclades).** Comptes-rendus sommaires de la Soc. Géol. de France. No. 13. p. 143, 1914.

Institutul Geologic al României

Dans la vallée de Cornu qui descend du sommet du massif à serpentines de Bălți, à la lisière W du village de Krania (Turia) des conglomérats de la base de la cuvette miocène et le soubassement de ceux-ci sont mis à jour. Ces conglomérats de couleur verte, verte foncée-rougeâtre, verdâtre ou brune, sont formés de blocs et de morceaux plus petits de serpentine, de diabase, de jaspe et de calcaires organogènes, blanchâtres, probablement d'âge crétacé. Ils reposent en transgression sur les roches éruptives du versant oriental du massif de Bălți, roches qui forment le soubassement de la dépression.

A la partie supérieure, ces conglomérats passent insensiblement à un grès grossier, mou, de couleur vert de gris. Sur les bancs de grès suit une série alternante de sables et de marnes compactes ou schisteuses, gris-bleuâtres, bleuâtres ou d'un bleu-foncé allant jusqu'au noir. Des couches plus épaisses de grès fin, gris-verdâtre, à fortes concrétions sphéroïdales lenticulaires se trouvent intercalées entre les marnes. Puis vient une nouvelle série normale successive formée de conglomérats identiques à ceux de la base, mais à éléments plus petits et plus faiblement cimentés, des grès en bancs réguliers, des sables et des marnes à minces intercalations de lignite.

La succession de ces dépôts à lieu sans interruption de Krania à l'E jusqu'à la localité de Kipurio. D'ici vers l'E, les dépôts miocènes disparaissent sous un manteau épais de graviers fluvio-lacustres, développés surtout aux alentours de la ville de Grebena.

Sur le bord oriental du bassin de Bistrița, les couches miocènes construites par ces mêmes dépôts apparaissent de nouveau à jour, grâce à l'érosion puissante de la rivière Bistrița.

Au point de vue de la faune, il faut relever le fait que seulement les couches de la partie supérieure de la série sont fossilifères.

Dans les grès et les marnes qui constituent les collines autour du village de Kipurio, j'ai récolté une faune relativement riche en formes caractéristiques de *Lamellibranches* et de *Gastéropodes*, parmi lesquelles se trouvaient quelques exemplaires assez bien conservés.

Institutul Geologic al României

Les formes que j'ai déterminées représentent les espèces suivantes:

Lamellibranches:

Pectinatarca (Arca) *pectinata* Brocchi;
Glycymeris (Panopaea) *intermedia* var *substriangula* Sacco;
Lucina globulosa var. *perlunalata* Sacco;
Venus multilamella Lmk.;
Crassatella Hardeggeri Hörn.;
Cardita intermedia Brocchi;
Crassitina concentrica Duj.;
Plagiocardium hirsutum Bronn;
Tapes? taurelliptica Sacco;
Pectunculus sp.;
Ostrea sp.;

Gastéropodes:

Haustator (Turritella) *desmarestinus* var. *perstriolata* Sacco.;
Haustator (Turritella) *desmarestinus* var. *substrangulata* Sacco.;
Haustator (Turritella) *asperulus* Brong.;
Turriscala torulosa Sacco;
Fuscoscala (Scalaria) cfr. *frondicula* Wood;
Ancillaria glandiformis Lmk.;
Cassidaria taurinensis Sacco;
Terebralia (Cerithium) *bidentatum* Schaffer;
Cerithium cfr. *lignitarum* Eichwald;
Tympanotomus calcaratus Grat.;
Strombus nodosus forma *subcancellata* Sacco.;
Strombus nodosus forma *fusolacvis* Sacco.;
Strombus nodosus var *intermedia* Grat.;
Dendroconus betulinoides Lmk.;
Lithoconus subacuminatus D'Orb.;
Natica sp.; *Dentalium* sp.;
Coraux et nodules de *Lithothamnium*.

Ces formes prouvent que nous avons à faire à une formation représentant sûrement le 2-ème étage méditerranéen, très probablement l'horizon inférieur de celui-ci, c'est-à-dire le sous-étage Helvétien.

Les dépôts helvétiens de la région de Grebena affectent

Institutul Geologic al României

la forme d'une cuvette synclinale à peu près symétrique dont l'axe principal est dirigé du NNW au SSE plus ou moins parallèle à l'axe orographique des monts du Pinde.

Les couches du rebord occidental de cette cuvette qui s'appuient transgressivement sur les roches éruptives du Pinde ont une direction NNW-SSE avec une inclinaison de 50°—60° E. Cette inclinaison s'amoindrit peu à peu lorsque nous avançons vers l'E, c'est-à-dire vers l'axe du synclinal. Ainsi, tandis que les couches de grès et de marnes sur la rive droite de la vallée de Codru, près des villages de Krania et de Kipurio, n'ont qu'une inclinaison de 15° à 20°, celles de Kipurio sont si faiblement inclinées qu'elles paraissent presque horizontales.

Les conglomérats et les grès de la limite orientale de la cuvette reposent sur les calcaires compacts, probablement crétacés, du massif qui s'élève à l'E de Satista; leurs couches sont inclinées de 50°—60° vers l'Ouest.

Du fait que les dépôts helvétiens du bassin supérieur de la Bistrița transgressent sur la zone éruptive du Pinde, il résulte qu'au début de la période miocène, il s'est produit dans la région orientale du Pinde une ingression marine qui s'est étendue vers le N, probablement jusque dans le bassin de Kastoria.

Les bords du synclinal miocène de cette région étant fortement disloqués, il s'ensuit qu'après la sédimentation des dépôts helvétiens, peut-être au début du Pliocène, de puissants mouvements orogéniques eurent lieu qui ont intéressé la dépression de Grebena et très probablement tout le bassin miocène qui s'étend depuis la région de Kastoria (Macédoine méridionale) au N jusque dans la plaine de Thessalie au Sud".

— M. Gh. Macovei demande comment on peut expliquer la présence du Flysch sur le Salifère, à la base de la nappe ionienne, quand il est bien connu que cette nappe contient aussi des éléments du Flysch à sa partie supérieure.

M. Macovei croit qu'il se pourrait qu'on ait là des écailles, c'est-à-dire que la nappe ionienne soit fragmentée. Il apporte quelques exemples, toujours dans la zone de la nappe ionienne de l'Epire à l'appui de cette opinion. Il en est de même à Gimnerca, et dans la vallée d'Arta.

— M. I. Popescu-Voitesti relève la présence de certains fos-

Institutul Geologic al României

siles, trouvés par M. Niculescu dans le prolongement vers le N de la fenêtre de Salifère d'Arta (Vordo) et de Dragopsa (vallée de Molița), qui paraissent appartenir au II-ème Méditerranéen. D'où il s'ensuit que le phénomène tectonique est pliocène et qu'il s'est passé de la manière suivante: La Nappe ionienne forme un large synclinal dans lequel s'est déposé le II-ème Méditerranéen; pendant le Pliocène, le synclinal fut étranglé et prit un aspect en éventail; à ce moment, le Salifère qui était sous la nappe a fracturé — comme un pli diapire — le fond du synclinal en éventail et a produit ainsi ce curieux anticlinal secondaire. De cette manière, le Flysch qui recouvre le Salifère appartiendrait de même à celui de la nappe supérieure de la couche.

— M. I. Tanăsescu fait une communication sur: **„La réserve de gaz naturels dans les gisements de pétrole de la Roumanie et les pertes en gaz et essences benzineuses".**

„Les principaux gisements de pétrole sont aussi des gisements de gaz naturels. Ces derniers se trouvent accumulés dans les gisements de pétrole sous un volume réduit et une tension initiale qui dans certains cas peut atteindre plusieurs centaines d'atmosphères.

Sur la proportion entre les gaz et le pétrole, on peut acquérir quelques indications des données statistiques suivantes, se référant à la production de pétrole et de gaz de la région de Câmpina pendant la période 1909—1913:

Année	PÉTROLE BRUT (Densité moyenne = 0,850)		Gaz captés (mélangés avec environ 30% d'air)	A 1 mc. de pétrole extrait correspond 1 vol. de gaz	
				mélangés à 30% d'air	purs en soustrayant 30% d'air
	Tonnes	Mètres cubes	Mètres cubes	Mètres cubes	Mètres cubes
1909	311.412	364.352	835.000	2,3	—
1910	332.950	389.551	30.837.132	79,0	55,3
1911	312.813	365.991	52.603.872	143,7	100,7
1912	295.405	345.623	74.691.588	216,1	151,3
1913	243.715	285.146	65.000.000	228,0	160,0

Comme l'on voit, la proportion de volume entre les gaz et le pétrole extrait à Câmpina, en 1913, a atteint 160 m^3 c'est-à-dire qu' 1 m^3 de pétrole extrait correspondait au moins à 160 m^3 de gaz purs. Cette proportion se constate environ au bout de 18 ans d'exploitation intense par les sondes, pendant lesquels le gîte s'est dégazéifié en bonne partie.

Institutul Geologic al României

Il est indubitable qu'un gisement sous pression se dégazéifie par l'exploitation plus rapidement que ne s'épuise la réserve de pétrole et par conséquent la proportion entre les gaz et le pétrole doit avoir été aussi plus grande.

On peut donc admettre sans dépasser les bornes de la réalité que dans la constitution initiale du gisement, cette proportion doit être d'au moins 200, c'est-à-dire 1 m³ de pétrole exploitable correspondait au moins à 200 m³ de gaz purs.

Cette proportion représente en poids environ 16 % du pétrole exploitable.

Au minimum la même proportion peut être admise aussi pour le gisement de Moreni. Dans cette localité, la captation des gaz a commencé à peine en 1911 et fort incomplètement, de sorte qu'une évaluation plus précise ne pourra s'effectuer que plus tard, quand la captation aura lieu d'une manière plus complète. C'est le même cas à Buştenari où la captation a été encore plus incomplète.

Si l'on prend comme base la proportion de 200 pour les gisements de Câmpina et de Moreni et de 100 pour le gisement de Buştenari, on peut évaluer la réserve probable de gaz qui s'est dégagée jusqu'en 1914 des gisements mentionnés.

Dans le tableau suivant, nous indiquons le volume et la valeur des gaz dégagés.

GISEMENT	PRODUCTION DE PÉTROLE BRUT		A 1 mc. de pétrole correspond en gaz	RÉSERVE PROBABLE DE GAZ	
	Intervalle d'exploitation	Mètres cubes		Vol. dégagé	Valeur : 1000 mc = 30 lei
			m. c.	Milliers de m. c.	L e i
Moreni	1904 — 1914	4.767.000	200	953.400	28.602.000
Câmpina-Poiana	1896 — 1914	3 530.000	200	706.000	21.180.000
Buştenari-Bordeni	1903 — 1914	5.000.000	100	500.000	15.000.000
Total . .		13.297.000	—	2.159.400	64.782.000

Comme ou le voit, la réserve probable de gaz dégagés jusqu'en 1914 seulement pour ces trois gisements représente un volume de plus de 2 milliards de m³ ou en poids à peu près 1.500.000 tonnes d'une valeur d'environ 65 millions de lei.

De cette quantité considérable de gaz, on n'a capté et

Institutul Geologic al României

utilisé comme combustible jusqu'en 1914 qu'un volume approximatif de 320 millions de m³ de gaz purs ou 15%. Le reste de 1,8 milliards de mètres cubes ou 85% a été perdu!

On peut dire à juste titre que dans le passé une importante source d'énergie a été dissipée.

Il est vrai qu'à partir de 1912, la captation des gaz s'est effectuée sur une échelle plus grande. En 1913, la consommation de gaz dans l'industrie extractive de pétrole est évaluée approximativement à 220 millions de m³ d'un mélange de gaz et d'air d'environ 70% de gaz et 30% d'air en moyenne.

D'où il résulte une consommation approximative de 150 millions de m³ de gaz purs. L'économie réalisée dans l'industrie extractive du pétrole par la substitution des gaz comme combustible au pétrole brut est importante. Avant la captation, le pétrole brut brûlé dans les chaudières des chantiers représentait au moins 10% de la production annuelle respective.

Aujourd'hui, avec une production annuelle de 1.800.000 tonnes de pétrole, la consommation de pétrole brut représenterait au moins 180.000 tonnes, d'une valeur approximative de 10 millions de lei. De tels débours annuels qui représenteraient une lourde charge pour l'industrie pétrolifère sont aujourd'hui réduits en bonne partie par l'utilisation des gaz des sondes.

Pourtant la captation des gaz est loin d'être complète et même aujourd'hui, il se perd plus de la moitié des gaz dégagés.

A une production moyenne annuelle de 2.000.000 de m³ de pétrole correspond un dégagement d'au moins 400 millions de m³ de gaz purs ou en poids 240.000 tonnes. La consommation actuelle est évaluée à 150 millions de mètres cubes, ce qui représente 37,5% du volume des gaz. Le reste de 250 millions de m³ de gaz ou 62,5% se perd dans l'atmosphère, d'une part parce qu'il n'est pas capté, d'autre part parce qu'il ne trouverait pas actuellement une utilisation immédiate.

Si cet excès de gaz était capté et utilisé par exemple dans des moteurs à gaz pour la production d'énergie, il serait capable de fournir une force motrice d'environ 70.000

Institutul Geologic al României

HP. De cette manière, on pourrait fournir aux diverses industries la force motrice à bon marché et lui donner le meilleur encouragement possible.

Il est donc absolument nécessaire de généraliser l'utilisation des gaz pour parvenir à une captation totale. Outre leur emploi comme combustible pour engendrer de l'énergie, les gaz peuvent avoir les utilisations suivantes:

1. Dans l'économie domestique, pour le chauffage.
2. A l'éclairage public, éventuellement après une carburation préalable.
3. A la fabrication du noir de fumée.
4. A l'obtention de la gazoline par la séparation des hydrocarbures volatils et facilement liquéfiables.

Evaluation des pertes de gaz et d'essences benzineuses

Pertes de gaz. L'excès de gaz qui reste aujourd'hui inutilisé est évalué pour une production annuelle de 1.800.000 tonnes de pétrole à environ 250 millions de mètres cubes. La dissipation de cette quantité de gaz entraîne une perte de 7.500.000 lei par an, si l'on admet un prix moyen de 30 lei par millier de mètres cubes de gaz pur.

Cette perte représente à peu près $7^0/_0$ de la valeur de la production annuelle de pétrole.

Pertes en essences benzinenses. Les pétroles bruts contiennent des hydrocarbures liquides, facilement volatils et qui commencent à distiller à partir de 40° C. Une bonne partie de ces hydrocarbures, spécialement la fraction 40°-70° se perd par évaporation, au cours de la manipulation du pétrole depuis l'embouchure de la sonde jusqu'aux dépôts de la raffinerie. La volatilisation des essences benzineuses est surtout favorisée par le dégagement des gaz et a lieu aussi bien à la sonde lors de l'extraction au moyen de la cuiller et pendant le vidage de celle-ci que lors du dépôt du pétrole des sondes éruptives dans les bassins.

D'après les analyses effectuées sur les différentes prises de pétrole prélevées à l'ouverture des sondes, les pertes en essences benzinenses représentent au moins $1^0/_0$ du volume de pétrole brut. A une production annuelle moyenne de 1.800.000 tonnes, ou 2.100.000 m^3 de pétrole brut, corres-

Institutul Geologic al României

pond une perte en essence benzinense de 21.000 m^3 ou plus de 14.000 tonnes.

La valeur de cette quantité estimée au prix sommaire de 35 lei les 100 kg représente 4.900.000 lei ou 4,5% de la valeur de la production annuelle de pétrole brut.

En résumé, les pertes de gaz et d'essences volatiles sont les suivantes:

		QUANTITÉ		VALEUR	
		Poids	Volume	Lei	% de la valeur de la production du pétrole
		Tonnes	Mètres cubes		
1	Production annuelle moyenne de pétrole	1.800.000	2.100.000	108.000.000	100 %
2	Excès de gaz non utilisés	150.000	250.000.000	7.500.000	7 %
3	Perte en essences benzinenses	14.000	21.000	4.900.000	4,5%
	Total des pertes (2+3)			12.400.000	11,5 %

Il faut encore ajouter à ces perts celles qui résultent du risque d'incendie accru passablement du fait de l'imparfaite captation des gaz.

D'après les expériences de Jawein et de Lamanski, le mélange de gaz de pétrole et d'air est explosif quand la proportion est telle qu'à une unité de volume gazeux correspond 5,6—17,7 volumes d'air.

Dans cette proportion, le contenu de gaz du mélange exprimé en pourcentage de volume est de 5,3% —14,7% et le contenu d'air de 7,1%—14,3%.

Les explosions les plus puissantes correspondent à un mélange de 1 vol. de gaz pour 6—13 vol. d'air ou à une proportion du gaz en mélange comprise entre 7,1% et 14,3%.

Le mélange de gaz et d'air, en dehors des proportions mentionnées, est inflammable mais sans détonation.

Le péril d'incendie s'accroît encore par la volatilisation des essences benzineuses légères. Les vapeurs de benzine étant plus lourdes que l'air occupent en général les régions inférieures par une atmosphère tranquille. Le mélange de vapeurs de benzine et d'air devient explosif quand la proportion de benzine est comprise entre 2,5% et 5% du volume du mélange.

Institutul Geologic al României

Conditions dans lesquelles se produisent les pertes de gaz et d'essences benzineuses.

Les pertes de gaz et d'essence benzineuses se produisent aussi bien dans les sondes en extraction que dans les sondes en éruption.

Dans les sondes en extraction, au moment du vidage de la cuiller le pétrole est pulvérisé et les gaz se répandent dans la tour, (derrich?) entraînant sous forme de vapeurs une grande partie des essences benzineuses volatiles. Pendant ce temps, l'ouverture de la sonde reste béante et les gaz de la sonde se perdent ou s'ils sont captés, ce qui est absorbé représente un mélange de gaz et d'air.

Dans les sondes éruptives, il n'existe pas à proprement parler une captation en ce sens qu'on maîtrise l'éruption et qu'on règle la production d'après la capacité d'emmagazinage.

Dans les bassins découverts où l'on accumule le pétrole qui provient des sondes éruptives, il y a également des pertes considérables en gaz et en essence.

Pour éviter les pertes de gaz et d'essences volatiles, il est nécessaire de perfectionner les systèmes d'extraction et pour cela, il faut observer les normes suivantes:

1. Pour les sondes en extraction:

a) Le vidage de la cuiller doit se faire lentement et l'on doit éviter la pulvérisation du pétrole. Le pétrole doit couler directement dans un récipient ferme dans lequel on captera les gaz;

b) Pendant que la cuiller est à la surface, l'ouverture de la sonde doit être fermée, d'une part pour éviter le dégagement des gaz dans l'air et de l'autre, pour pouvoir aspirer les gaz d'un milieu non-mélangé avec de l'air.

2. Pour les sondes éruptives:

a) On doit éviter l'éruption de la colonne de pétrole à l'intérieur de la tour. L'ouverture de la sonde doit être munie d'un dispositif pour maîtriser l'éruption et régler le débit;

b) Le pétrole doit couler par des conduites dans des bassins couverts d'où les gaz seront aspirés par une station centrale".

Le conférencier présente une planche sur laquelle est esquissé un dispositif pouvant servir pour les deux sortes

Institutul Geologic al României

de sondes mentionnées plus haut. L'obturation de l'orifice de la sonde en vue d'arrêter l'éruption dans la tour se réalise par le déplacement d'un tiroir actionné par la pression même des gaz ou de la colonne ascendante de pétrole.

Dans les sondes en extraction, le vidage de la cuiller a lieu dans le dispositif même, par le déplacement d'un tiroir au-dessus de l'orifice de la sonde. Ce déplacement peut-être commandé soit par le mouvement de la cuiller, soit par un autre mécanisme.

Une deuxième planche montre la construction d'un bassin couvert pour l'emmagasinage du pétrole et la captation des gaz.

— M. L. Mrazec remercie M. Tănăsescu pour son intéressante communication; il insiste sur les progrès réalisés par l'industrie de l'extraction du pétrole qui dans ces dernières années et pour certaines entreprises ont réduit les pertes de gaz au minimum, alors que tout le monde sait que 10 ans plus tôt on perdait 10—14% du pétrole extrait. Dans certaines régions pétrolifères, on est parvenu comme en Galicie et en Amérique à de bons résultats par le procédé du pompage du pétrole et la captation complète des gaz.

M. Mrazec croit que les dispositifs préconisés par M. l'Ingénieur Tănăsescu sont applicables à de grandes exploitations.

Séance du 29 Janvier 1915.

— MM. Dr. T. Saidel et Em. Protopopescu-Pake font une communication: **„Recherches sur les essais de végétation effectués sur divers types de sols du pays".**

„Parmi les travaux préliminaires qui doivent précéder les recherches approfondies du sol dans ses rapports avec la plante, en vue du choix des méthodes pour l'analyse chimique du sol, l'un de nous (1) a démontré qu'entre autres, les recherches sur la végétation ont une importance particulière.

Les études sur la végétation de l'été 1914 furent faites dans le but d'étudier la valeur physiologique des extraits

1) T. Saidel. **Considerațiuni și propuneri relative la problema solului.** Dări de seamă ale ședințelor Institutului Geologic, Vol. V. p. 144.

Institutul Geologic al României

du sol préparés avec de l'eau distillée. A cette fin, une série d'expériences furent faites dans des vases, dans lesquelles le support de végétation était constitué de sols typiques mis en observation et une autre série dans des vases dont le support était constitué de sable de quartz qui devait être fertilisé avec des extraits préparés au moyen des sols employés dans la première série.

L'étude faite sur le sable avec les extraits de sol n'a pas réussi cependant, à cause de certaines impuretés du sable de quartz employé. Il resta une série d'expériences faites sur trois types de sol, qui même prises isolément ont leur importance.

Nous montrerons ailleurs les considérations pour lesquelles ces expériences comparatives sont importantes et nous démontrerons ici seulement que si elles ne furent pas complétées par des expériences avec des engrais pour l'établissement des facteurs trouvés en minimum absolu et relatif, la cause en est due au manque de moyens. Nous espérons cependant pouvoir plus tard combler ces lacunes.

Les vases dans lesquels ces recherches furent effectuées étaient en tôle de zinc d'un diamètre de 22½ cm et d'une hauteur de 28 cm; ils pouvaient contenir 10 kg de sol. Ils furent préalablement recouverts à chaud d'une couche de cire fondue.

Les sols choisis pour les expériences étaient les suivants:

1. Un tchernozem chocolat du Bărăgan, pris sur le domaine d'Erculeşti près de la plantation d'acacias, à 2½ km au N de la gare de Ghimpaţi. Ce sol de steppe est formé sur le loess et est cultivé depuis plus de 30 ans.

La culture antérieure fut le maïs.

2. Un sol rouge de forêt, pris dans le bois de Pantelimon (Distr. d'Ilfov), près de la gare de Pantelimon.

C'est un sol typique de forêt formé sur le loess.

3. Un sol de transition entre les sols de la zone de forêts et la zone de podzoles, pris dans le bois de Tukanca, près du village de Bolovani, distr. de Dâmboviţa.

La podzolisation de ce sol de forêt étant assez prononcée, il fut considéré au début comme du podzole même. La détermination de la réaction, faite par nous à l'aide de la méthode des forces électro-motrices a démontré que sa solu-

Institutul Geologic al României

tion aqueuse présente une faible alcalinité, fait qui le rapproche des sols de forêt.

Les sols préalablement séchés à l'air furent passés à travers des tamis avec des ouvertures de 10 mm.

On prit environ 10 kg de sol et pour chaque sol 4 vases. La quantité d'eau distillée ajoutée à chaque vase fut d'environ 50% de la capacité des sols pour l'eau. La perte en eau par évaporation et végétation fut déterminée par pesée et remplacée chaque jour.

La plante d'étude fut l'avoine; la semence nous fut procurée par M. le Chimiste Enescu de la Station Agronomique que nous remercions ici cordialement.

L'ensemencement eut lieu le 13 Juin 1914; dans chaque vase, nous mîmes 7 grains.

Les plantes poussèrent normalement. La vigueur de croissance et de développement dans le sol de forêt de Pantelimon était remarquable.

La maturité fut beaucoup retardée par le fait que l'ensemencement ayant été tardif, la végétation fut saisie au début de l'automne par un temps froid.

Pourtant, à la fin d'Octobre, la végétation se termina dans des bonnes conditions.

Nous donnons ici les résultats obtenus relativement à la récolte totale:

Sol de steppe		Sol de forêt de Pantelimon		Sol de forêt quasi-podzole Bolovani (Dâmbovița)	
Vase 13	13.46	Vase 17	18.55	Vase 21	12.00
„ 14	15.46	„ 18	19.25	„ 22	13.45
„ 15	15.45	„ 19	19.95	„ 23	15.05
„ 16	15.42	„ 20	15.40	„ 24	14.40

Moyenne des 4 expériences:

14.95 . . . . . 18.29 . . . . . 13.72

Erreur probable de chaque détermination:

0.724 . . . . . 1.40 . . . . . 0.98

Erreur moyenne probable:

$\pm$ 0.36 . . . . $\pm$ 0.70 . . . . $\pm$ 0.49

On voit d'après ces résultats que les „erreurs" ou mieux les oscillations des résultats dans les limites de chacune de ces trois séries d'expériences sont relativement grandes. La

Institutul Geologic al României

cause de cette concordance non-satisfaisante ne nous est pas connue.

Il semble cependant qu'elle est due en essence à une irrégularité ou un hasard surgi à l'époque de la formation ou de la croissance des grains.

Nous pouvons affirmer cependant avec une assez grande probabilité que:

1. La récolte obtenue avec le sol de forêt vierge a été supérieure à celle obtenue avec le tchernozem ou avec le sol vierge de forêt podzolisé.

2. La différence entre les résultats obtenus avec les sols de steppe et de forêt podzolisés est relativement petite, si nous tenons compte de l'oscillation probable de la moyenne des résultats.

Des données plus détaillées et une discussion plus ample des résultats obtenus auront encore lieu ailleurs.

Des recherches ultérieures montreront dans quelle mesure ces résultats pourront se reproduire dans d'autres années avec la même plante ou avec des plantes différentes".

Séance du 13 Février 1915.

— M. St. Manolescu. **Communication préliminaire sur le Pliocène de la rive droite du Danube dans la Dobrogea du SW.**

„La communication que j'ai l'honneur de vous présenter se réfère à l'étude géologique de la rive droite du Danube, dans la Dobrogea du Sud, entreprise par moi dans les étés 1913 et 1914.

Parmi les premiers membres de l'Institut géologique qui ont foulé cette région, à l'époque où nos armées n'étaient pas encore retirées de Bulgarie, se trouvèrent M. le Prof. G. Murgoci et M. P. Enculescu, d'ailleurs l'Institut avait envoyé certains de ses membres en exploration — comme p. ex. M. le Dr. G. Macovei — même à l'époque où ce territoire était sous la domination bulgare.

Après ces Messieurs, j'eus l'honneur moi aussi d'être envoyé par la Direction de l'Institut Géologique pour étudier spécialement les calcaires pliocènes qui constituent la rive droite du Danube, calcaires observés par mes prédécesseurs

Institutul Geologic al României

et mentionnés sur la carte géologique de ZLATARSKI sous le nom de „Calcaires levantins d'eau douce".

Le problème avait deux parties, car, d'une part, il fallait vérifier si ce qui était mentionné sur la carte de ZLATARSKI comme Levantin était en effet du Levantin et seulement du Levantin et d'autre part, il fallait opérer un raccord avec les recherches entreprises par nos géologues. MM. l'Ing. en chef RADU PASCU et Dr. G. MACOVEI dans le S de l'ancienne Dobrogea, recherches parvenues jusqu'à la colline de Dervent ou mieux jusqu'au confluent de la Gârliţa et du Danube.

La région étudiée par moi est limitée à l'W par la frontière, depuis Turcsmil jusqu'un peu au dessus de la commune de Covangilar, à l'E par la vallée de Canlia, au N par le Danube, et au S par une ligne partant de la frontière et allant jusqu'à l'extrémité méridionale de la vallée de Canlia.

J'ai travaillé sur les cartes de l'Etat-Major 1:100.000 Oltenița-Turtucaia, Silistra-Călărași, Călărași-Ostrov, Balbunar-Cocargea et Alfatar-Rahman-Asiclar.

Morphologiquement, la région se présente comme un plateau avec une faible inclinaison vers le Danube. L'altitude qui, au Danube, varie entre 120—140 m croît insensiblement vers le S, atteignant en beaucoup d'endroits jusqu'à 160 et même 180 m. Il est traversé par de nombreuses vallées. Les unes, comme celles de Demir-Baba, Garven, Doimușlar, Gârliţa, profondes et très longues, descendent même du centre du plateau de Deliorman. D'autres, surtout celles qui sont affluentes aux principales, comme les vallées de Cuzgunlâc, de Dolni-Reahova, de Calipetrovo, etc., sont moins profondes et bien plus courtes. Toutes sont à sec ou avec très peu d'eau dans leur cours supérieur. Leur direction est en général S—N, en dehors des vallées affluentes aux principales qui peuvent avoir aussi d'autres directions. Leur profil transversal, comme on voit dans la section de Turtucaia-Belica est celui de anciennes vallées et le cours longitudinal a atteint depuis longtemps son profil d'équilibre.

Géologie de la région. Au point de vue géologique, cette

Institutul Geologic al României

région est constituée par des dépôts crétacés, pliocènes et quaternaires.

I. **Le Crétacé,** mentionné par Zlatarski (1) et par De. Launay (2) et étudié spécialement par M. G. Macovei (3) est représenté soit par des calcaires blancs, compacts et durs, à *Pterocera pelagi* d'Orb., *Requienia* sp.. *Natica* sp., *Ostrea* sp. soit par des calcaires à *Orbitolines* et *Rhynchonelles* blanches, blanches-jaunâtres ou rougeâtres, appartenant au Crétacé inférieur. Ces roches apparaissent dans les vallées de Demir-Baba, Bosna et Gârliţa, dans la vallée du Danube ainsi que dans celle d'Ostrov, Malul Surpat, Dervent, Canlia.

Des sables verts et des grès gris-blanchâtres ou jaunâtres qui appartiennent d'après M. Macovei au Crétacé moyen et supérieur recouvrent les calcaires sur la rive gauche du lac Gârliţa.

Au point de vue tectonique, le Crétacé dont la direction générale est NW-SE présente une légère inclinaison (2°—3°) vers l'W, vers le Danube. Sur la rive de ce fleuve, il apparaît à peu près à l'étiage, tandis qu'au S, il s'élève peu, constituant ainsi le flanc NE du grand anticlinal mésozoïque de Roustchouk.

II. **Le Pliocène** fut signalé dans le district de Constanţa pour la première fois en 1909 par M. l'Ingénieur en chef R. Pascu (4) qui constata la présence du Dacien sur les rives des lacs de Mârleanu et Beilicu, au confluent des vallées d'Oltina et de Canlia ainsi que sous la colline de Dervent.

M. Macovei (5) en 1911 confirma les observations de M. R. Pascu et démontra que le Dacien s'étendait jusqu'aux approches de Raşova.

---

1) Zlatarski. **Carte géologique** de la Bulgarie.

2) De Launay. **L'hydrologie souterraine de la Dobroudja bulgare.** Ann. des Mines.

3) Dr. G. Macovei. **Asupra vârstei şi variaţiei faciesurilor terenurilor sedimentare din Dobrogea meridională.** Dări de Seamă ale Şedintelor Inst. Geol. Vol. II. 1911. p. 56.

4) Ing. Chef. R. Pascu. — **Asupra prezenţei Pliocenului în Dobrogea** An. Inst. Geol. Vol. III, f. 2. p. 400, 1909.

5) Dr. G. Macovei. Loc. cit.

Institutul Geologic al României

Quant aux calcaires lacustres de Turtucaia dans le district de Durostor (Silistra), De Launay (1) en 1906 les considéra comme sarmatiens, tandis que Zlatarski (2) sur la carte géologique de Bulgarie les attribue au Levantin.

De mes études personnelles, il résulte que le Pliocène occupe sur la rive droite du Danube une surface atteignant une largeur maxima d'environ 20 km à peu près en face de la commune de Popina; de là il commence à décroître lentement vers l'E, en disparaissant complètement aux approches de Raşova (Macovei); vers l'W, il avance en Bulgarie jusqu'aux environs de Roustchouk (Zlatarski, Toula, De Launay). Il est constitué par les étages: Pontien supérieur, Dacien et Levantin.

1. Le **Pontien supérieur** est formé d'un paquet de marnes grises, compactes à la base, feuilletées et un peu sableuses vers la partie supérieure, très fossilifères. Parmi les fossiles déterminées spécifiquement jusqu'ici, nous citerons: *Cardium Abichi* Hoern., *Card. syrmiense* Hoern., *Phyllocardium planum* Desh., *Pontalmyra Constantiae* Sabba, de nombreuses formes de *Dréissensides* et d'*Ostracodes*.

Ces marnes apparaissent aussi bien sur la rive du Danube, comme on peut les observer à Turtucaia, Ostrov (Malul de piatră), Canlia que le long des vallées profondes citées plus bas. Leur épaisseur atteint 6—7 m sur la rive du Danube et se réduit au S à 1 m ou même moins, ainsi qu'on le constate à Demir Baba (1½ km au N de Siahlar) dans la valée de Bosna (2 km au N de Doimuslar) et sur la rive droite du lac de Gârliţa.

2. **Le Dacien** est constitué par un complexe de sables micacés de couleurs différentes: gris blanchâtres à la base, jaunes ferrugineux vers la partie supérieure. Ils présentent des concrétions et de minces intercalations gréseuses et marneuses.

L'origine de ces sables très micacés m'a paru obscure jusqu'à présent, car comme faciès, ils se rapprochent beaucoup des sables daciens des régions pétrolifères. Parmi la faune déterminée jusqu'à présent spécifiquement dans ces

1) De Launay. — Loc. cit.
2) Zlatarski. — Loc. cit.

Institutul Geologic al României

sables, citons: *Prosodacna Haueri* Cob., *Pr. Cobalcescui* Font., *Pr. Sturi* Cob., *Pr. stenopleura* Sabba, *Pr. serena* Sabba, *Stylodacna Heberti* Cob., *Pontalmyra placida* Sabba, *Hydrobia grandis* Cob., *Dreissensia polymorpha* Pallas, *Melanopsis decollata* Stoliczka, *Lithoglyphus Neumayri* Brus., *Planorbis* sp., *Vivipara Popescui* Cob., et *Boskovicia* cfr. *Kuzmici Brus.* genre trouvé pour la première fois en Roumanie et que j'ai déterminé aussi parmi les fossiles daciens du sondage de Mărculeşti (1). La limite méridionale du Dacien avance de 1—2 km. plus au S que le Pontien, de sorte qu'il transgresse directement sur le Crétacé.

3. **Le Levantin** est constitué par un complexe de calcaires lacustres compacts ou friables, stratifiés, de couleur blanchâtre, brune, café et même noire, contenant de minces intercalations argileuses, charbonneuses et présentant, aussi à l'attaque du marteau, des traces de substances bitumineuses.

Certains de ces calcaires contiennent une faune très riche en *Helix, Planorbes* et *Limnées* — riche en individus mais pauvre en genres et en espèces — constituant de véritables lumachelles; d'autres au contraire sont complètement dépourvus de fossiles.

Les calcaires sont recouverts d'un sable vert marneux, riche en formes d'*Unionides* et de *Gastéropodes* apparaissant sur la rive du Danube à Turtucaia en face du port d'Oltenița et à Garven-Malul Surpat.

Dans cette faune levantine, j'ai déterminé spécifiquement les formes suivantes: *Helix pomatia* Linné, *Helicogena lutescens* Ziegler, *Hyalina pura* Alder, *Hy. nitens* Mick., *Hy.* sp., *Fruticicola* sp., *Planorbis marginatus* Drap., *Coretus corneus* Wessterl., *Limnaea truncatula* Müll., *Limnaea stagnalis* Linné, *Unio Brandzae* Sabba, *U. recurvus* Sabba, *U. Wilhelmi* Penecke, *U. Beyrichi* Neum., *U. lenticularis* Sabba, *U. procumbens* Fuchs., *U. Herjeui* Porumb., *Vivipara turgida* Bielz, *Viv. rumana* Tourn., *Melanopsis rumana* Tourn., *Planorbis* sp.

Le Levantin avec le faciès décrit plus haut s'étend de la frontière roumano-bulgare vers l'E jusqu'à une ligne qui unirait Haschioi et Tatariţa.

A partir de cette ligne, les calcaires lacustres s'amincissent

1) L'Institut Géologique possède tous les fossiles de ce sondage.

Institutul Geologic al României

graduellement de telle sorte qu'à Durostor (Cuciuc Mustafa) ils atteignent à peine 10 m tandis qu'à Ostrov et Dervent, ils sont réduits à 4—5 m; c'est avec une épaisseur analogue qu'ils semblent s'avancer vers Raşova.

A mesure qu'ils s'amincissent, ils sont remplacés par des sables quartzeux blancs et rouges, les uns grossiers, les autres plus fins, les uns mous, les autres un peu cimentés, que l'on attaque dans les carrières de: Haschioi, Siuneci, Brâcina, Silistra, Ostrov; ils sont dépourvus de fossiles. Ces sables sont remaniés par le Sarmatien et leur apparition dans le Levantin coïncide d'ailleurs avec la marge septentrionale de cet étage qui est bien développé dans le Sud de la région que j'ai étudiée.

A la partie supérieure du Levantin, on rencontre une marne bleuâtre dont l'épaisseur atteint 8 m et qui dans le SW de la région est recouverte d'une couche de calcaire crayeux. Cette marne qui recouvre le Levantin comme un manteau est intéressante au point de vue hydrologique, car sa surface sert de lit à quelques grandes nappes d'eau situées à la base du Loess et qui alimentent toute la population le long du Danube. A Ostrov, cette nappe fut captée récemment pour l'approvisionnement de la vile en eau.

Le Levantin apparaît dans de fort belles coupes sur les rivages du Danube ainsi que dans les vallées affluentes. Son épaisseur atteint au Danube 40—50 m; elle diminue cependant vers le S et de même que les étages précédents, le Levantin présente une légère transgression sur le Crétacé.

Le Pliocène, avec le caractère décrit plus haut, s'apppuie sur le flanc NE de l'anticlinal de Roustchouk et présente la même direction et la même inclinaison vers le Danube que le Crétacé sous-jacent.

III. **Le Quaternaire** débute par une argile rouge de décalcification qui se trouve partout et dont la grosseur varie entre 7—8 m. Cette argile est suivie par un manteau de loess très considérable qui recouvre non-seulement le plateau, mais aussi les flancs et le fond des vallées de toute cette région.

Les coupes suivantes nous permettent de nous faire une idée assez précise de la stratigraphie et de la transgression successive des trois étages pliocènes dans cette région.

Institutul Geologic al României

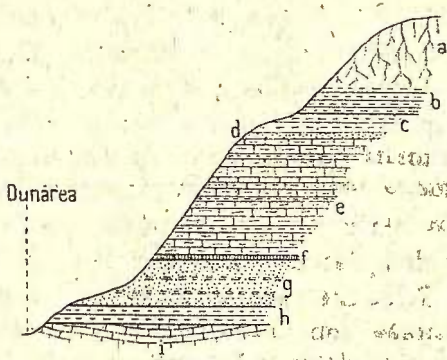


Fig. 1. — Coupe de la rive droite du Danube à Turtucaia.
Echelle 1:3000.

Légende: **Quaternaire**: a) Loess; b) argile rouge. **Levantin**: c) marnes violettes; d) sables verts; e, f) calcaires lacustres à intercalations gréseuses, marneuses, charbonneuses, etc. **Dacien**: g) sables à intercalations gréseuses et marneuses. **Pontien** supérieur: h) marnes violettes. **Crétacé inférieur**: i) Calcaires à *Pterocera*, etc.

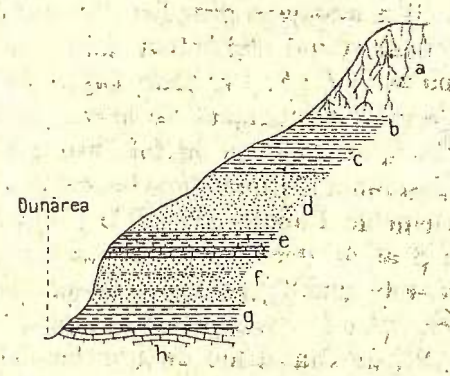


Fig. 2. — Coupe de la rive droite du Danube à Óstrov, Malul de piatră.

Légende: **Quaternaire**: a) Loess, b) argile rouge. **Levantin**: c) marnes violettes; d) sables; e) calcaires lacustres. **Dacien**: f) sables à petites intercalations gréseuses et marneuses. **Pontien** supérieur: g) marnes viollettes. **Crétacé** inférieur: h) Calcaires à *Pterocera*, etc.

Institutul Geologic al României

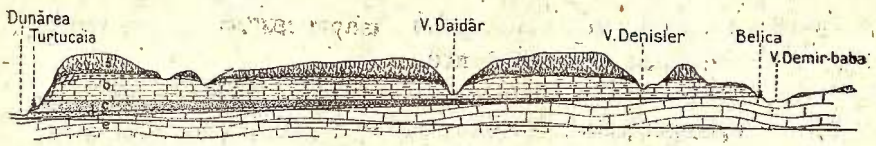


Fig. 3. — Profil transversal de la région pliocène de la Dobrogea de SW entre Turtucaia et Belica.

Légende: a) Quaternaire; b) Levantin; c) Dacien; d) Pontien.

De ce qui précède, il résulte que le lac pliocène s'est étendu au Pontien supérieur jusque dans la partie SW de la Dobrogea qui borde le Danube.

L'absence du Méotien et du Pontien inférieur dans cette région, de même que dans la partie SE de la Plaine Roumaine, comme nous l'indique le Sondage de Mărculeşti(1) — dans lequel par l'analogie des faciès pétrographiques et paléontologiques avec ceux du Pliocène dobrogéen j'ai pu établir jusqu'au Sarmatien la succession stratigraphique suivante: Quaternaire et Levantin jusqu'à 105 m, Dacien jusqu'à 170 m, Pontien jusqu'à 178 m — doit être due au fait que toute cette région fut exondée après le Sarmatien (2).

L'absence du Sarmatien dans la région pliocène de la rive droite du Danube, bien qu'elle se constate aussi bien actuellement au S qu'au N de la région (Dobrogea, Mărculeşti, Sous-Carpathes) est probablement due à l'érosion qui a succédé à cette exondation.

A partir du Pontien supérieur, un phénomène inverse du précédent a contribué à l'envahissement par l'eau de la partie riveraine du Danube de la Dobrogea de SW, la Plaine Roumaine et des contrées avoisinnantes.

Cet envahissement a eu lieu progressivement vers le S,

1) Stefănescu Sabba: **Les couches géologiques traversées par le puits artésien de Mărculeşti dans le Bărăgan** (Distr. d'Ialomiţa). Publ. de la Soc. géol. de France, F. XXII, p. 331, 1894.

C. Alimănişteanu: **Sondajul de la Mărculeşti**, Bul. Soc. geografică română 1896.

G. Murgoci: **La plaine roumaine et la Balta du Danube.** Guide du II Congrès international du pétrole, 1907. Bucarest.

2) G. Murgoci: **Cercetări geologice în Dobrogea nordică. Ann. de l'Inst. Géologique Vol. V. p. 475 et 486.**

Institutul Geologic al României

comme il résulte de la disposition transgressive de ces trois étages pliocènes sur le Crétacé.

Au début du Quaternaire et toujours pour les mêmes causes épirogéniques, les eaux se sont retirées vers la Mer Noire actuelle.

Si l'épaisseur moyenne du Pliocène constatée sur la rive du Danube est de 80—85 m, par conséquent de 100 m moindre que l'épaisseur du Pliocène traversé par le Sondage de Mărculeşti et incomparablement plus réduite que dans les Sous-Carpathes, c'est que dans cette région nous nous trouvons au voisinage de la rive méridionale du lac pliocène, où les eaux étaient peu profondes.

Si nous comparons maintenant les faciès sous lesquels se présente le Pliocène dobrogéen avec celui des Sous-Carpathes et celui de Mărculeşti, nous arrivons à la conclusion suivante:

Le Pontien supérieur et le Dacien présentent dans ces trois régions à peu près les mêmes caractères lithologiques et paléontologiques.

Ce n'est pas le cas pour le Levantin qui présente des différences assez essentielles. Ainsi, tandis que dans la partie occidentale de la région étudiée par moi, il est constitué par un faciès essentiellement calcaire, dans la partie orientale comme aussi à Mărculeşti, il a un faciès calcaire-marneux à la base, sableux à la partie supérieure.

Dans les Sous-Carpathes, il est constitué en majeure partie par des marnes, des marnes sableuses et des sables, qui, à la partie supérieure passent pour la plupart à des graviers très accentués: les Graviers de Cândeşti.

Cete différence de faciès semble s'expliquer de la manière suivante: à cette époque dans les Sous-Carpathes, dominait un régime torrentiel, tandis qu'en Dobrogea, l'altitude du Continent était à peu près la même qu'aujourd'hui.

C'est pourquoi les eaux météoriques en s'écoulant sur

Institutul Geologic al României

une pente assez douce ont eu tout le temps nécessaire pour dissoudre de grandes quantités de calcaire dans la masse sarmatienne et crétacée qu'elles ont ensuite transportée et déposée dans les eaux levantines.

Le fait que les sables de la partie orientale sont peu roulés nous montre aussi jusqu'à l'évidence combien fut peu importante l'érosion par les eaux courantes qui se déversaient sur le rivage méridional du lac pliocène.

L'origine des vallées. J'ai dit en parlant de la morphologie de la région que l'activité érosive actuelle est complètement réduite. Ce n'était pas le cas à l'époque pré-loessienne.

Après le retrait du lac levantin et jusqu'au dépôt du loess il y eut une période fort humide. Des pluies torrentielles doivent être tombées dans cette région et dans tout le Deliorman, si abondantes que grâce à leur action érosive, de nombreuses vallées prirent naissance. Les plus longues (p. ex. celle de Demir-Baba, etc.) étaient déja probablement tracées à l'époque pré-pliocénique et d'après le caractère de leurs cours elles peuvent être considérées comme vallées tectoniques; les plus courtes commencent pour la plupart à l'extremité sud de ce bassin et comme telles, toutes ont pris naissance à cette même époque de grande humidité. L'érosion fluviatile fut tellement intense à ce moment qu'en un temps relativement court dans l'histoire de l'écorce terrestre, les eaux purent creuser les sédiments pliocènes épais d'environ 80—85 m et aussi une bonne partie de la masse crétacée.

Les unes comme celle de Demir-Baba ont laissé sur leurs berges des dépôts de terrasse constitués en général uniquement d'éléments calcaires crétacés et levantins, et recouverts directement par le loess.

La durée de toutes ces vallées fut très courte, car déjà alors elles avaient atteint le niveau de base caractéristique des vallées anciennes et leur lit était donc bien avant le confluent au même niveau hydrostatique que le Danube.

Récemment, le Danube aux époques de grandes crues a envahi les embouchures de plusieurs d'entre elles, p. ex. de la vallée de Demir-Baba, Cuzgunlâc, Doimuşlar,

Institutul Geologic al României

Gârliţa, en les élargissant et même les approfondissant, et il a laissé après son retrait des étangs pleins de poissons qui, lorsque de l'eau coule dans la valée, communiquent avec le Danube, même dans les périodes de sécheresse.

Glissements de terrain (Pseudo-terrasses). Si sur les rives de quelques vallées qui traversent cette région, j'ai pu observer de petites terrasses, par la suite, dans la vallée du Danube, je n'ai pu constater aucune trace de terrasse supérieure.

On observe, il est vrai, des terrasses à Turcsmil, Popina, Silistra, Ostrov, mais ce sont des terrasses inférieures, des terrasses actuelles, formées dans la région inondable du Danube à des époques tout-à-fait récentes.

Ce qu'on pourait prendre de loin pour des terrasses, à Turtucaia par exemple, ne sont pas des terrasses mais des glissements de loess sur la berge.

Nous avons vu en traitant la stratigraphie de la région que tous les sédiments mésozoïques et tertiaires qui la constituent ont une faible inclinaison vers le Danube qui les coupe transversalement. Et comme des nappes d'eau circulent parmi eux, dont deux surtout sont importantes — l'une à la base du Dacien et l'autre à la base du Quaternaire — il en résulte que, sur le Danube, nous devons nous attendre à des glissements et même à des ruptures de la rive dobrogéenne.

Si la rive dobrogéenne est abrupte, l'une des causes essentielles doit être mise — au moins dans la région que j'ai étudiée — au compte de ces glissements et ruptures.

La nappe d'eau de la base du Dacien lave les sables non-cimentés de cet étage; il se forme des creux et le calcaire levantin s'effondre et avec lui tout le manteau quaternaire, comme on peut le voir à Turtucaia, Sariar, Popina, Vetren, etc.

Entre la rupture en genou vers la rive et le rivage proprement dit, les eaux, qui en beaucoup d'endroits proviennent de la base du Quaternaire, forment de petits lacs et s'écoulent ensuite dans le Danube.

La nappe d'eau de la partie inférieure du Quaternaire fait

Institutul Geologic al României

que celui-ci glisse sur le fondement marneux de la base et provoque ainsi de grands désagréments.

Mentionnons comme glissements typiques:

1. A Turtucaia, deux routes stratégiques furent construites en déblai. Les nappes d'eau de la base du Quaternaire s'ouvrant, ce dernier a glissé et comme conséquence, les chaussées sont menacées et nécessitent de grands frais d'entretien.

2. A Ostrov, la route qui conduit à Essechioi et qui est construite en zig-zag, s'est affaissée récemment; à la place des rigoles, qui la bordent, des ravins s'ouvrirent. La route qui conduisait à Gârliţa, construite après 1877 sur la berge même du Danube se rompit; on la remplaça par une autre qui aura bientôt le même sort.

3. De nombreux jardins sur la rive du Danube sont entraînés par ces glissements et lavés par le Danube; par ex. à Turtucaia, à Vetren, etc.

L'Economie de la région. Au point de vue économique, mentionnons dans cette région les pierres de carrière suivantes: le calcaire crétacé s'emploie pour le pavage des routes pour la construction et pour la fabrication de la chaux. Les sables daciens et levantins pour la construction. Le calcaire levantin sert à construire des parapets, de ponts, des monuments, des fontaines etc.; mélangé au calcaire crétacé il sert aussi pour le pavage. Il y a des carrières partout où ces roches apparaissent au jour. Citons, à Staroselo, Belica, Turtucaia, Bolgarcusui, Arabagilar, Silistra, Ostrov, Gârliţa, Canlia, etc.".

— M. le Prof. S. Athanasiu rappelle relativement à la distribution du Pontien en Moldavie et en Bessarabie que le „Pontien" décrit en Moldavie par M. R. Sevastos n'existe pas en réalité, cet auteur ayant décrit comme Pontien, de vieilles terrasses qui contiennent des sables à *Congéries*.

Le Dacien existe à Bereşti, en Moldavie, décrit par Simionescu et Teodorescu. Il est représenté par des argiles à *Unio rumanus* et des sables à fossiles caractéristiques.

Dans le S de la Bessarabie, l'existence du Pontien est probable. Grigorovitch-Beresovski montre qu'aux environs du lac de Cahul, on rencontre vers la partie inférieure du

Institutul Geologic al României

Pliocène une argile bleue à *Cardium littorale* et d'autres formes qu'il parallélise avec le Pontien.

De même il est probable que l'argile inférieure de Tulucești est aussi pontienne.

Le Méotien serait représenté en Bessarabie (district de Tighina) par les dépôts à faune de mammifères *(Helladotherium)* de Pikermi.

— M. I. Popescu-Voitești dit que les calcaires sont des dépôts chimiques et non pas mécaniques.

Il admet le Pontien comme probable mais non comme certain. Dans la région à l'E de l'Olt, les *Pontalmyres* indiquent la partie supérieure du Pontien ou du Dacien inférieur.

Il n'est pas d'accord avec l'auteur sur le fait que *Unio maximus* soit pontien; il rappelle que les plus beaux exemplaires proviennent du Dacien du Rîu-Târgului de Dâmbovița.

Au point de vue tectonique, il démontre que l'absence du Sarmatien coïncide avec une période continentale, de même que l'absence du Méotien ce qui indique des mouvements épirogéniques. Les vallées sont pré-loessiennes. Les variations de rivage prouvent des périodes d'agitation. M. Popescu-Voitești croit que la faille du Danube a existé.

— M. Gh. Macovei relève de la communication de M. Manolescu que la série pliocène se termine par une couche de calcaire qui recouvre la marne que le conférencier considère comme la partie la plus supérieure de la série.

Les sables montrés par M. Manolescu proviennent du Levantin où ils furent remaniés du Sarmatien, et ici ils furent remaniés de l'Aptien. Ce dernier a des dépôts continentaux à structure entrecroisée.

Les vallées dans le S de la région sont des sortes de canons. La Dobrogea a exécuté au Levantin des mouvements pendulaires de bascule vers l'W et vers l'E. Le conférencier développe cette idée et explique le caractère de sénilité actuel des vallées.

Quant au sondage du Bărăgan, M. Macovei se demande si le fond de ce sondage ne s'est pas arrêté dans le Crétacé supérieur, car il a rencontré remaniés dans le Méditerranéen des *Bélemnites* du type de celles rencontrées dans ce sondage et qui caractérisent le Gault.

Institutul Geologic al României

— M. G. Murgoci loue les travaux de M. Manolescu et propose que l'on donne à l'anticlinal dans lequel le Sarmatien fut érodé, le nom d'Anticlinal de Turtucaia.

— M. L. Mrazec résume les discussions et félicite le conférencier

Séance du 26 Février 1915.

— M. Gh. Botez apporte: **Des données nouvelles sur le gisement de pétrole de Băicoi.**

„La tectonique du gisement de pétrole de Băicoi a été étudiée par M. le Prof. Mrazec (1) qui est arrivé aux conclusions suivantes:

A Băicoi nous avons à faire à une voûte pliocène traversée par un noyau salifère formé à son extrémité ouest de deux écailles, entre lesquelles est enclavé et laminé le Pliocène de la couverture. Vers le S, le noyau chevauche sur le flanc méridional affaissé de l'anticlinal, flanc formé de Pontien, de Dacien et de Levantin, très laminées. A l'W, les noyaux semblent s'affaisser brusquement, de même que les couches à *Vivipara bifarcinata* Bielz, sous la couverture de Couches de Cândeşti. Des sables pétrolifères exploitables se trouvent dans le Dacien, aussi bien dans le synclinal pliocène pris entre ces deux écailles de Salifère que sur la ligne de chevauchement sur le flanc méridional.

Il ressort de ce résumé que le gisement de pétrole est intercalé dans des couches très disloquées et laminées, et ceci explique la fréquence des sondages infructueux et la raison pour laquelle le chantier fut presque abandonnée a un certain moment.

A partir de Mars 1913, à la suite des excellents résultats donnés par une sonde située au point: „La Ferbători", le chantier prit un nouvel essor et en moins de deux ans, plus de 40 sondes nouvelles y furent creusées.

---

1) a) **Ministère des travaux publics. Travaux de la Commission du pétrole.** Bucarest 1904 p. 89.

b) **Congrès international du pétrole.** III-e Session. L. Mrazec et W. Teisseyre: **Excursion dans les régions pétrolifères de la vallée de Prahova.** p. 57—67.

Institutul Geologic al României

Quelle est la cause de ce changement et quels sont les résultats géologiques des travaux exécutés?

L'endroit nommé „La Ferbători", se trouve à environ 400 m à l'W du centre de l'ancien chantier et à 250 m à l'W de l'extrémité occidentale de l'affleurement du noyau de Salifère. Cette extrémité est entourée d'une large bande de quelque 50 m de couches pontiennes à laquelle succède une bande de couches daciennes d'à peu près 30 m de largeur, puis viennent des couches levantines. Le tout est recouvert d'une épaisse couche de graviers de terrasse qui s'étend à l'W jusqu'au delà de la vallée de Provița sur une largeur de près de 8 km. Des affleurements qui permettraient de suivre le développement de l'anticlinal de Băicoi et ses rapports avec l'anticlinal de Filipești, ne se trouvent nulle part sur cette étendue, en dehors de quelques petites sorties sur la rive occidentale de la Prahova, mais qui sont insuffisantes, trop superficielles et trop éloignées aussi bien de Băicoi que de Filipești. Dans de pareilles conditions, on comprend que les données géologiques obtenues par des sondes soient si précieuses et c'est pourquoi je les ai suivies de très près.

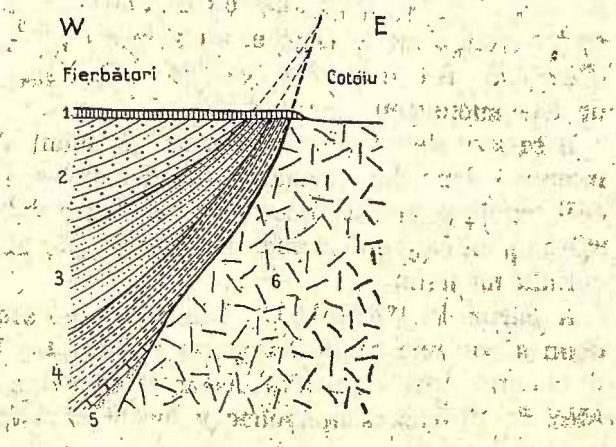


Fig. 1. Profil géologique schématique entre Cotoiu et Fierbători (Băicoi).

Echelle 1: 10.000.

1. Graviers de terrasse; 2. Levantin; 3. Dacien; 4. Pontien; 5. Méotien; 6. Salifère miocène à sel.

Institutul Geologic al României

Bien que ces données ne soient pas encore suffisantes pour nous éclairer pleinement sur la tectonique locale, elles nous permettent pourtant de tirer quelques conclusions importantes. Ainsi:

1) La disparition du noyau salifère à son extrémité W. est causée par son affaissement très rapide sous un manteau de couches pliocènes qui, de même s'affaissent à l'W mais bien plus graduellement.

2) Sur l'extrémité ouest du noyau salifère s'appuie le Pontien, sur celui-ci le Dacien qui est lui-même recouvert par le Levantin. Le Pontien qui à Filipeşti a une épaisseur réelle d'environ 700 m a ici à peine 80 m et le Dacien qui même à Băicoi—Ţintea a une épaisseur réelle de 250 m est réduit ici à 100 m.

Par conséquent, ces deux étages sont puissamment laminés au contact du noyau, le Pontien davantage, le Dacien un peu moins.

Les couches pétrolifères exploitées à Ferbători se trouvent dans le Dacien, de même que celles des chantiers exploités antérieurement.

3) Le fait que souvent le Pontien repose directement sur le Salifère n'est pas dû à l'absence du Méotien, mais seulement au laminage complet de cet étage au contact avec le noyau de percement. En effet, le Méotien fut rencontré par des sondages situés à une petite distance à l'W de l'extrémité du noyau à une profondeur de près de 450 m et il est représenté par des calcaires marneux gris formés à peu près entièrement de valves de *Congeria Novorossica* Sinz Sous ces calcaires se trouve un sable pétrolifère contenant les fossiles suivants:

Cerithium disjunctum Sow.
„ *pictum* Bast. var. Stefanescui Sim.
Congeria Novorossica Sinz.
Neritina sp.
Hydrobia sp.

Si nous observons que le genre *Cerithium* est représenté très faiblement aussi bien par le nombre des individus que par le développement, tandis qu'au contraire *Congeria Novorossica* Sinz. se présente bien développée et en nombre considérable, formant une couche à peu près exclusive, on

Institutul Geologic al României

voit clairement que nous avons à faire à l'horizon supérieur du Méotien ainsi qu'on le voit immédiatement au S de la ligne de dislocation de Buştenari-Câmpina (1).

4) La présence du Méotien à Băicoi n'a pas seulement une importance purement scientifique, mais aussi une grande importance minière, d'autant plus qu'il est pétrolifère, car il nous confirme une fois de plus l'idée que le gisement de pétrole ne doit pas être cherché seulement dans le Dacien mais aussi dans le Méotien.

5) Quant aux rapports entre l'anticlinal de Băicoi et celui de Filipeşti, on peut dire maintenant que ces deux anticlinaux ne sont pas en continuité directe. Tandis que la crête de l'anticlinal de Băicoi s'affaisse peu à peu vers l'W, celle de l'anticlinal de Filipeşti s'affaisse lentement à l'E, d'où il résulte que ces deux anticlinaux sont séparés par un synclinal orthogonal dont l'axe, de direction N-S, coïncide approximativement avec la vallée de Prahova".

— M. Gh. Murgoci dit que les études de M. Botez expliquent pourquoi les sondes de Călineşti ont donné un résultat négatif; il croit qu'en réalité il n'y a pas deux anticlinaux entre Băicoi et Filipeşti, mais un seul qui présente une croupe.

— M. I. Popescu-Voiteşti rappelle que M. Teisseyre décrit des *Cérithes* à Coada Malului. Les sables méotiens supérieurs à *Congeria Novorossica* contiennent de nombreuses *Cérithes* sans ornementation.

— M. Popescu-Voiteşti explique l'orientation de la vallée de Prahova par une dislocation.

— M. Murgoci ne peut admettre une dislocation le long de la vallée de Prahova mais il croit que nous avons à faire seulement à un affaissement en forme de croupe de la crête d'un anticlinal.

— M. Mrazec cherche à expliquer la structure de la vallée de Prahova dans la région étudiée par M. Bottz.

Cette région doit être considérée comme le soulevement

1) L. Mrazec et W. Teisseyre: **Excursion dans les régions pétrolifères de la vallée de la Prahova.** p. 34.

W. Teisseyre: **Asupra etajelor meotic, pontic şi dacic.** Ann. de l'Inst. Géol. de Roumanie. Vol. II, fasc. 3, p. 334. 1909.

Institutul Geologic al României

d'un anticlinal majeur du Pliocène inférieur et moyen, qui par une exondation tectonique s'élève des Couches de Cândeşti. Dans cette large voûte naissent les anticlinaux en „relais" dons les uns ont des noyaux de percement de Formation à sel.

Le cours de la Prahova, de la Doftana aussi bien que celui de la Proviţa coïncide en quelques points avec les lignes de certaines dislocations transversales entree Breaza et Câmpina, provoquées surtout par la répercussion des mouvements des couches, avec des dislocations amplifiées par endroits, au voisinage des massifs de sel.

Il faudrait rechercher si le faciès pétrographique du Méotien de Câmpina-Buştenari est identique à celui de Băicoi, parce que vers l'W de Băicoi, le Méotien change sa composition pétrographique, à cause de l'absence de la formation de la Nappe marginale du Flysch dans les rives de la mer.

Il est important de constater que le Dacien et le Méotien, formés de couches de sable perméables et d'argile soient aussi pétrolifères, tandis que le Pontien, en général argileux, ne contient pas de pétrole.

A cette occasion, étant donné que le pétrole méotien est paraffineux et le pétrole dacien non-paraffineux, M. Mrazec rappelle que, comme il l'a établi, les pétroles des gisements primaires sont en général paraffineux et les pétroles émigrés dans des gisements secondaires sont en général non-paraffineux.

Séance du 6 Mars 1915.

— M. G. Murgoci expose ses considérations **„Sur la classification des amphiboles et spécialement des amphiboles bleues".**

„En cherchant à établir une méthode graphique pour représenter des groupes d'amphiboles, j'ai essayé un mode de représentation comme en géométrie descriptive qui m'a fourni des indications intéressantes relatives à quelques amphiboles dont le classement est encore douteux et qui m'a surtout montré clairement l'enfilade des groupes des amphiboles bleues.

Dans ce but, j'ai rapporté les diverses analyses d'amphi-

Institutul Geologic al României

boles monocliniques à un système de 3 axes coordonnées perpendiculaires, représentant sur l'axe horizontale X le coefficient moléculaire de Mg O, sur Y celui de Ca O et sur l'axe verticale Z celui de Fe O. Aussi bien pour la clarté de la figure que pour faciliter la représentation et la reconstitution de la formule, il est bon de représenter les amphiboles par les coefficients moléculaires, telles qu'ils ressortent des analyses, sans les réduire à cent. Ainsi les amphiboles de même formule se groupent en dehors des autres qui ont une formule différente, et, en prenant les coordonnées du point représentatif d'une amphibole, nous avons immédiatement la formule en ce qui concerne Mg O, Fe O et Ca O; il reste à voir les éléments étrangers, tels que Mn O, les sesquioxydes, les alcalis, etc.

Pour avoir le tout dans un plan, j'ai rabattu le plan horizontal et de la sorte, j'obtiens les coordonnées des amphiboles pour Mg O par la distance sur l'axe X, en partant d'un point d'origine O, et pour Fe O et Ca O, par la distance correspondante sur la perpendiculaire à la ligne O X, comme on fait en géométrie descriptive.

Dans cette représentation, toutes les amphiboles ferro-magnésiennes (sans Ca O) se trouvent représentées dans le plan X O Z, les amphiboles calcaro-magnésiennes sur le plan X O Y, et les amphiboles ferro-calcaires se projettent sur la ligne Z Y qui passe par le point d'origine; au besoin, on pourrait aussi rabattre le plan Z O Y sur le plan vertical à gauche et placer les points dans le plan Z O Y.

Les amphiboles bleues (ou avec des nuances bleues dans le pléochroïsme) se placent dans un espace limité par deux surfaces cylindriques (hyperboliques ?), les surfaces de projection des différentes amphiboles sur le plan vertical et horizontal.

Nous passerons en revue les groupes principaux.

1° On connaît l'amphibole ferreuse, la grunerite, mais on ne connaît pas encore une amphibole magnésienne pure, sauf la kupférite d'Edwards qui contient une petite quantité de CaO et de MnO et de l'eau en quantité appréciable, s'il y avait plusieurs amphiboles purement ferro-magnésiennes elles se grouperaient sur la ligne F (75 Fe 0), M (100 Mg 0) où nous avons la grunerite, l'antholite et la kupférite.

Institutul Geologic al României

Il va de soi que nous n'aurons pas l'infinité d'amphiboles correspondant à la formule $\frac{X}{100} + \frac{Z}{75} = 1$ (où X est le nombre de molécules de MgO et Z celui de molécules de FeO qui entrent dans une amphibole), mais il n'existe très probablement dans la nature que des amphiboles ferro-magnésiennes dans lesquelles le rapport $\frac{X}{100} : \frac{Z}{75}$ (respectivement X:Z) donne un nombre rationnel et simple.

L'asbéphérite semble être un terme intermédiaire, mais toujours ferreux et un peu manganifère, de la formule $3\,SiO_3 + Ca_3\,Mg$, mais l' „Eisenkupferite" d'Erlau, les amphiboles antophyllites (de Groenland et de Koenigsberg) n'appartiennent en aucun cas à cette série.

2° Si l'eau ou d'autres éléments interviennent dans la constitution de ces amphiboles ferro-magnésiennes (de même que Mn, les sesquioxydes, les alcalis, etc.), leur point représentatif se déplace alors à l'intérieur du triangle F O M. La distance du point à la droite FM mesurée sur l'abscisse, sur l'ordonnée ou sur les deux, nous indique le nombre de molécules (Mg O+Fe O) remplacées par $H_2\,0$, Mn 0 ou d'autres oxydes.

Considérons la présence de Mn O. Après avoir retiré les points de la ligne MF et les avoir disposés à l'intérieur du triangle, nous avons les diverses séries d'amphiboles Fe Mg Mn dans lesquelles nous distinguons deux catégories:

a) Les unes disposées sur des lignes parallèles à FM, caractérisées par un mélange de ferro-manganèse, caractérisé à son tour par la somme de molécules: $\frac{m}{100} + \frac{n}{75} = Ct$ (m, n étant des coefficients moléculaires de MgO et de FeO).

b) Les autres disposées sur des lignes passant par l'origine, caractérisées par la teneur en Fe O et Mg O dans un rapport constant $\frac{m}{n} = Ct$. Au fur et à mesure que la ligne avance plus vers Z, la série devient plus ferreuse et inversement quand la ligne avance vers X où se trouvent les amphiboles magnésiennes.

3° Des observations de détail et des expériences répétées ont permis de constater souvent que les amphiboles ferreuses ont une coloration et un pléochroïsme brun, gris ou rou-

Institutul Geologic al României

geâtre, tandis que les amphiboles magnésiennes sont incolores.

Parmi les séries manganeuses, il y a trois groupes parallèles à ceux de la kupférite.

Beaucoup d'amphiboles furent classées avec l'un ou l'autre de ceux-ci, mais à tort.

De même, l'amphibole de la phonolite de „Höchenkrächen", riche en sesquioxydes, forme un terme à part de la série ferro-magnésienne (avec Mn O), avec les sesquioxydes croissants, se plaçant entre l'amphibole de Timasch-Waja-Baltia et la Riebeckite.

Il faut observer que ces amphiboles, bien que ferro-manganeuses, sont pourtant grises-jaunâtres-brunes. La cumingtonite et quelques silfsbergites se trouvent dans la même série $\frac{m}{n} = Ct$; de même l'asbéferrite=silfsbergite-hilengite dans une autre série.

4° Les amphiboles magnéso-calcaires, si elles avaient des formules différentes, entreraient dans la ligne MC, mais pour celle-ci comme pour les amphiboles magnéso-ferreuses, il n'y a qu'une espèce qui corresponde à la formule $3\,SiO_3\,Mg + SiO_3\,Ca$.

De nombreuses trémolites se groupent autour de ce point contenant les unes un peu de FeO, les autres point du tout.

Par l'intervention soit de l'eau soit des sesquioxydes et surtout de MO, etc., le point représentatif se retire de la ligne MC. Ici, l'on doit mentionner et classer comme une espèce à part l'hexagonite.

Parmi les amphiboles qui restent sur le plan XOY, quelles qu'elles soient, il y en a fort peu qui le dépassent (grâce à Fe O); il faut encore rappeler ici les richtérites qui se groupent dans un espace très réduit. Elles ne sont pas dans la même série que la trémolite (sur la même ligne caractérisée par $\frac{m}{k} = Ct$), mais à côté, à cause de la complexité de la formule avec Mn O, les alcalis, Fe O et même les sesquioxydes, etc. Il faut observer que les richtérites ont en général une coloration violacée-rose-azur, quand elles sont dénuées de Fe O, et une coloration jaune-brune quand elles contiennent Fe O.

Institutul Geologic al României

Le diagramme montre que la széchénite est située dans l'espace de la richtérite dont elle se distingue par un peu plus de sesquioxyde et par l'absence de Mn O.

La waldheimite n'a pas sa place ici et doit être classée à part.

5°. Un groupe important d'amphiboles de ce plan, certainement manganifères, est celui des hornblendes noires, riches en sesquioxydes, dénuées cependant de fer.

Bien que elles se trouvent dans la même série que les richtérites $\frac{m}{100} + \frac{n}{75} = Ct$, elles se distinguent par leur teneur en sesquioxydes et en alcalis et par le rapport de $\frac{m}{k}$ et elles devraient avoir un nom spécifique. Elles correspondent à une zone $\frac{m'}{100} + \frac{n'}{75} = Ct$.

Sur le même plan X O Y, entre les hornblendes manganifères et les richtérites, nous avons une hornblende brune de Weinschenk (Johannistal), sans Fe O, dont le point représentatif est retiré a cause de sesquioxydes très riches.

6°. Si nous considérons une amphibole à Mg O, Fe O et Ca O, le point se déplace du plan X O Y. Pour les amphiboles qui sont des métasilicates de Fe, de Mg et de Ca, (sans eau ou autres éléments), les points se placeraient sur un plan F M C. Mais il y a fort peu d'analyses qui rempliraient ces conditions.

Cependant, nous observons, ce à quoi nous devions d'ailleurs nous attendre, que les analyses des diverses espèces d'amphiboles forment des constellations et se groupent dans un espace bien déterminé.

Plus les amphiboles sont riches en sesquioxyde (et peu sont magnésiennes) ou en alcalis (+ eau), plus le groupe se rapproche de l'origine.

Et alors pour suivre les rapports qui peuvent exister entre deux amphiboles, nous devrons voir si elles appartiennent à la même constellation, si elles sont caractérisées par la même formule et le même nombre de $Al_2 O_3$, etc., et si la cause des variations des propriétés est un autre élément que Fe, Mg ou Ca; puis on étudiera les divers groupes qui sont disposés sur une même ligne droite pas-

Institutul Geologic al României

sant par l'origine. Ainsi, la variation des propriétés peut être mise en relation avec les sesquioxydes ou avec un autre élément qui rapproche ou éloigne le point représentatif des sesquioxydes.

En projetant ainsi plus de cent amphiboles analysées (celles de Hintze, de Doelter, etc.), j'ai acquis des indications très précises.

L'actinolite (comprenant aussi quelques édénites) vient en continuation du groupe de la trémolite par le mélange avec Fe Si O_3; quelques analyses lui assignent même sa place dans le plan F M C. Ici, il serait bon de limiter plus exactement la famille de l'actinolite et de la smaragdite, vis-à-vis de la trémolite et de la pargasite d'une part et des différentes hornblendes d'autre part.

La hornblende comme l'on sait, est complexe et on comprend que dans notre représentation elle occupe un grand espace. Cependant les points se groupent en un volume de forme parallélipipédique, parallèle au plan XOZ, incliné vers XOY et à peu près parallèle à la ligne FM; cela signifie que dans la hornblende, outre quelques rares exceptions le nombre K de Ca O varie dans des limites étroites, tandis que m dans Mg O et n dans Fe O varient beaucoup, mais de sorte qu'en général $\frac{m}{100} : \frac{n}{75} = Ct.$

Ici, il serait bon non-seulement de fixer une fois pour toutes une limite précise vis-à-vis de l'actinote et de la différencier avec la hornblende a) d'après des plans donnés, parallèles à FM, c'est-à-dire d'après la teneur en sesquioxydes alcalins, eau, etc., qui l'éloigne de la ligne FM; b) d'après des plans caractérisés par $\frac{m}{n} = Ct.$

Doelter a tenté une classification d'après les sesquioxydes, mais il a séparé ceux à Fe_2O_3 de ceux à Al_2O_3, en établissant dans chaque série divers degrés; ensuite, il les a classés d'après la teneur en Fe O. Il me semble que d'après ce que je vais démontrer plus bas, il faudra distinguer dans la masse des hornblendes tout d'abord les groupes avec le rapport $\frac{m\ Mg\ O}{n\ Fe\ O} = Ct.$; puis dans cette série, les différentes teneurs en sesquioxydes (en tenant compte ici aussi du type de for-

Institutul Geologic al României

mule probable de l'amphibole) et enfin, dans ces séries, séparer les sous-séries d'après le rapport $\frac{p.\,Al_2\,O_3}{q.\,Fe_2\,O_3}$, duquel dépendant très probablement les propriétés physiques (et spécialement optiques) des amphiboles en général. Ainsi on pourrait distinguer la famille des carinthines, des sorétites, des hornblendes basaltiques, des kärsutites, etc. J'espère pouvoir revenir plus en détail sur cette question.

Certaines amphiboles vertes ou brunes, très riches en sesquioxydes, se placent en dehors de la masse des hornblendes les plus pauvres en Mg O, telle que la hornblende du gneiss de Rimpy (50,51), Aiorolo (34 D), Schapbachtal (75 D), etc., on pourrait leur donner un nom spécifique, p. ex. rimpyite, etc.

Citons de même, la hornblende noire-verte de Neurode (75 D), dénuée de sesquioxydes et riche en Fe O, non semblable à la grunerite, mais par contre proche de l'amphibole-anthophyllite. L'amphibole de Garpenberg se rapproche aussi de ce groupe.

Avant de discuter le groupe des amphiboles bleues, mentionnons encore deux amphiboles noires-brunes, l'anophorite et la katophorite, importantes par leurs propriétés optiques et leur composition chimique, et dont le point représentatif se trouve situé à l'intérieur de l'espace occupé par les amphiboles bleues. A vrai dire, l'anophorite est à la surface limite de cet espace, sur la ligne d'intersection des deux cylindres de projection qui limitent dans notre projection la région des amphiboles bleues. C'est une amphibole à teneur de titane, très riche en alcalis, pauvre en Ca O, avec 7 mol. de sesquioxydes, $Fe_2\,O_3 > Al_2\,O_3$, $p : q = 5 : 2$; c'est pourquoi je crois que le plan des axes optiques devient perpendiculaire à g^1 (010). Relativement à la coloration et au pléochroïsme, elle ressemble à la catophorite dont la composition chimique est encore inconnue. En effet, la catophorite de Broegger n'a pas été analysée; sa composition présumée se distingue beaucoup de celle de l'anophorite, ce qui explique les différences dans les propriétés optiques. La composition de la catophorite de Sao-Miguel se rapproche de celle qu'on présume, elle diffère cependant de l'anophorite par [illegible] beaucoup

Institutul Geologic al României

coup de Fe O, très peu de Mg O, et de l'oxyde de titane); comme propriétés optiques, la catophorite en question se distingue de celle de Broegger ainsi que de l'anophorite.

Par suite, l'amphibole de Sao-Miguel n'est pas une catophorite et elle n'est pas parente de l'anophorite, mais comme on le verra plus loin, elle entre dans le groupe de la barkevikite; la catophorite doit avoir une composition voisine de celle de l'anophorite dont elle se distingue par le rapport $Al_2 O_3 > Fe_2 O_3$ et par un peu plus de Ca O, se rapprochant des hornblendes basaltiques ou kärsutites, plus que l'anophorite qui d'ailleurs se trouve au voisinage de celles-ci.

Les amphiboles bleues et noires. Nous désignons par amphiboles bleues celles dans lesquelles on distingue une couleur bleue ou violette à l'œil nu ou au microscope, avec une nuance bleue dans le pléochroïsme.

Il est intéressant de constater que les points représentatifs des amphiboles bleues et noires sont auprès des axes coordonnées X (Mg O) et Z (Fe O); un petit nombre d'entre elles al trouvent ou voisinage d'Y (Ca O). Cela signifie que les amphiboles bleues sont en général plus pauvres en Ca O qu'en Fe O; lorsque Ca O augmente, Mg O diminue sensiblement.

Dans les amphiboles bleues, la limite de Fe O est dans un rapport donné avec Ca O et Mg O, exprimé par une équation du II-ième degré, de type hyperbolique, comme l'indiquent les courbes des deux plans X O Z et X O Y.

A l'intérieur de l'espace limité par des arcs hyperboliques dans notre diagramme se trouve seulement la barkévikite (soi-disant catophorite) de Sao-Miguel qui nous montre le pléochroïsme dans le bleu; l'anophorite est juste à la surface de séparation (pour qu'un point soit à l'intérieur de cet espace, il faut que ses deux projections soient entre ces deux courbes). De même, en dehors de la philipstadite (et peut-être encore de quelques hornblendes de syénites, etc.) qui montre dans quelques zones ou quelques individus des nuances bleues de pléochroïsme, nous ne connaissons en dehors de cet espace aucune amphibole bleue ou possédant un pléochroïsme de cette nuance.

La carinthine (S. M. vert-bleue) que Weinschenk (et moi

Institutul Geologic al României

dans mon travail de 1900) place comme membre intermédiaire entre la hornblende et le glaucophane n'a pas été analysée.

Les analyses de carinthine (des schistes de San Alpe) se rapportent à une amphibole brune-verdâtre (comme l'a démontré Kreutz et dont j'ai parlé à propos de la hornblende) qui a très rarement une bordure verte ou bleue selon c. Le diagramme nous montre que pour qu'une hornblende soit bleue (carinthine de Weinschenk. Uralite, etc.), sa teneur en Ca O doit s'appauvrir et sa teneur en Fe O s'enrichir au dépend de la teneur en Mg O.

Parmi les amphiboles qui constituent les roches, celles à alcalis et à sesquioxydes sont particulièrement intéressantes. Il n'est plus besoin de démontrer que les alcalis sont toujours liés aux sesquioxydes; car il y a des amphiboles très riches en alcalis et complètement dénuées de sesquioxydes (comme les richtérites qui ne sont pas bleues) ou très pauvres en sesquioxydes, comme p. ex. les arfvedsonites, les iménirites, la szechenyite, etc., parmi lesquelles quelques-unes sont bleues, ou noires. D'autre part, il y a des amphiboles très riches en sesquioxydes et pauvres en alcalis (sorétites, gausigradites, barkévikites, carinthites, kärsutites, hornblendes basaltiques, carinthine, etc.) parmi lesquelles les unes sont vertes-bleues, et les autres complètement dénuées d'alcalis comme certaines hornblendes brunes, la noralite, et alors elles ne sont plus bleues, comme celles d'Erlau et certaines édénites, etc. Même en tenant compte de l'eau comme remplaçant des alcalis, nous ne pouvons pas satisfaire à leurs formules.

On peut émettre la règle que les amphiboles en général, lorsque les alcalis sont équimoléculaires ou plus abondants que les sesquioxydes, se caractérisent par une coloration bleue-verte ou violette qui est surtout visible au microscope. Les alcalis sans sesquioxydes (richtérites), les alcalis en proportion moléculaire très inférieure à celle des sesquioxydes (horn. bas., carinthine) et surtout les sesquioxydes seuls ne peuvent provoquer cette coloration.

Il y a plusieurs années j'ai émis quelques propositions pour la classification des amphiboles bleues (1); en repre-

1) G. Murgoci: **On the classification of the amphibols.** Bul. of. the Geol. Department California University.

Institutul Geologic al României

nant ces anciennes études, en visitant les riches collections des laboratoires de MM. Lacroix, Weinschenk, Wülfing, et en étudiant une littérature assez riche, j'ai constaté que non-seulement mes propositions relatives aux amphiboles bleues gardent leur valeur, mais sont même appuyées par les nouvelles découvertes et les déterminations dans les séries intéressantes des amphiboles avec sesquioxydes et alcalis. Elles se distinguent très nettement aussi sur notre diagramme. J'ai établi pour la série glaucophane-crossite que les propriétés optiques varient avec $\frac{p.\ Fe_2\ O_3}{q\ Al_2\ O_3}$ et j'ai complété la série entière avec les termes rhodusite-abriachanite (1).

En résumé, la rhodusite-abriachanite est le terme extrême de la série de la glaucophane, plus ferrique que la crossite, comme je l'avais d'ailleurs supposé jadis. Observons que nous avons dans cette série comme dans celle de la riebeckite deux termes ferriques: l'un avec le plan des axes optiques parallèle à g^1 (010) et auquel on peut laisser le nom de rhodusite; l'autre avec ce plan perpendiculaire à g^1 (010), comme dans l'ossanite, et que l'on pourrait généraliser par le nom d'abriachanite, comprenant aussi la tchermichévite.

Jadis, j'ai distingué la série séparée de la gastaldite qui se confirme ici; l'holmquistite a sa place, comme on voit, parmi les glaucophanes.

On peut encore distinguer également et très nettement parmi les amphiboles bleues les séries: imérinites, arfvedsonites et barkévikites; les premières s'individualisent distinctement sur notre diagramme".

— M. St. Cantuniari. „Le groupe des amphiboles est l'un des plus importants dans la Minéralogie par le nombre considérable de minéraux qu'il comprend et par le rôle essentiel de ceux-ci dans les roches. La classification de M. Murgoci concerne en premier lieu les amphiboles monocliniques; une classification complète devra comprendre aussi les amphiboles rhombiques et tricliniques.

Malheureusement le matériel est incomplet, ce que les

(1) G. Murgoci. Sur la Rhodusite et l'Abriachanite. Compte Rendu de l'Académie des Sciences. Paris.

Institutul Geologic al României

graphiques de M. Murgoci mettent d'ailleurs en évidence; la liste des amphiboles est loin d'être close. Ce matériel est encore mal connu; les analyses chimiques manquent en bonne partie et parmi celles qui furent faites, la plupart sont incomplètes, car plusieurs éléments chimiques n'ont pas été déterminés qui, bien qu'en minime quantité, peuvent exercer cependant une influence importante sur les propriétés physiques des minéraux.

Un coup d'œil sur les amphiboles montre tout de suite l'existence de quelques rares minéraux isolés à propriétés physiques et chimiques particulières, ainsi que de certaines séries isomorphes, dans la composition desquelles entrent: Si, Ti d'une part, Al, Fe, Mg, Ca, Mn, Ce, etc., de l'autre.

Rien que ce que nous entrevoyons là nous révèle la complexité du problème. L'étude de toutes les propriétés de ces séries s'impose avant d'opérer une classification. Les recherches en cours, d'ailleurs très avancées, sur les alliages, spécialement sur les silicates, sont les seuls moyens scientifiques surs, qui en rapport avec l'étude des minéraux correspondants, donneront par leurs résultats la solution complète de la question. Certainement, il ne faut pas oublier ici les grandes difficultés que les conditions génétiques spéciales de la plupart des amphiboles opposeront toujours aux synthèses de laboratoire. Lorsque nous posséderons les conditions de formation de tous ces minéraux et que toutes les séries isomorphes avec toutes les combinaisons possibles seront établies, alors on pourra étudier exactement les rapports entre leurs propriétés physiques et chimiques, on pourra donner des méthodes exactes et complètes de détermination — comme pour le groupe des feldspaths — et une classification scientifique se formera d'elle-même.

Partant seulement des données insuffisantes que nous possédons jusqu'ici, M. Murgoci base sa classification, en partie, sur l'influence qu'un nombre restreint d'éléments chimiques exerce sur les propriétés physiques; il considère surtout seulement le fer, le magnésium et le calcium, en négligeant les autres, ce qui certainement constitue une partie faible du système. En aucun cas, on ne peut laisser de côté le Mn, l'Al et les alcalis qui, par exemple chez les

Institutul Geologic al României

feldspaths, déterminent des variations fort importantes dans les propriétés optiques de ceux-ci.

Avant d'utiliser ce critérium de classification, il faut faire des études permettant d'obtenir quelques déterminations quantitatives comparables des influences des divers éléments chimiques sur les propriétés géométriques et physiques des cristaux en général.

En résumé, je considère le problème ardu de la classification des amphiboles comme étant encore à ses débuts. Avant de classer ces minéraux, ils doivent être complétement étudiés et je suis d'avis que le chemin le plus sûr vers la résolution du problème est d'étudier ces minéraux parallèlement à leurs synthèses de laboratoire. Enfin, il me semble que l'étude et la classification de ce groupe qui par son rôle dans la pétrographie, se place à côté des feldspaths, devront avoir lieu à côté de celles des pyroxènes. Le problème est en vérité assez intéressant pour mériter des recherches scientifiques détaillées, au laboratoire".

— M. St. Cantuniari réfère ensuite sur les travaux:

— **„Le massif siluro-cambrien du Brabant"** par A. Schlag (Bull. sc. de l'Assoc. des élèves des Ecoles Spéciales. Liège. 1914. No. 3 p. 204).

— **„Aperçu sur la fabrication de briquettes de lignite à la mine Fortuna, de la Rheinische Aktiengesellschaft für Braunkohlenbergbau und Brikettenfabrikation in Köln"** de F. Dangis (id. No. 8. 1914. p. 615).

— **„Ueber einen Granitkontaktshof in Mittel-Sumatra"** de H. A. Brouwer (Geol. Rundschau. B. V. H. 8. 1915. I. 51).

Séance du 13 Mars 1915.

— M. H. Grozescu présente la communication suivante:

„Les Conditions de sédimentation de la Formation salifère sous-carpathique".

„Les couches qui appartiennent à la Formation salifère occupent dans notre pays une fort grande étendue de terrain et constituent une grande partie de la région des collines de Moldavie et une partie importante de la région des collines de Munténie et d'Olténie.

Institutul Geologic al României

De même en Bucovine et en Galicie où les conditions de développement géologique sont semblables à celles de chez nous, la Formation salifère occupe une assez grande superficie.

Il est donc important de rappeler brièvement quelles ont été les opinions émises sur les conditions de sédimentation de la Formation salifère, car ces opinions jettent une lumière intéressante sur les conditions paléogéographiques et paléoclimatériques qui ont dominé pendant une partie du Miocène.

Au point de vue des conditions climatériques qui ont régné dans les Sous-Carpathes lorsque se déposèrent les couches du Salifère, le caractère le plus important de cette formation est sa teneur en sel et en gypse et l'aspect fortement vaseux et argileux des couches constituantes qui en outre sont complètement dénuées de fossiles.

D'après M. le Prof. Mrazec (1), à l'époque de dépôt du Salifère, un climat de steppe ou de désert, chaud et sec, régnait dans les Sous-Carpathes et les couches du Salifère se déposèrent dans des golfes, des lagunes ou des lacs salés qui prenaint parfois l'aspect de véritables fosses, réunissant en lignes générales les conditions qui sont réalisées aujourd'hui dans la Mer Morte.

M. le Prof. Athanasiu (2), dans son cours tenu à l'Université de Bucarest, admet que le sel et le gypse qui caractérisent la Formation salifère subcarpathique se déposèrent dans des lagunes sous l'influence d'un climat chaud et sec, de steppe ou de désert, mais plutôt de désert, étant donné que dans les conglomérats du Salifère se rencontrent des blocs à „lac de désert".

Relativement à la genèse du sel et du gypse sous forme de gisements dans la nature, on sait que de nombreuses théories furent proposées dont deux ont acquis une plus large application. Ces deux théories sont les suivantes:

1) Mrazec L. Congrès international du pétrole, III-ème Session: **„Excursion à la Saline de Slănic".** Bucarest. p. 146.

Mrazec L. et Teisseyre W. **Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie.** Moniteur des intérêts pétrolifères, 1902, No. 43—51, p. 33—36.

2) S. Athanasiu: **Cours de Stratigraphie** tenu à l'Université de Bucarest en 1912.

Institutul Geologic al României

Selon la théorie de Bischoff qu'a complétée plus tard Ochsenius, il s'ensuit que le sel et le gypse se déposent dans des lagunes communiquant avec la mer, où l'eau subit une violente évaporation sous l'effet d'une insolation intense.

Ces lagunes sont séparées de la mer par une sorte de barrage qui ne s'élève pas tout-à-fait jusqu'à la surface, de sorte qu'il laisse une zone libre à la surface, par laquelle l'eau de mer peut pénétrer dans la lagune.

L'exemple le plus favorable à cette théorie est celui du golfe de Kara-Bugas ou Atchi-Daria à l'E de la Mer Caspienne, où se trouve aujourd'hui réalisée la théorie de Bischoff-Ochsenius.

Les observations locales d'Andrussov (1) n'ont cependant pas confirmé cette théorie mais ont montré au contraire qu'au fond du golfe de Kara-Bugas, il ne se dépose pas de sels marins, l'eau de cette lagune n'ayant pas une concentration suffisante pour permettre le depôt du sel gemme. Sur les rives de la lagune, il ne se dépose, comme l'a démontré Haug (2) que du gypse et du sulfate de potassium.

Une deuxième théorie fut proposée par Johannes Walter : d'après celle-ci, le sel formant les massifs anciens se serait formé dans des déserts, se déposant dans des lacs intracontinentaux, sans écoulement, dans lesquels les fleuves et les rivières amenaient une certaine quantité de sels que les eaux de pluie lavaient sur les terrains environnants.

Ce processus aurait eu lieu sous un climant chaud, très chaud même, désertique, c'est-à-dire manquant d'humidité ou bien avec fort peu de précipitations atmosphériques. Comme l'on sait, ces deux théories ont des parties faibles et sont controversées.

L'étude des massifs de sel de notre pays n'a pas éclairci complètement la question jusqu'ici. Deux obstacles principaux s'opposent à la résolution de ce problème :

D'abord les gisements de sel manquent absolument de fossiles qui seuls pourraient élucider la question. Les quelques restes de plantes trouvés jusqu'à présent (des restes de noyers et des pommes de *pin*, à Ocnele-Mari et à Târgul-Ocna)

1) Em. Haug : **Traité de Géologie,** Vol. I. p. 100.
2) Idem.

Institutul Geologic al României

indiqueraient tout au plus que le sel s'est déposé aux approches du continent, mais pas davantage.

Un deuxième obstacle, plus grave, est que chez nous nul massif de sel ne se trouve „in situ". Des causes tectoniques d'une part, la plasticité du sel d'autre part font que nos gisements de sel se trouvent actuellement intercalés dans un complexe de couches qui sont absolument étrangères à leur lieu d'origine et ainsi nous ne connaissons à peu près rien de la constitution des couches qui ont enveloppé les massifs de sel à l'origine, et dont l'étude nous serait si utile.

Cependant quelques indices doivent être pris en considération et peuvent apporter quelque lumière à la question qui nous préoccupe.

Parmi ceux-ci, l'un, fort important, est que dans les conglomérats qui accompagnent parfois les massifs de sel, on trouve fréquemment des blocs arrondis ou à arêtes rongées qui présentent à la surface une mince pellicule luisante dénommée: „croûte ou lac de désert".

Cette croûte constituée d'oxydes métalliques qui se déposent à la surface des roches dans les déserts ne se forme, comme l'a aussi démontré Joh. Walter et plus tard G. Linck (1), que sous l'influence d'un climat désertique.

Voici encore une nouvelle cause.

Actuellement parmi les roches qui constituent les couches dans lesquelles se trouvent le plus souvent les massifs de sel, parmi les roches du Salifère inférieur on rencontre une série de marnes et de grès rouge-violacé ou jaunâtre. La couleur rouge de ces roches est due à leur richesse en oxydes de fer, anhydres on hydratés, comme il résulte de leur étude au microscope.

F. Katzer (2) attribue la formation de ces oxydes de fer à „l'action intense et combinée de l'humidité de l'air, de la chaleur et de la lumière résultant d'une insolation directe".

Il résulte de ces considérations qu'à l'époque du dépôt

1) Johannes Walter: **Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit.** Berlin 1900.

G. Linck. **Ueber die dunklen Rinden der gesteine der Wüsten.** Jenaische Zts. d. Naturwiss. 1901, p. 329—336.

2) F. Katzer: **Ueber die rote Farbe von Schichtgesteinen.** Neues Jahrb. für mineral. Geol., Paleontol., 1899, II Bd., p. 180—181.

Institutul Geologic al României

du sel, un climat très chaud, plutôt de désert que de steppe, dominait dans les Sous-Carpathes et que le sel a pu se déposer dans des lacs fermés, sans écoulement, et dans des lagunes communiquant un peu avec la mer, aucune de ces hypothèses n'étant exclue.

Sans aucun doute, un climat très chaud régna dans les Sous-Carpathes pendant tout le Miocène, durant les étages du Burdigalien et de l' Helvétien, c'est-à-dire le I-er Méditerranéen et la partie inférieure du II-ième. Cela résulte du fait que dans les dépôts du Salifère se trouvent des intercalations de roches riches en oxydes de fer, à des niveaux différents, qui vont jusqu'à la partie supérieure de cette formation, et aussi que dans toute l'épaisseur de cette formation, les dépôts de gypse jouent un rôle fort important.

Au point de vue des conditions bathymétriques, j'ai eu l'occasion d'observer les faits suivants :

Dans des travaux antérieurs, j'ai démontré que les dépôts de la Formation salifère miocène doivent être divisés en quatre horizons; j'ai fondé cette division sur des considérations stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques.

Ces quatre horizons se distinguent aussi entre eux du point de vue des conditions bathymétriques dans lesquelles ils furent déposés ; en considérant à présent ces différences, nous verrons en même temps les conditions marines dans lesquelles s'est formé le Salifère sous-carpathique. En ce qui concerne l'horizon tout-à-fait inférieur, l'horizon à massifs de sel, nous avons vu plus haut qu'il n'existe pas de faits assez précis pour que nous puissions en tirer des conclusions sérieuses par rapport à son dépôt cela d'autant moins que nous ne connaissons des couches qui doivent avoir constitué cet horizon que les massifs de sel et non pas les dépôts qui ont dû jadis les accompagner.

Au sujet des Couches d'Antal, nous avons à faire deux remarques :

1° Les grès qui appartiennent à cet horizon portent souvent, à la surface des couches, des traces de vagues ; ces traces sont constituées par des crêtes irrégulières, séparées entre elles par des vallées plus larges et ondulées. On sait que les traces de vagues se forment à la surface des sables ou de la vase des régions littorales par l'action mécanique des vagues de la mer.

Institutul Geologic al României

Au cours d'excursions faîtes sur le rivage de la Mer Noire dans le district de Constanţa, j'ai eu l'occasion d'observer que les traces de vagues ne se forment qu'à de très faibles profondeurs, ne dépassant pas $1^1/_2$ m et seulement pendant que la mer est calme. M. Walter (1) a fait une observation analogue, et a admis que les traces de vagues ne peuvent se former à des profondeurs supérieures à 1 mètre.

2° Dans les Couches d'Antal, sur la petite rivière Schitu Frumoasa, se trouvent des intercalations de marnes gréseuses ou de grès fins qui ont aussi à leur surface des impressions qui semblent être des traces de pieds d'oiseaux.

Ces deux faits nous démontrent que les Couches d'Antal se sont déposées à une très faible profondeur.

La glauconie entre pour une part relativement grande dans la constitution de ces roches (comme le prouve leur étude sous le microscope); or, comme il ressort des travaux de K. von Andrée, Cayeux L., Léon W. Collet, W. G. Lee la glauconie ne se forme que sous l'eau, dans une mer à eau limpide et à rivages rocheux.

On peut donc dire que les Couches d'Antal se sont déposées dans des golfes ou des bras de mer à eau limpide et qui communiquaient librement avec la mer et qu'à l'époque de leur dépôt, un climat chaud et humide prédominait.

Pour les Couches de Câmpeni qui succèdent dans la série stratigraphique à celles d'Antal, il résulte de la composition de leurs roches constituantes qu'un régime lagunaire était revenu, pendant lequel se sont déposés les gypses, et les marnes gypseuses et les argiles à gypse qui montrent à leur surface des écoulements de boue.

L'abondance de matériel argileux, vaseux, qui entre dans la constitution des roches de cet horizon est également en faveur d'un régime lagunaire.

Le climat doit avoir été chaud aussi dans ce temps-là si l'on en juge d'après la fréquence des marnes et des grès rouges, riches en oxydes de fer, et d'après l'abondance des dépôts de gypse.

A l'époque du dépôt des Couches de Poduri, de la partie

1) M. Walter: **Die Wellenfurchen.** Zts. f. den Naturwiss. und erdkundlichen Unterricht. 1915, p. 272— 273.

Institutul Geologic al României

tout-à-fait supérieure du Salifère, il semble qu'il y avait encore des golfes et des bras de mer qui communiquaient plus librement avec la mer et dans lesquels se sont déposés des sables et des grès, plus rarement des marnes, relativement pauvres en matériel argileux et dépourvus à peu près complètement de gypses.

Nous arrivons donc à la conclusion qu'à l'époque de dépôt de la Formation Salifère, un climat chaud, peut-être très chaud, a régné dans les Sous-Carpathes et a montré deux alternances de sécheresse et d'humidité, en commençant par une période de sécheresse, pendant laquelle se sont déposés les gisements de sel et de gypse, continuant par une période humide pendant laquelle se sont déposées les Couches d'Antal, et se terminant par une phase sèche pendant laquelle se sont déposés les gypses des Couches de Câmpeni. Quant aux conditions bathymétriques, nous avons eu de même deux alternances de périodes lagunaires et de périodes de libre communication avec la mer. Pendant la première période lagunaire se sont déposés le sel et le gypse de l'horizon inférieur; pendant la période suivante avec des golfes et des bras de mer, les Couches d'Antal; ensuite revinrent à nouveau les lagunes et les Couches de Câmpeni se déposèrent, et enfin à l' époque du dépôt des Couches de Poduri, des golfes s'étaient réétablis dans les Sous-Carpathes ainsi que de larges bras de mer".

— M. Gh. Macovei se demande si le matériel rouge du Salifère n'a pas été remanié du Sénonien. Les conclusions de Katzer ne s'accordent pas avec les conditions climatériques du Sénonien. Si dans le matériel vert il existe sûrement de la glauconie, cette dernière n'aurait-elle pas pu être remaniée?

— M. Grozescu. En ce qui concerne les oxydes de fer anhydres, ils semblent avoir été formés sur place dans le Salifère. Quant à la glauconie, il est possible qu'elle soit venue d'ailleurs; mais le fait qu'elle s'altère facilement et qu'elle abonde dans ces roches affermit l'opinion d'une formation sur place.

— M. I. Popescu-Voitesti croit que „les traces de gouttes de pluie" dont parle M. Grozescu ne sont que des concrétions ferrifères ou manganifères; ce sont des traces tectoniques.

Institutul Geologic al României

Les traces de pieds d'oiseaux à contours lisses doivent avoir été formées sur le continent, dans la vase de la rive.

„Les écoulements de boue" seraient dus à des pressions dans les couches, à certains tassements.

Quant à la coloration des couches, il faut observer que la couleur, très variable, ne correspond pas à la stratification. M. Popescu-Voitesti la considère comme secondaire, due à des infiltrations dans le Sénonien, dans le Nummulitique et dans le Salifère.

— M. L. Mrazec. De la communication de M. Grozescu, il résulte clairement que dans les régions étudiées par lui, comme dans les autres régions salifères, à l'époque du dépôt des sédiments qui constituent le complexe de couches grésomarneuses à gypse, les dépôts avaient lieu après la sédimentation des conglomérats, dans une mer peu profonde, à côtes basses, probablement des plaines étendues, le long desquelles avait lieu le jeu des oscillations des rivages d'une mer en régression, dans la partie inférieure de la formation, et d'eaux avançant sur la terre ferme, dans la partie moyenne, respectivement supérieure de la formation. Le faciès rouge qui en Munténie succède aux Conglomérats de Brebu (les Conglomérats de Petricica en Moldavie) est en général légèrement gypsifère et indique en effet une sédimentation dans une région à eau peu profonde, parfois même exempte d'eau, comme il arrive sur les rivages des mers avec un flux et reflux faibles et sous un climat très chaud.

Le lustre de certaines pierres est surtout dû probablement à l'influence du climat en présence d'eaux salées. Il se forme alors souvent une pellicule de fer et de manganèse avec de la silice.

— M. Popescu-Voitesti présente un exemplaire de marne intensément ondulée.

— M. Grozescu rappelle relativement à la coloration du Salifère que les couches de celui-ci ont un aspect rouge homogène, sur des longueurs de plusieurs centaines de mètres et sur de grandes épaisseurs.

— M. Gh. Botez. L'explication de Katzer ne s'applique pas entièrement aux couches rouges du Salifère; elle est applicable dans des régions humides, mais non pas ici où le sel s'est formé sous un climat sec. Il faut encore observer

Institutul Geologic al României

qu'il y a des transitions brusques entre les couches rouges et les autres.

Des „ripple-marks" se forment aussi à des profondeurs de 200 m.

— M. D. Preda démontre que d'après Liesegang, la coloration rouge des couches s'explique par l'influence de la lumière et des substances organiques sur les sels de fer: oxydes et carbonates.

M. D. Preda réfère ensuite sur l'article: **„Die Photochemie der Erde"**, de Raphael Ed. Liesegang, de „Chemie der Erde", Jena, 1914, I Bd.; I H., S 48.

Séance du 17 Mars 1915

— M. L. Mrazec parle: **„Sur la composition des eaux fossiles de gisement des formations pétrolifères et l'origine de leur iode".**

„Les eaux salées du sol peuvent être groupées en: eaux salées de surface et en eaux salées souterraines.

Dans la première catégorie sont comprises les eaux des mers et des océans, l'eau des marais salants, des lacs salés, des sources et rivières salées.

Les eaux salées souterraines peuvent être des nappes d'eau phréatiques salées, en communication avec les lagunes ou les lacs salés; ainsi p. ex. les eaux salées du Bărăgan et les lacs salés de la Plaine Roumaine qui correspondent simplement au point où la ligne de surface coupe l'horizon d'une argile salée diluviale, probablement de la base du loess, comme: Lacul Sărat. Ces cas sont fréquents dans les régions à climat de steppe et de désert.

Les eaux salées souterraines peuvent être des eaux d'infiltrations marines ou des eaux de mer et de lagunes captées, dans l'estuaire colmaté d'une rivière ou provenant de sédiments marins salés mais, pas encore lavés, comme c'est le cas pour les eaux salées du sous-sol du delta du Nil, du Caire jusqu'à la mer. Elles peuvent prendre naissance dans des conditions déterminées, par l'action des eaux douces d'infiltration sur les gisements de sel ou sur les couches argileuses ou non, de certaines formations salifères, comme p. ex.

Institutul Geologic al României

le Permien d'Allemagne, le Trias des Alpes, le Miocène des Carpathes, etc.

Enfin, des nappes d'eau salée se rencontrent dans les formations salifères. J'ai déjà montré (1908) que ces eaux doivent être regardées comme des eaux vétériques ou fossiles, captées par l'affaissement du géosynclinal dans lequel se sont déposés les sédiments constitutifs des formations à pétrole.

En 1907, j'ai établi pour la première fois dans mes leçons sur les gisements de pétrole à l'Ecole des Ponts qu'il n'existe pas de gisements de pétrole importants et non dégradés, surtout parmi les gisements primaires, qui ne soient accompagnés régulièrement d'eaux salées. Cette présence simultanée d'eaux salées et de pétrole n'est pas due au hasard, mais elle nous conduit à la conclusion qu'il doit exister une connexité causale entre ces deux éléments. Toutes les observations convergent vers cette déduction finale que le processus de bituminisation qui donne naissance aux hydrocarbures sur le compte de la substance organique, atteint son plus grand développement et donne son rendement maximal, en présence de solutions salines. La marche de ce pocessus chimique n'est pas encore bien établie, mais c'est un fait indubitable que cette connexion existe, comme le confirme l'observation.

Jusqu'à présent, les chimistes et les géologues n'ont pas prêté, que je sache, une attention particulière au rôle génétique de ces eaux salées. Plus encore, la plupart des géologues ne leur attachent pas même aujourd'hui une importance quelconque et ne les considèrent pas du tout comme un des principaux éléments constitutifs d'une formation pétrolifère. Cela s'explique, si nous tenons compte de la confusion que l'on fait d'habitude entre les hydrocarbures des formations des schistes bitumineux et ceux des formations de pétrole, entre les gisements secondaires et primaires de pétrole, entre les gisements plus ou moins dégradés et les gisements qui sont en parfait équilibre.

Höfer (1909) dit que l'existence d'un rapport entre les eaux salées et le pétrole n'est pas impossible, quoique peu probable et plus tard, en 1912, il parle aussi des eaux syngénétiques, mais il évite de se prononcer d'une manière

Institutul Geologic al României

catégorique. Adams parle dans sa communication au Congrès de pétrole de 1907 de „connate water", mais il ne reconnaît pas la généralité du phénomène; et Zuber (1912), Beyschlag (1911) et d'autres admettent que les eaux salées de Borysław sont des eaux d'infiltration venues de points éloignés du gisement et qui se chargent de sel sur leur chemin.

Depuis plusieurs années, j'ai cherché à avoir des analyses chimiques des eaux des gisements roumains. Il est difficile d'obtenir des eaux irréprochables au moyen des sondes, et je dois avouer qu'il me fut impossible d'obtenir jusqu'à présent une analyse complète. Je dois les analyses partielles à MM. les chimistes Dr. E. D. Popa et V. Dimitriu de l'Institut Géologique. Les eaux analysées par ces messieurs sont surtout des eaux normales de gisement du Méotien, de l'Oligocène et du Miocène inférieur.

Il y a plus de 15 ans, j'ai établi que le Méotien est la formation principale de pétrole des Sous-Carpathes Méridionales. Bien qu'il porte en général les signes d'un gisement primaire de pétrole, le fait que le Méotien est caractérisé par une faune saumâtre et même d'eau douce (*Unionides*, *Helix*, etc.) rend pourtant cette supposition incertaine.

L'eau analysée de l'Oligocène provient du faciès des schistes ménilitiques de la région de la vallée d'Ialomița et de la vallée de Dâmbovița. L'Oligocène est la formation la plus riche en pétrole de tout le Flysch carpathique, surtout dans les Carpathes roumains. Il y a des gisements importants dans l'Oligocène de la Nappe-écaille marginale inférieure de Moldavie (Solonț, Lucăcești, Zemeș, Moinești, Poiana Sărată) et dans l'Oligocène de l'Eperon de Vălenii).

Les eaux salées fossiles du Miocène inférieur sont fréquentes en Olténie et en Munténie, par exemple à Govora et à Vulcana; elles sont accompagnées d'un peu de pétrole: la formation comprend des gisements de pétrole peu abondants et des gaz.

Les eaux des gisements méotiens contiennent 150—200 ‰ de substances fines, constituées presque en entier de Na Cl. L'analyse qualitative indique encore en plus petites quantités: du calcium, du magnésium, des traces de potassium, régulièrement du brome et de l'iode, un peu d'ammoniaque,

Institutul Geologic al României

d'acide phosphorique, de bore et d'hydrocarbures gazeux en quantités variables.

Les sulfates manquent, ce qui est d'ailleurs une règle générale pour toutes les eaux de gisements. Hoefer a depuis longtemps attiré l'attention sur l'absence de sulfates dans des eaux salées contenant aussi des hydrocarbures et il désigne ces eaux ou il voulait voir un type spécial par le nom de „type Ivonicz" d'après une localité balnéaire de Galicie où il a observé ce phénomène pour la première fois. En réalité, ce n'est pas là un fait isolé, le phénomène est général. Là où les sulfates viennent en contact avec la substance organique, ils sont réduits, ce que Bischof a d'ailleurs établi depuis plus de 70 ans.

Si nous comparons la composition des eaux salées avec celle des eaux de mer, nous constatons une différence sensible, bien que l'origine soit la même. Selon Thoulet, l'eau de l'Océan récoltée avec toutes les précautions nécessaires pour avoir une prise irréprochable, possède 35,06 gr de substance fixe par litre, dans la composition de laquelle entrent environ 79 % Na Cl, 9,5 % de sulfates de magnésium et de calcium; le brome est toujours présent tandis que l'iode manque. En calculant une concentration de 150 et 200 grammes par litre, correspondant à celle des eaux vétériques, on devrait trouver 6,7 et 8,5‰ de SO_3, 0,2 et 0,27‰ de brome, et 5,7 et 7,5‰ de magnésium. Or les eaux vétériques sont en général dépourvues de sulfates, comme nous l'avons vu, et généralement plus riches en calcium qu'en magnésium, elles contiennent parfois des carbonates et des quantités considérables d'iode. Dans certaines eaux, cet élément est en plus grande quantité que dans l'eau de mer de même concentration. Ces modifications dans la composition chimique primordiale de l'eau, devenue vétérique est due non-seulement à des facteurs bionomiques, mais aussi à des changements analogues dans le rapport des éléments et, en général, dans l'équilibre des solutions, qui se produisent toujours dans les lagunes et les mers fermées, sous un climat chaud et généralement sec.

A ceci viennent encore s'ajouter les changements non moins importants qui se produisent dans la couche d'eau captée, quand elle est soustraite à la circulation.

Institutul Geologic al României

Il est évident que sa composition chimique est influencée par la composition minéralogique du complexe de roches dans lequel elle se trouve et que c'est seulement au bout d'un certain temps que s'établit un équilibre définitif de solution. En général les eaux des roches calcaires sont un peu plus riches en calcium, celles des dolomies plus magnésiennes et celles qui sont en contact avec des couches d'anhydrite, comme c'est le cas pour certains gisements de la Mer Rouge (Iemsak), contiennent même beaucoup de sulfates et sont d'autre part parfois saturées de H_2S, etc.

Par la dégradation du gisement de pétrole, la composition des eaux fossiles peut varier. Les eaux douces d'infiltration arrivent parfois à se mélanger aux eaux salées ; celles-ci entrent en circulation, se diluent et perdent successivement leurs caractères chimiques primordiaux.

Mais étudions de plus près la composition chimique de ces eaux.

Nous avons dit qu'elles renferment de l'iode et du brome et qu'en général ces deux éléments s'y trouvent en grande quantité. C'est là leur caractère essentiel. Je ne connais pas d'eau de gisement dénuée de brome et iode. Les eaux qui contiennent uniquement du brome sans l'iode sont des eaux salées provenant de la dissolution du sel, car le sel gemme contient toujours du brome, mais on n'a pas pu constater jusqu'à présent la présence de l'iode. D'ailleurs, dans aucune analyse d'eau de mer, préalablement bien purifiée quant aux substances organiques, on ne trouve de l'iode. Armand Gautier (1899) a démontré que cet élément ne se trouve pas à l'état libre dans les eaux de l'Océan au moins dans ses couches supérieures, et Panaiotovitch, un peu plus tard, n'a pu découvrir d'iode dans les eaux de l'Adriatique, même par analyse spectroscopique. L'absence de l'iode dans l'eau de mer a été constatée déjà par Ricci (1854) qui se demande si l'iode et le brome ne seraient pas des états allotropiques du même élement.

En échange, nous trouvons d'habitude l'iode à côté du brome dans la plupart des eaux lagunaires et des lacs salés concentrés, dans toutes les eaux salées fossiles ; l'iode seul dans les dépôts de phosphates, parfois dans des argiles bitumineuses, même dans des calcaires et des dolomies, etc.

Institutul Geologic al României

Si l'eau de mer est exempte d'iode dans ses couches supérieures, l'examen des organismes marins nous montre que non-seulement tous contiennent de l'iode mais même que certains d'entre eux en sont fort riches. Je ne puis entrer dans les détails de cette question, qui dépasseraient le cadre de cette communication. On sait que les grandes algues marines (*Varech, Laminaires, Fucus*, etc.) contiennent de grandes quantités d'iode. Cet élément fut d'ailleurs extrait de ces plantes, jusqu'au jour où il fut remplacé sur le marché par l'iode des gisements de nitrates.

En résumé, l'eau de mer dans ses couches supérieures, celles qui furent analysées ne contient pas d'iode ou en contient des quantités si petites qu'on ne peut les discerner avec les méthodes habituelles d'analyse. La vie marine, par son pouvoir sélectif, concentre l'iode dans ses organismes et surtout dans certaines espèces d'algues, éponges, etc., ou dans certains organes des êtres vivants.

Dans les eaux salées fossiles, on trouve toujours de l'iode et au moins des traces de cet élément dans la plupart des sédiments marins et bitumineux.

La quantité d'iode dans les eaux vétériques est relativement grande. Ces eaux sont des eaux de lagunes, des eaux de régions thalassiques des mers, comme il ressort du faciès pétrographique et faunistique du complexe de roches dans lequel elles sont captées.

Il va pour ainsi dire de soi d'admettre que l'iode de ces eaux est d'origine organique, que la substance organique a donné le matériel nécessaire à la bituminisation, en cédant son iode aux solutions salées. La présence de l'iode dans les eaux de gisements des formations pétrolifères est la preuve chimique naturelle la plus importante de l'origine organique du pétrole.

Depuis plus de 15 ans, j'ai pu tirer ainsi des conséquences pratiques de la présence de l'iode dans les eaux de gisements ; elle permet en effet à l'exploitation de distinguer ces eaux inhérentes aux gisements primaires et à de nombreux gisements secondaires des eaux salées étrangères et permet de contrôler de près le régime des eaux vétériques dans une région d'exploitation.

Institutul Geologic al României

Une faible concentration d'une eau de gisement est un indice qu'elle est mélangée à une eau douce, étrangère au gisement. Ce phénomène peut être dû ou bien à la dégradation du gisement ou à l'introduction de certaines eaux superficielles ou supérieures par le forage.

L'absence d'iode dans des eaux salées concentrées est un indice que la solution s'est formée par dissolution de sel et que l'eau par conséquent n'est pas une eau de gisement fossile.

Cependant, en dehors de ces indications si importantes pour l'exploitation du pétrole, la haute teneur en iode et en brome de certaines couches riches en eau de nos régions pétrolifères m'a suggéré l'idée d'en extraire l'iode et éventuellement le brome, surtout de nos jours où la guerre actuelle complique tellement notre approvisionnement en iode venant de l'étranger.

Les eaux méotiennes de Filipestii de Pădure et de Moreni p. ex. contiennent jusqu'à 150 gr d'iode et 1 kg de brome par mètre cube d'eau ou 330-340 gr d'iode et 6,5 kg de brome par tonne de résidu fin, c'est-à-dire de sels secs.

Je crois que ces données sont suffisantes pour pouvoir convaincre les milieux compétents qu'une extraction de ces deux éléments est non-seulement possible mais présente même un rendement économique satisfaisant.

J'ai demandé à M. le Dr. E. Popa du Laboratoire de Chimie de l'Institut Géologique d'étudier la question de plus près.

En somme, toutes les eaux salées de gisement présentent par leur composition un grand intérêt pour notre balnéologie, étant donné que tous les chantiers pétrolifères peuvent devenir aussi des stations balnéaires. La plupart sont qualitativement voisines de celles de Govora et de Vulcană. Ces deux eaux sont des eaux de gisement du Miocène inférieur. Elles se distinguent des eaux méotiennes et du Flysch par le rapport entre la substance fixe et les éléments d'iode et brome. Ce rapport est de 1:410-610, 1:2100 pour les eaux de Govora et de Vulcana et 1:11.000 pour l'eau méotienne la plus riche en iode. Bien que ces eaux aient donc une concentration plus petite, leur teneur en iode est cependant extrêmement grande. Elles sont accompagnées de quantités relativement petites de pétrole et de gaz. La

Institutul Geologic al României

formation de pétrole est peu importante, au moins dans cette région.

D'ailleurs mon impression est que toutes les eaux salées, du type de celle de Govora sont probablement caractéristiques de gisements de pétroles, peu considérables. La formation est entièrement imprégnée d'hydrocarbures, mais le pétrole ne forme pas de gisements importants et dans les quelques cas qui me sont connus, il n'a pas la composition normale du pétrole des grands gisements; il est très léger, de couleur claire et pauvre en résidus".

— M. St. Cantuniari réfère sur l'article: **„Die Formen der Kantenkiesel"** de W. Pfannkuch. Geol. Rundschau. Bd. V. H. 4. 1914—S. 247.

NOTE: En 1908, le Ministère de l'Industrie a institué sous notre présidence une commission pour l'étude de l'inondation de la région de Buştenari-Telega. Le gisement de pétrole est dans le Méotien. L'érosion a découvert ici tout le bord septentrional de la zone méotienne de sa couverture protectrice de marnes argileuses pontiennes. Le cours supérieur des eaux Mislişoara, Grâuşor, Telega est profondément taillé dans le Méotien. Sur cette étendue découverte et érodée, les couches du Méotien sont exposées à l'infiltration des eaux de surface, jusqu'à environ 1/2—3/4 de leur épaisseur. Les eaux de gisement salées sont ou remplacées par des eaux douces ou diluées. Ce phénomène de dégradation est cependant restreint à une zone large seulement de quelques centaines de mètres, jusqu'un peu plus au Sud de la limite actuelle du Pontien marneux. Aux approches de cette ligne, le phénomène de dégradation se retire successivement dans les couches supérieures du Méotien pour disparaître complètement dans la zone d'affleurements pontiens. Le gisement a atteint ici son équilibre normal. Lorsqu'on entreprit l'occlusion des eaux, une confusion très grande régna; on ne fit pas de distinction entre les eaux de circulation et les eaux de gisement non-atteintes par leur onde. En outre, on ne tint pas compte d'un autre phénomène: dans les sables méotiens se trouvent fréquemment des fortes concrétions gréseuses. Habituellement les eaux se localisaient, surtout à Grâuşor et à Mislişoara, dans ces concrétions considérées comme des couches de grès. On comprend que l'isolement de ces eaux était illusoire. Dans le contrôle des couches d'eau, le titre d'iode des eaux fossiles m'a permis de suivre le phénomène de dégradation avec la plus grande précision et de distinguer les eaux salées influencées par les gisements de sel de la vallée de Doftăneţ (Stejar — F. Poenereanca-Rece) des eaux fossiles normales.

Institutul Geologic al României

Séance du 3 Avril 1915

— M. Otto Protescu communique: **„Quelques données relatives à l'âge de certaines unités stratigraphiques de la région de Şotrile-Brebu-Breaza" (district de Prahova).**

„Les formations suivantes prennent part à la constitution géologique de la région de Şotrile-Brebu-Breaza:

1. **Les marnes rouges sénoniennes.** Ces marnes apparaissent sous la forme d'une bande continue aussi bien au bord externe que le long du bord interne de la Nappe sénonienne. Leur couleur est rouge-griotte avec des nuances allant jusqu'au rouge-blanchâtre, certaines sont presque blanches ou gris-vert, avec de nombreuses veines de calcite et des intercalations de grès fin à *Foraminifères.*

D'après MM. L. Mrazec et I. Popescu-Voiteşti, les marnes rouges sénoniennes représentent un faciès de profondeur (1).

Dans la région de Petriceaua, à l'E, elles apparaissent laminées et étranglées en une série d'îlots, qui passent vers l'W à une bande continue.

Au Nord de la colline de Cucuiatu (Şotrile), les marnes sénoniennes forment un anticlinal à flanc sud vertical et dont le flanc septentrional est incliné d'environ 40°. A Şotrile Vistierului, le Sénonien apparaît au-dessus des sables et des grès cénomaniens, et entre la vallée du Cricov et celle de Prahova, au bord interne de la nappe, il chevauche sur la Nappe du Grès de Fusaru qui apparaît en-dessous sous forme de fenêtre.

Sur la ligne de chevauchement de la Nappe du Grès de Siriu sur la Nappe des marnes rouges sénoniennes, apparaît une série de klippes (2) formées en partie de calcaire jurassique (Tithonique) et d'autre part de calcaire conglomératique bréchoïde à restes de *Belemnites (Neohibolites)* cfr. *minimus* Lister. Quelques-unes de ces klippes sont exploitées dans

---

1) L. Mrazec et I. Popescu-Voiteşti. **Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie.** (Annuaire Inst. Géol. de Roum. Vol. V. fasc. 2. 1911).

2) De telles klippes se trouvent indiquées par MM. Mrazec et Popescu-Voiteşti dans les vallées de Prahova et de Doftana, attribuées par le dernier auteur au Gault. (Voir L. Mrazec et Popescu-Voiteşti. **Contributions à la connaissance des nappes,** etc.

Institutul Geologic al României

des carrières; celles de Petriceaua, Şotrile (Valea-Roşie) et de la vallée de Doftana atteignent un volume de 5-7 mc. Ces klippes s'avancent parfois beaucoup vers le S et nous les trouvons soit sur le dos de l'Oligocène ou des schistes noirs, soit même sur les dépôts de la Cuvette de Slănic, comme c'est le cas pour celles de la vallée de Câmpiniţa.

2. **Le Nummulitique du type de Şotrile.** Ces dépôts apparaissent bien développés dans la région de Şotrile. Les horizons sous lesquels ils se présentent sont les suivants:

a) **L'horizon marneux à Fucoïdes.** Représenté par des marnes grises-blanchâtres, parfois gris-vert ou brun-rouge à fucoïdes et intercalations de grès à hiéroglyphes, cet horizon apparaît à découvert dans la Valea Rea (Petriceaua) sous forme de deux plis anticlinaux qui disparaissent sous l'horizon gréseux à *Orbitoïdes* et *Bryozoaires*, avec une inclinaison de près de 70°.

A Cheile Doftanei et au N. de la colline de Cucuiatu (Şotrile), de même que dans la Valea Şerbuloaia et Valea Ocina, les marnes à fucoïdes s'appuient sur les marnes rouges sénonlennes.

b) **L'horizon gréseux à Orbitoïdes et Bryozoaires.** Au-dessus des marnes blanchâtres à fucoïdes, nous trouvons des couches formées alternativement de marnes argileuses, grises et de grès schisteux micafères, riches en silice, pleins de *Foraminifères* de *Bryozoaires* et de grès schisteux marneux à hiéroglyphes.

M. Mrazec (1) a signalé à la surface de ces grès la présence d'une microfaune nummulitique qui a été déterminée par Koch (2) et fut trouvée identique à celle des marnes à *Orbitoïdes* et à *Bryozoaires* de Buda (Hongrie) et de Cluj.

M. Botez (3) a étudié plus en détail les grès éocènes de

1) L. Mrazec. **Despre prezenţa Bartonianului în judeţul Prahova.** An. Acad. Rom. ser. II, Tome XXVIII 1906, p. 385.

2) Koch. **Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile.** I. Palaeogene Abt. 1894.

3) G. Botez. **Comunicare preliminară asupra Bartonianului din judeţul Prahova.** Anuar. Inst. Geol. al Rom. Vol. II. 1909. p. 2 (4). op. cit. p. 14.

Institutul Geologic al României

la région de Şotrile et a déterminé une série de fragments d'*Echinodermes*, de *Bryozoaires*, de petits *Brachyopodes*, d'*Ostracodes* et de nombreux *Foraminifères* qu'il a trouvés identiques aux formes des Couches de Priabona dans le N de l'Italie.

Selon M. I. Popescu-Voiteşti, l'horizon à *Orbitoïdes* et *Bryozoaires* correspondrait à l'Eocène moyen et en partie aussi à l'Eocène supérieur.

Au cours des études que je poursuis sur le développement de la microfaune des terrains tertiaires de Roumanie, j'ai étudié la microfaune paléogène de toute la zone nummulitique de la région de Petriceaua-Şotrile-Breaza.

En examinant le matériel gréseux organogène de sa base, c'est-à-dire là où l'horizon gréseux prend contact avec les marnes à fucoïdes ou avec les marnes rouges sénoniennes et jusqu'à la partie supérieure où les grès à *Foraminifères* passent à des grès sableux à écailles de poissons et à faciès de schistes dissodiliques, j'ai constaté que le Nummulitique du type de Şotrile (Eocène supérieur) peut être divisé aussi bien au point de vue pétrographique qu'au point de vue paléontologique en 2 horizons distincts:

1) L'horizon inférieur formé de grès schisteux remplis d'*Orbitoïdes* et de *Bryozoaires*, avec quelques formes de *Nummulites* de petite taille du groupe des *Nummulites variolaria* Sow. et *Nummulites striata* d'Orb., puis avec des *Gypsina Globulus* Reuss et d'autres nombreux *Foraminifères*.

2) L'horizon supérieur formé de grès micafères, très riches en silice, de couleur gris-jaune, plein d'*Operculines*, de *Bryozoaires* et de nombreux *Foraminifères* agglutinants (1). Ces grès alternent avec des schistes argileux. Les *Nummulites* dans cet horizon sont rares et appartiennent au groupe des *Nummulites Fichteli* Mich.

1) La description détaillée de cette microfaune apparaîtra prochainement dans une étude générale sur les Foraminifères tertiaires de Roumanie.

Institutul Geologic al României

Gypsina globulus Reuss fait défaut et la présence des formes agglutinantes dans l'horizon supérieur nous démontre un caractère continental lagunaire beaucoup plus accentué à la partie supérieure du Nummulitique que vers sa base.

Les *Orbitoïdes* (1) ont de l'importance pour les couches de l'Eocène supérieur. Bien que nous en rencontrions les mêmes espèces dans l'Eocène moyen (Lutétien) et d'après Haug (2) même dans l'Eocène inférieur (Montien), le maximum de développement de ces formes se trouve cependant à la limite de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène inférieur (Bartonien-Ligurien).

L'abondance des *Orbitoïdes*, comme aussi de tous les autres *Foraminifères* déterminés par nous dans les couches de l'horizon de base nous montrent une microfaune identique à celle étudiée par Uhlig (3) à Wola Luzanska, par Grzybowski (4) à Folusz Dukla (Galicie) et par Hantken dans les Couches à *Clavulina Szaboi* dans la région de Bakony (Hongrie). En ce qui concerne l'âge des couches à *Orbitoïdes*, Uhlig, Grzybowski et Hantken les rapportent à la limite entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur (Bartonien-Ligurien).

La présence dans nos couches à *Orbitoïdes*, de l'espèce *Nummulites Boucheri* De la Harpe, une espèce que Koch et Vutskits considèrent comme caractéristique pour les couches supérieures éocènes, de même que la ressemblance de la microfaune de nos couches à *Orbitoïdes* et *Bryozoaires* avec celle de Wola Luzanska et des autres localités de Galicie et de Hongrie, me permettent de considérer nos couches à *Orbitoïdes*, *Nummulites* et *Gypsina globulus* Reuss comme représentant la limite entre l'Eocène tout-à-fait supérieur et l'Oligocène inférieur.

De même que les *Orbitoïdes* ont leur importance pour la partie terminale de Eocène supérieur, de même les *Opercu-*

---

1) *Orbitoïdes* d'Orb = *Orthophragmina* Munier Chalmas = *Discocyclina* Gümbel = *Lepidocyclina* Gümb. = *Miogypsina* Sacco.

2) E. Haug. **Traité de Géologie.** Vol. II. Fasc. III. 1911.

3) Uhlig. Jahrbuch der geol. Reichsanstalt 1886.

4) Grzybowski. **Die Microfauna der Karpanthenbildungen.** 1875.

Institutul Geologic al României

lines représentent les couches qui se trouvent au-dessus de l'horizon à *Orbitoïdes*.

Les *Foraminifères* déterminés dans ces couches supérieures se distinguent absolument de ceux de l'horizon de base. La majorité des formes appartient aux formes agglutinantes. Les *Orbitoïdes* sont fort rares. *Gypsina globulus* Reuss n'apparaît pas. Les *Nummulites* disparaissent, ce qui nous prouve que les eaux se sont rafraîchies au point de ne plus remplir les conditions d'existence des *Nummulites*. Bien que le refroidissement de la mer éocène, dû aux courants qui venaient du N de l'Europe ait commencé au Bartonien, la mer a toutefois encore gardé quelque peu le caractère équatorial pendant le Bartonien ainsi que nous le prouve la présence des *Nummulites* qui sont cependant de taille fort réduite.

Les couches supérieures à *Operculines* sont développées à la limite externe de la Nappe des marnes rouges sénoniennes, sur la ligne de chevauchement du Flysch sur le Salifère miocène, broyées avec les Schistes noirs (Couches de Cornu). De même, nous les trouvons aussi à jour sous le synclinal de conglomérats miocènes du sommet de Pietrişu (Şotrile).

La microfaune de l'horizon à *Operculines* a beaucoup d'analogie avec la microfaune oligocène de la Galicie et du N de l'Allemagne et nous pouvons la considérer comme équivalente aux Couches de Hoja en Transylvanie que Koch place à la base de l'Oligocène. Selon Grzybowski (1), les formes agglutinantes sont caractéristiques des couches tongriennes de Galicie.

Le fait que les couches à *Operculines* se trouvent à la base de l'Oligocène de type dissodilique qui, nous le savons, correspond à l'Oligocène moyen et le fait que la plupart des formes agglutinantes se rencontrent dans l'Oligocène inférieur de Galicie nous portent à considérer les couches à *Operculines* comme représentant la base du Néonummulitique (Oligocène inférieur): le Lattorfien.

3. **Le Grès de Fusaru.** Le grès de Fusaru participe aussi à la constitution de la Nappe des marnes rouges séno-

1) I. Grzybowski : **Die Microfauna der Karpathenbildungen.** Bull. de l'Académie des Sciences de Cracovie II. 1896.

Institutul Geologic al României

niennes; il est représenté par des sables gréseux, conglomératiques, d'une couleur gris-jaune devenant jaune-brun quand ils sont altérés.

Le Grès de Fusaru reste caché sous la Nappe des marnes sénoniennes et représente d'après M. I. Popescu-Voitești l'Eocène supérieur. En effet, les restes de *Foraminifères* tels que les *Nummulites*, les *Assilines*, les *Orbitoïdes*, qui se rencontrent dans ces grès, nous montrent que nous avons à faire à une microfaune identique à la microfaune de l'horizon gréseux à *Orbitoïdes*.

4. **L'Oligocène de type dissodilique.** Au-dessus des couches à *Operculines*, (Oligocène inférieur) il vient sur les bords de la Cuvette de Slănic, aussi bien sur le bord septentrional que méridional, une série de couches formées d'argiles schisteuses qui passent à de véritables schistes dissodiliques, à intercalations de ménilites et de grès sableux à écailles de poissons. Les couches sont fortement plissées et parfois nous les trouvons broyées avec les gypses inférieurs de la base de la Cuvette de Slănic, formant une série de lentilles écrasées sur la la ligne de chevauchement du Flysch sur le Salifère miocène.

Les schistes dissodiliques présentent à la surface des restes de *Poissons*, de *Myriapodes* et des traces de vers. Cet horizon dissodilique doit être comparé aux schistes marneux feuilletés à écailles de poissons et à *Meletta crenata* Haeck. de Nagy Ilonda et aux couches à *Meletta crenata* de Galicie et du Nord de l'Allemagne qui sont considérées comme représentant l'Oligocène moyen = le Ruppélien.

5. **Les Schistes noirs et les gypses inférieurs.** Le long de la Cuvette de Slănic et au-dessus des schistes dissodiliques viennent aussi des gypses fortement plissés, parfois broyés, soit avec l'Oligocène dissodilique, sur lequel ils reposent, soit avec des schistes argileux noirs bitumineux à intercalations de grès à *Foraminifères* et qui ont été dénommés par M. L. Mrazec „Couches de Cornu". Parfois ces schistes noirs apparaissent broyés avec l'horizon même du grès à *Operculines* (l'Oligocène inférieur), comme on peut le voir dans la vallée Sărăcila, au dessous du sommet de Străjiștea (Cornu), dans les vallées de Cacova (Breaza-de-Jos) et de Doftana (Șotrile).

Institutul Geologic al României

Selon M. Mrazec, les argiles noires (Couches de Cornu) et les gypses bitumineux inférieurs, représenteraient des dépôts apparentés en partie aux dépôts à sel du I-er Méditerranéen.

L'examen de la microfaune des Schistes noirs nous montre que nous avons à faire à des formes appartenant au II-ème Méditerranéen et le caractère pétrographique indique un faciès lagunaire.

Pour déterminer l'âge des Couches de Cornu nous devons prendre en considération deux séries de faits: 1. La position stratigraphique des Schistes noirs qui nous montre qu'ils apparaissent toujours au-dessus des gypses inférieurs et sous les conglomérats miocènes de la Cuvette de Slănic; 2. Les micro-fossiles appartiennent pour la plupart au II-ème Méditerranéen de sorte qu'on doit déduire que les Schistes noirs (les Couches de Cornu), représentent l'époque du II-ème Méditerranéen.

6. **La Cuvette du golfe de Slănic.** Cette cuvette est formée de conglomérats, de grès, de sables, de marnes grises schisteuses, de marnes sableuses, de sables marneux, gris ou rougeâtres, à intercalations de gypse (gypses supérieurs) et de tuf dacitique, et d'autre part de marnes à *Globigérines*.

La Cuvette de Slănic est supportée par les marnes rouges sénoniennes, et ses différentes parties limitrophes sont brisées et repoussées soit vers le N, comme le synclinal de conglomérats miocènes du sommet de Pietrişu (Şotrile), soit vers le S, comme le synclinal de Proviţa-de-Sus.

En ce qui concerne les formes de *Foraminifères* rencontrés, on peut dire qu'aussi bien les *Foraminifères* des dépôts inférieurs et supérieurs de la cuvette que ceux des marnes à *Globigérines* nous montrent que nous avons à faire à une microfaune appartenant exclusivement au II-ème Méditerranéen; les formes trouvées se rencontrent spécialement dans les dépôts du Tortonien".

— M. I. Popescu-Voiteşti confirme la présence de l'Eocène supérieur à Şotrile et la place du Grès de Fusaru vers le milieu de l'Eocène supérieur. Il donne une description stratigraphique et tectonique de la Cuvette de Slănic.

— M. L. Mrazec. Au sujet des Couches de Cornu et des

Institutul Geologic al României

dépôts helvétiens de la Cuvette de Slănic, je crois qu'il est difficile d'établir l'âge des divers dépôts au moyen de la micro-faune qui indique plutôt les conditions de sédimentation des roches dans lesquelles elle se trouve que l'âge de celles-ci et qui, comme l'on sait, a en majeure partie une large distribution verticale dans la succession des formations géologiques.

Des études de M. Protescu, il résulte cependant quelque uniformité de la micro-faune du SE de l'Europe, c'est-à-dire en Transylvanie, en Hongrie et dans toute la Roumanie.

Les klippes de calcaire dont il a été question ne sont pas en place; elles sont enveloppées dans les couches supérieures du Crétacé inférieur, associées même à des tufs diabasiques et à des diabases-porphyrites. Le Crétacé inférieur est ici plissé et laminé. Là où on trouve ces klippes à la surface, reposant soit sur le Paléogène, soit sur l'Helvétien, découvertes par l'érosion et effondrées de leur hauteur, peut-être grâce à leur poids, elles sont restées comme un témoin du Crétacé chevauchant sur les formations plus jeunes et aujourd'hui enlevé par l'érosion.

— M. Mrazec croit devoir les considérer comme des klippes de rabotage, produites par les mouvements des nappes.

Séance du 10 Avril 1915.

— M. Al. Gh Dumitrescu-Aldem fait le résumé suivant sur:

Le véritable problème de la Plaine Roumaine.

„A l'W et à l'E, cette plaine se présente sous forme de deux individus absolument distincts, fait suffisamment relevé jusqu'ici par les géologues et les géographes (1).

Aussi bien la tectonique et la stratigraphie que l'apparente uniformité des formes du terrain sont autant de caractères qui individualisent la plaine à l'W du Jiu d'une part, à l'E de l'Argeş d'autre part. Pour cette dernière région, les levés topographiques et les recherches géologiques ont facilité l'étude des problèmes de cette plaine orientale: le mouvement régional tout entier de sens négatif (affaissement),

1) Voir toute la bibliographie dans: **Die untere Donau** par Al. Gh. Dumitrescu-Aldem, Berlin 1911.

Institutul Geologic al României

l'affirmation de quelques dépressions locales (sur la ligne de Mărculeşti), la divagation des rivières en rapport avec ces dépressions, etc.; la ligne Titu-Crevenicul mare (1) limite à l'W cette section de la Plaine Roumaine, qui comprend: les plaines de Brăila, du Buzău, d'Ialomiţa, jusqu'aux berges de l'Argeş, près de cette ligne.

Pour le plaine occidentale, aussi bien les levés topographiques que les recherches géologiques ne sont pas encore très avancés de sorte que nous ne pouvons qu'indiquer quelques problèmes qui regardent spécialement cette plaine (2): nous pouvons seulement affirmer que la section occidentale de la Plaine Roumaine se trouve en quelque sorte en équilibre stable depuis les divagations fluviales récentes (géologiquement récentes) qui eurent lieu dans cette plaine.

Nous ne savons pas si cette section occidentale de la Plaine Roumaine s'étend aussi à l'E du Jiu pour arriver jusqu'à l'Olt; mais ce qui est sûr, c'est que les lignes de niveau (3) de part et d'autre de l'Olt tendent vers le Danube, tandis qu'à l'W du Jiu et à l'E de l'Argeş, ces lignes au contraire s'éloignent du Danube. Nous savons également que dans la Plaine Roumaine de part et d'autre de l'Olt jusqu'au Jiu et jusqu'à l'Argeş, il n'est pas question de divagations récentes (4), ce qui m'a permis et me permet encore de soutenir que cette partie moyenne de la Plaine Roumaine constitue une section spéciale de transition de l'W à l'E de la Plaine Roumaine, section qui n'appartient cependant ni à l'W ni à l'E de cette plaine et qui doit son individualité à un mouvement positif lent mais continu qui eut lieu durant tout le Quaternaire; ce mouvement s'est toujours manifesté dans la direction N—S, comme un écho, une répercussion

1) Vălsan: **Asupra limitei între Câmpia Română şi Câmpia Olteniei.** Bulet. Soc. geografice. Vol. XXXV. 1914. Bucureşti.

2) Voir: **„Die untere Donau"** p. 36.

3) Les lignes de niveau propres à la plaine, c'est-à-dire jusqu'à 300 m de hauteur.

4) Le déplacement du cours inférieur de l'Olt vers l'Est est un glissement sur son propre cône de déjection et non pas une divagation; ce glisement peut être rapporté aux dépressions locales, aux conditions de faciès ou aux conditions stratigraphiques d'individualisation de cette section médiane de la Plaine Roumaine.

Institutul Geologic al României

des mouvements positifs de la région correspondante de montagnes et de collines; ce qui a donné possibilité aux eaux d'entre le Jiu et l'Argeş de faire frôler au Danube la Plateforme prébalkanique.

C'est précisément le fait suivant qui donne son individualité à la partie centrale de la Plaine Roumanie à savoir qu'un début de mouvement positif s'est effectué à l'E, mais ne s'est pas accentué davantage (les fonds des anciens lits sont aujourd'hui alluvionnés) et n'a pas eu lieu à l'W au début du Quaternaire (les divagations), mais s'est affirmé immédiatement (les terrasses taillées dans les matériaux des divagations antérieures), tandis qu'au centre de la Plaine Roumaine, dans la région d'Olt-Vedea un semblable mouvement positif une fois commencé n'a plus été interrompu, mais au contraire s'est continué lentement. Une étude plus précise de cette section moyenne placera dans une lumière plus vive, les caractères spéciaux de cette région (1) qui serait donc non-seulement un pont de transition, mais aussi une région de bascule entre la nature et le sens des mouvements tectoniques de l'Est et de l'W de la Plaine Roumaine".

— M. Em. Protopopescu-Pake admet que la région, comprise entre Jiu et Argeş est individualisée à en juger d'après le cours des rivières et les formes d'affaissement. Il développe la question relative à l'extension vers le N des rivières balkaniques et à leur influence sur la Plaine Roumaine et les terrasses au N du Danube.

Il n'admet pas cependant la liaison établie par M. Dumitrescu-Aldem entre la déviation à l'E de l'Olt et l'affaissement de Titu.

De même, il ne peut admettre le rôle du deuxième affaissement, au NE d'Alexandria.

— M. Ionescu-Argetoaia démontre qu'on ne peut séparer la région, entre Jiu et Argeş et la Dépression Gétique de la Plaine Roumaine. Il croit que c'est là où l'Olt va vers l'E, qu'est la zone de liaison entre la Plaine Roumaine et la Dépression Gétique.

De l'exposé de M. Protopopescu-Pake, il résulte que la Plaine Roumaine est aujourd'hui affaissée, comme elle le fut

1) Voir les profils p. 19: **Die untere Donau.**

Institutul Geologic al României

au Quaternaire. Ceci expliquerait la déviation de toutes les rivières vers l'Est.

— M. I. Popescu-Voitești. Dans les mouvements relatifs de la Plaine Roumaine et de la Dépression Gétique, les grandes lignes tectoniques, spécialement la ligne de Dâmboviţa, ont joué un rôle important.

M. Popescu développe l'historique de la Dépression Gétique et de la Plaine Roumaine au Pliocène et au Quaternaire, d'où il résulte qu'entre ces deux unités des déplacements basculaires eurent lieu étant donné qu'entre elles il existait une ligne formant un axe de bascule.

L'axe de dépression maxima de la Cuvette Gétique, la ligne Craiova-Piteşti, correspond comme orientation aux cuvettes carpathiques et est approximativement parallèle à la chaîne montagneuse du Cristallin.

Au cours de l'historique de la Plaine Roumaine pendant le Tertiaire récent, l'orateur met en relief l'idée qu'entre cette plaine de la Dépression Gétique il duty avoir un axe stable, de part et d'autre d'où ces deux dépressions jouaient en sens habituellement opposé. Cet axe correspond à la ligne de la Dâmboviţa et il est représenté par la région entre Olt et Argeş, là où la côte 100 s'incline plus vers le Sud; il se prolonge le long du cours de la Vedea et du Vid et joue actuellement comme il joua jadis. Il se continue au S par la ligne volcanique de Şiştov et il a un large écho dans la dépression de Braşov et dans la Cuvette Transylvaine et il se trouve en rapport avec les éruptions de Transylvanie.

Les cours des rivières dans la Plaine Roumaine ont été influencés aussi par l'affaissement de cette plaine et par l'action des graviers prébalkaniques.

— M. Gh. Murgoci observe que la région entre Jiu et Argeş ne ressemble ni à la Dépression Gétique ni à la Plaine Roumaine: elle est en réalité une région de transition entre deux formes morphologiques très différentes et elle emprunte son caractère à l'une et à l'autre.

Il rappelle les différences géologiques fondamentales entre la Plaine Roumaine et la Dépression Gétique et il dit que la région entre Jiu et Argeş représente précisément la zone de transition entre ces deux unités.

Institutul Geologic al României

Il admet lui aussi que la ligne Titu-Crevenic est une zone d'affaissement; elle se trouve en continuation de la dépression Fócşani-Buzău-Mizil et va jusqu'aux sources de Vedea. Elle caractérise la divagation à l'E de l'Ialomiţa, de la Prahova, du Snagov, du Cociocu et de l'Argeş avec son affluent, la Câlniştea. L'axe du géosynclinal de la Plaine Roumaine passerait, à son avis, à l'ENE de Bucarest.

Près de la ligne Buzău-Mizil, les couches du Pliocène forment un coude et un synclinal profond plus au S, puis, elles se relèvent dans la région de Mărculeşti. Le Danube coule sur le flanc méridional de ce géosynclinal. M. Murgoci ne voit pas de continuité entre la ligne de Dâmboviţa et la ligne de Şiştov.

Le déplacement de l'Olt à l'E est dû à l'inclinaison des couches à l'E et à l'action des affluents de droite.

La colline au N de Turnu-Măgurele est à 128 m d'altitude et ne supporte pas de terrasse supérieure. A sa base, on trouverait probablement le Levantin. Cette région serait reliée à la Plateforme prébalkanique.

Les graviers de Roşiorii-de-Vede seraient aussi balkaniques.

M. Murgoci ne pense pas que les rivières bulgares coulaient dans un lac quaternaire sur notre territoire, et il croit que les graviers balkaniques des terrasses au N du Danube furent apportés et déposés par le Danube lui-même.

— M. Sava Athanasiu dit que les faits géologiques précis connus sur l'histoire de la Plaine Roumaine sont trop concis pour qu'on puisse tirer des conclusions plus avancées.

Il n'estime pas que la région entre Argeş et Olt ait pû être une arrête, une sorte de charnière séparant deux dépressions, la Dépression Gétique de la Plaine Roumaine, car il est difficile d'expliquer pourquoi on trouve précisément dans cette région les cônes de déjection des rivières balkaniques.

De même, il croit qu'on exagère l'importance de la ligne Şistov-Dâmboviţa et conseille d'étudier les faits de plus près.

M. S. Athanasiu réfère ensuite sur le travail de A. Penck: **Antarktische Problem**, Akad. der Wissensch. Sitzungsber. der K. Preuss. Akad. 1914. IV.

Institutul Geologic al României

Séance du 17 Avril 1915.

— M. L. Mrazec parle sur : „I. **Les traces de reptation dans les vases des lagunes de la Mer Rouge**“ et II. „**Sur un cas de formation de lentilles de marnes argileuses dans des dépôts côtiers sableux**“.

„I. Au cours de mon voyage dans les parages septentrionaux de la Mer Rouge pendant les premiers mois de l'année 1913, j'ai eu l'occasion de visiter la région des récifs coralliens décrite en partie par Joh. Walter et les côtes du Golfe de Suez et de la péninsule de Sinaï.

La Mer Rouge est une mer fermée, entièrement comprise dans la zone désertique septentrionale du globe. Ses eaux, lourdes et bleues sont pendant l'hiver continuellement agitées. Les vents septentrionaux du désert foucttent l'écume blanche des crêtes des petites vagues qui avec une force indescriptible battent les flancs des navires.

La marée est faible : 50-70 m dans la partie septentrionale de la mer. La puissance du vent du Nord soufflant de la terre ferme est pourtant parfois assez grande pour que sur les côtes basses et vastes des lagunes et des golfes, les eaux du flux soient repoussées et tenues à quelques centaines de mètres de leur limite maxima de progression. De cette façon, des zones côtières basses, parfois assez étendues, restent exposées longtemps à l'insolation ininterrompue du désert et à la tourmente des vents secs de terre.

La côte égyptienne est en général sableuse ; tout le long de celle-ci se dessine la bordure d'une jeune terrasse récifale, élevée d'environ 15 m au-dessus du niveau actuel de la mer.

En certains endroits, la ligne de cette terrasse descend jusqu'au rivage actuel de la mer. Des phénomènes et des problèmes géochimiques et biochimiques des plus intéressants se présentent au naturaliste dans toute cette contrée lagunaire et côtière.

L'insolation puissante, l'air sec et l'atmosphère d'une rare limpidité, l'absence de précipitations pendant des années, ont une action spéciale sur la vie marine et côtière et il se produit des réactions géochimiques spéciales, caractéristiques du climat désertique.

Je ne voudrais parler que de l'un des nombreux phéno-

Institutul Geologic al României

mènes que j'ai rencontrés, le phénomène des traces de reptation de la lagune de Yemsah, au S des monts de Djebel Zeït sur la côte égyptienne. La connaissance et l'étude de ces traces présente un intérêt considérable pour nous, car dans le Flysch des Carpathes nous rencontrons avec les hiéroglyphes des phénomènes analogues.

La lagune, fort peu profonde, est ouverte au Sud. Un petit cordon littoral la préserve cependant de l'action directe des vagues produites par les vents du Sud. Elle est creusée dans le Miocène à gisements de sel, qui est formé dans cette région de puissantes couches de dolomie récifales.

Il faut remarquer que ces formations récifales ne semblent s'être développées que sur un support argileux, peu épais, qui les sépare de l'anhydrite de leur lit. Sur ce complexe s'étendent des grès et des dolomies siliceuses miocènes, des argiles, des marnes et la série de couches fossilifères du Pliocène marin.

Les rives de la lagune sont formées en partie d'anhydrite, en partie de restes d'un récif recent enterré dans le sable formant dune, venu des côtes de la mer ouverte. Les sédiments de la lagune sont très vaseux, formés d'une vase très fine, de couleur gris-foncé. Lorsque les eaux se retirent pendant le reflux, une zone vaseuse reste découverte. Pendant une tempête septentrionale, qui dura plusieurs jours avec de rares interruptions, cette zone, très élargie par le fait que le vent ne laissait pas l'eau revenir à la ligne de son niveau habituel, resta partiellement découverte.

Des milliers d'empreintes se dessinaient ainsi à la surface de la vase fine, saline et desséchée. Longues de quelques centimètres à un mètre, au plus, c'étaient de véritables tubes étroits, larges de quelques millimètres. Leur ligne était ondulée (voir Pl. I, fig. 1—9), semblable à celle des petits-hiéroglyphes du Flysch. Le canal s'était en général effondré. A son extrémité se trouvait un *Cérithide : Pirinella mamelata*, enfoncée très obliquement dans la vase, parfois même verticalement (b des fig. Voir fig. 10, Pl. I). La surface de la vase était recouverte d'une mince écorce, plus ou moins sèche. Sous celle-ci se trouvait la vase aqueuse et saline.

La question qui s'impose c'est de savoir quelle est la cause de ce phénomène?

Institutul Geologic al României

Les *Pirinelles* font partie du benthon de la lagune. Du fait que l'eau se retire et ne revient pas à temps, la vase sèche à la surface et le Gastéropode se traîne cherchant l'humidité nécessaire à son existence, qu'il trouve ensuite en s'enfonçant dans la vase salée.

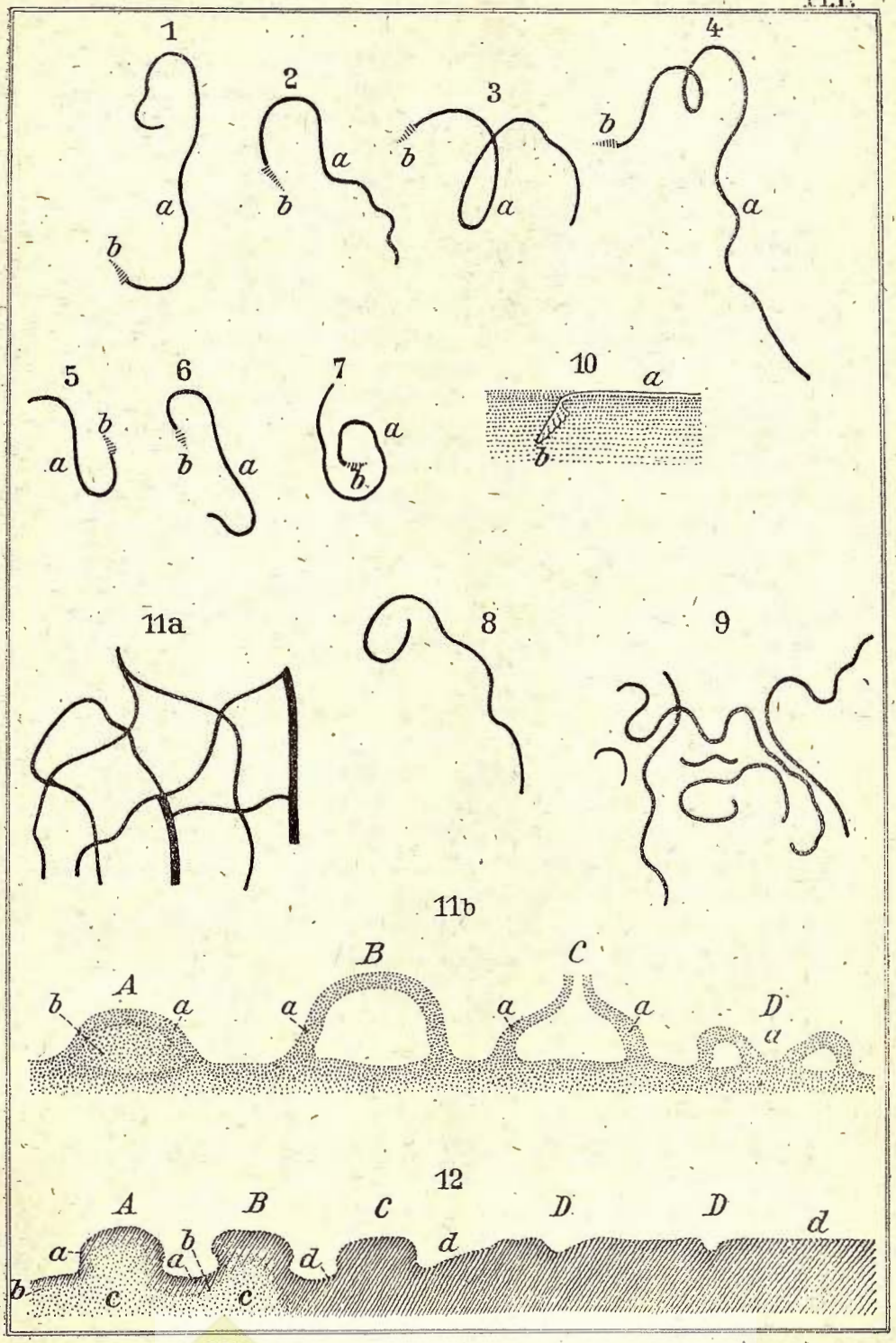
La vase se dessèche rapidement sous l'influence du climat désertique, sa structure change, elle durcit et la trace de la reptation s'imprime dans les sédiments. Les dépôts ultérieurs de vase colloïdale l'enterrent, la conservent, mais sans l'effacer. Voici donc un exemple intéressant de formation d'hiéroglyphes.

J'ai observé des traces de reptation non moins belles sur la côte même de la mer, par un jour tranquille et pendant les premières heures du reflux. Dans le sable fin, entre des galets et des blocs de granit, entre la traînée blanche formée de détritus d'algues blanches et noires, mélangées aux coquilles blanches des Foraminifères apportés par les vagues des récifs voisins, entre cette traînée, dis-je, et le bord de l'eau se dessinait un réseau de traces de dimensions variables (Pl. I. fig. 11 a). Des tubes minces et épais s'entrecroisaient, en partie affaissés, en partie entiers. Parmi eux, quelques empreintes plus grosses attiraient surtout l'attention et me rappelèrent vivement les hiéroglyphes des grès crétacés des Carpathes méridionales. Elles n'étaient pas très longues et présentaient un tunnel (fig. 11 b B a) formé de sable sec en général, avec un fil plus grand, large de ½—3 cm, haut de 2 cm au plus. Le trou était dans les unes rempli de sable très fin, humide (fig. 11 b. A b.).

Sous l'ardeur du soleil, les parois se crevassaient tout au long, la clef de voûte s'ouvrait, en présentant parfois un profil caractéristique (fig. 11 b C).

D'autres fois, la lourdeur de la clef de voûte faisait s'affaisser cette dernière. La ligne concave du profil dessinait un M (fig. 11. b. D). Ces traces soustraites au jeu des vents se desséchaient rapidement, se cimentant surtout par l'action des algues calcifiantes et la dessication consolidait leur forme. Elles semblent toujours être produites par un Cérithide, mais plus grand que les *Pirinelles*".

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

II. Un cas de formation de lentilles de marnes argileuses dans des dépôts côtiers sableux.

„Dans les grès du Sarmatien et du Pliocène inférieur de la Roumanie, dans le Crétacé supérieur (Laramie-formation) du versant atlantique des Montagnes Rocheuses, etc., on rencontre souvent de petites et de grandes lentilles ou d'autres formes de dépôts irréguliers de marnes, pris dans la masse des roches gréseuses.

Nombreuses sont les possibilités génétiques auxquelles peuvent être dues ces formes de marnes ; sur les rives basses de la côte égyptienne de la Mer Rouge, j'ai observé un cas qui m'a semblé présenter un intérêt particulier. Sur les rives de certaine lagunes, au S de Djebel Zeït, dans la zone d'oscillation des marées, une couche de marne argileuse récente, épaisse seulement de quelques centimètres s'est déposée en certains endroits sur le sable côtier formé d'éléments granitiques et calcaires.

La marne est durcie soit par dessèchement soit surtout par une mince écorce résistante, produite par une cimentation superficielle due au gypse et au sel. (a dans les figures de la Planche II).

Le sable du lit de la marne est tout-à-fait mobile.

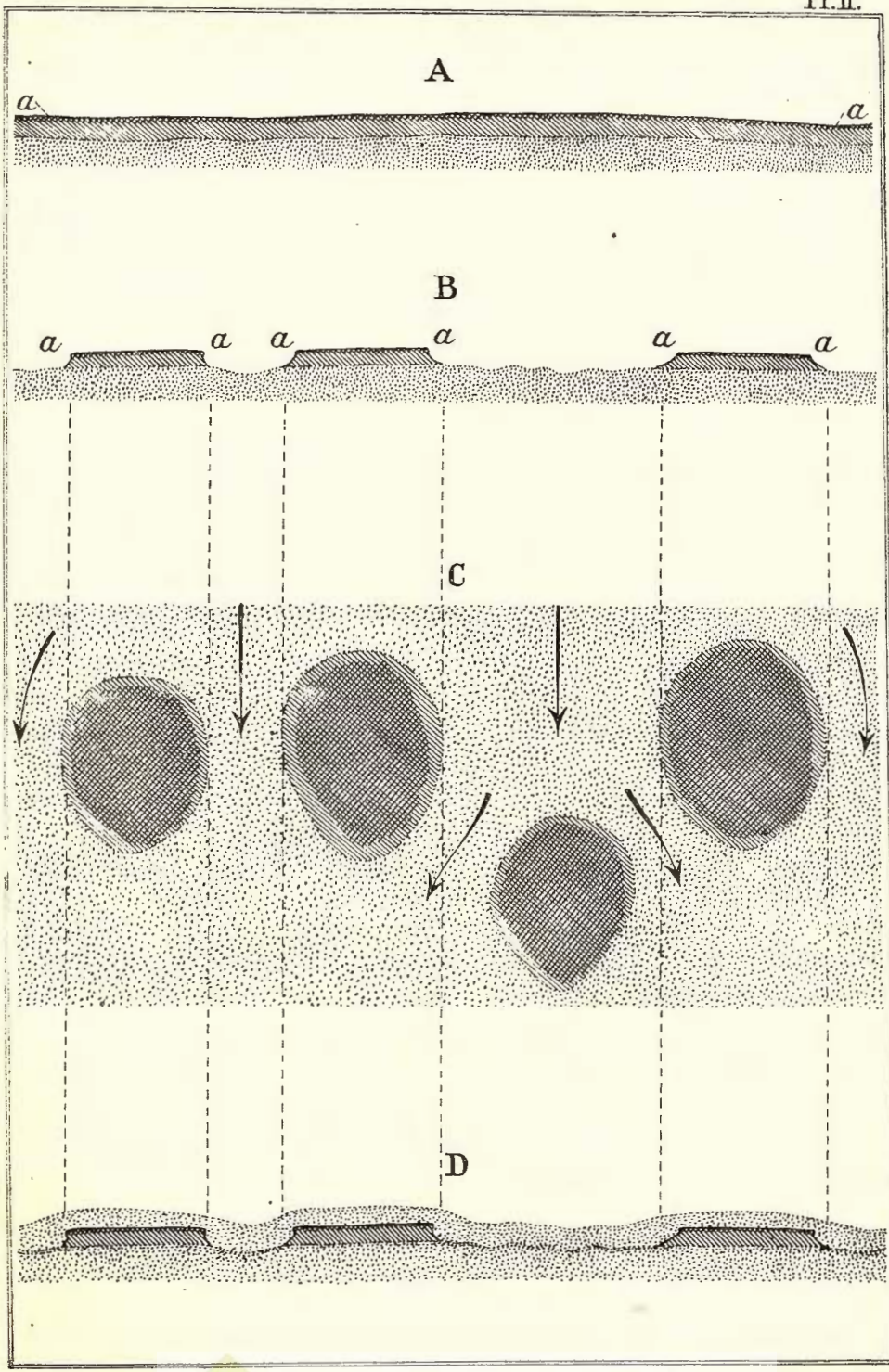
J'ai démontré que le jeu des eaux au moment du flux et du reflux est dans cette région fortement influencé par les vents du désert qui repoussent les vagues en les arrêtant dans leur marche vers le rivage ou au contraire les chassent bien loin à l'intérieur des terres. Dans ce dernier cas la mer en se retirant, forme des filets d'eau naturels qui creusent un système de canaux dans les dépôts de côtes.

C'est de cette manière que la couche de marne (Pl. II B et C) a été érodée par un réseau de petits canaux creusés dans le support de sable et que certaines de ses parties de diamètre variable ont été isolées, sans toutefois dépasser quelques centimètres.

NOTE : Les cimentations superficielles sont des phénomènes de capillarité, dont les effets deviennent d'une intensité très grande sous l'influence d'un climat désertique.

Les écorces noires manganifères et ferrifères „du désert", l'écorce calcaire du désert, la carapace du désert, sont dues aux mêmes phénomènes.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Les vagues de sable des dunes apportées de l'intérieur par les vents de direction opposée, enterrent rapidement ces débris de la couche marneuse (Pl. II. B) qui restent en inclusions dans les grès, comme témoins de la couche de marne préexistante, placée sur la même ligne et seul indice d'une connexité primordiale".

Séance du 1-er Mai 1915.

— M. L. Mrazec. **„Quelques observations relatives à l'origine des manifestations salines régionales.**

„Dans des régions à climat humide, les manifestations salines sont rares et en tout cas absolument locales. Il en est tout autrement dans les régions des zones climatériques chaudes et sèches, les steppes ou les déserts, dans lesquelles les manifestations salines peuvent prendre une grande importance géographique. L'absence de précipitations suffisantes pour dissoudre les efflorescences salines et surtout le manque d'écoulements périphériques des eaux ont pour conséquence la conservation des manifestations salines dans les régions où elles ont pris naissance.

Relativement à l'origine de ces manifestations, je vais exposer ici quelques-unes de mes constatations.

Dans les régions à manifestations salines, les eaux des ruisseaux sont plus ou moins salées, les étangs petits et grands ont un fort degré de salinité et ce qui est très important, les eaux phréatiques sont salées.

L'origine des sels est variable; ils peuvent provenir de gisements de sel ou être dus au phénomène relictuel de quelque mer ou provenir de formations d'eaux salées fossiles.

Dans les steppes parfois désertiques et dans les déserts qui s'étendent le long du flanc atlantique des Montagnes Rocheuses et qui s'avancent sur les hauts plateaux de cette chaîne, il y a de nombreuses manifestations salines (d'où proviennent des dénominations géographiques telles que: Saltcreek, Natronlake, etc.), qui se rencontrent dans tous les pays situés dans ces parties des Etats-Unis.

J'ai eu l'occasion de voyager dans une partie des Etats de Wyoming et de Colorado et de traverser rapidement quelques-uns des états avoisinnants.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

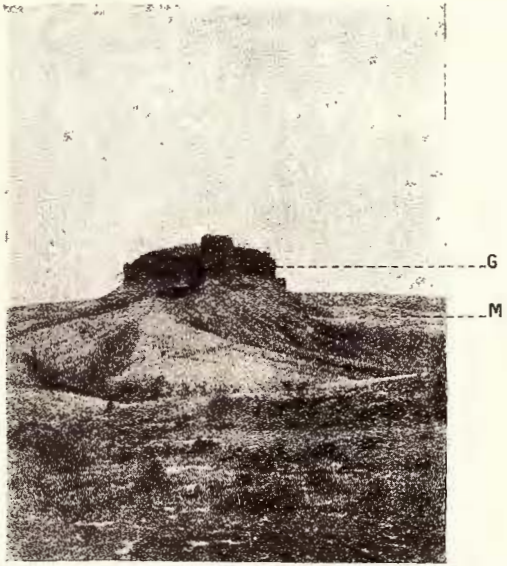


Fig. 1. Castle Rock; au Sud de Salt Creek oil fields (Wyoming). G. Grès; M. Marnes.

Témoin de déflation dans les grès supérieurs du groupe Montana.

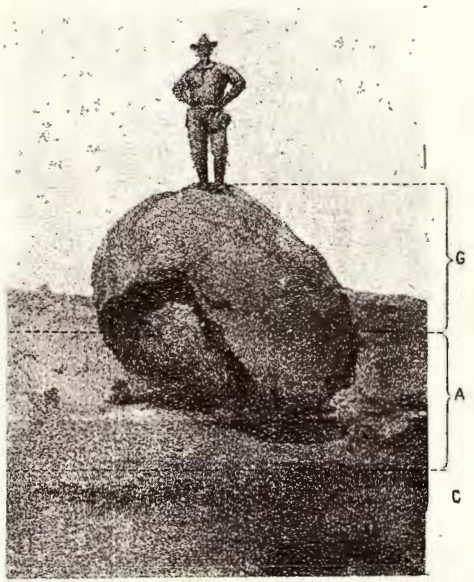


Fig 2. Sphère de grès: au Nord Est de Shannon, Salt Creek oil fields (Wyoming).

G. Grès; A. Argiles; C. Charbon.

Témoin de déflation d'une couche de grès reposant sur des argiles formant toit à des couches de charbon. Mesaverde formation du groupe Montana.

Au N de North Plate Rive dans Natron Country (Wyoming) s'étend une région de collines, avec le relief caractéristique de la steppe de l'Amérique du Nord. Des couches de grès et de marnes crétacées, légèrement plissées en grandes voûtes, parfois presque horizontales, présentent des formes d'érosion éolienne extrêmement variées. Tandis que les marnes gardent un relief à lignes lentes et douces, les couches de grès épaisses s'isolent en formes variées et fantastiques, en crêtes, murs massifs et castels (Castle Rocks) à parois droites, en piliers isolés, même en sphères, résultant tous de l'action du vent, de la déflation et des variations de température (voir page 131, fig. 1 et 2).

Dans les régions à manifestations salines, le Crétacé inférieur est la formation prédominante. Il est représenté par les formations de „Fort-Pierre" et de „Fox-Hills", constituées par un complexe considérable, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, de marnes argileuses à traces de fossiles et cristaux de gypse, de sédiments marins avec quelques intercalations d'épais bancs de grès mous à glauconie. Le tout est supporté par des schistes siliceux à poissons, crétacés, d'aspect identique aux schistes à poissons du Flysch Carpathique. Sur le Crétacé inférieur s'étend le paquet épais de grès mous de la formation de Laramie à gisements de charbon. Ces formations ont tous les caractères d'une formation d'eau douce.

Les formations de „Fort-Pierre" et de „Fox-Hills" sont des formations pétrolifères typiques; les marnes argileuses renferment d'ailleurs dans leur sein de riches traces de pétrole, et dans les grès, il y a des gisements importants d'un pétrole paraffineux.

Tous les ruisseaux creusés dans ces formations sont salés et des efflorescences salines sont fréquentes sur les versants peu accentués des vallons. Les argiles de la base de la formation sont tout-à-fait salées; comme les précipitations sont dans ces régions relativement faibles, elles ne suffisent pas à laver les efflorescences, même à la surface des argiles.

En outre, on rencontre de nombreuses couches d'eaux salées fossiles dans les formations de pétrole qui correspondent à autant de sources alimentant la salinité de la région. Au contact des grès de Laramie et des couches argileuses

Institutul Geologic al României

de la couverture des formations pétrolifères, il s'est formé un niveau d'eaux phréatiques, accentué surtout dans les dépressions synclinales des grès. Cette eau est toujours minéralisée, contenant spécialement du sulfate de sodium, résultant de la réaction qui s'est produite entre les solutions de NaCl et de $CaSO_4$ provenant de cristaux de gypse grands et petits parsemés dans les marnes argileuses.

La réaction ne se produit probablement que dans les marnes argileuses dans lesquelles les solutions diffusent par capillarité. Les solutions ou les saumures en émigrant vers la couverture des couches entrent en contact avec les eaux d'infiltration des grès auxquelles elles se mélangent.

Cette eau, si elle n'est pas trop concentrée est la seule potable sur des dizaines de kilomètres.

En résumé, nous voyons la transformation d'une vaste région en une contrée de manifestations salines, due au fait que l'érosion a découvert et attaqué profondément une formation pétrolifère dont les eaux fossiles par un dessalage progressif, modifient le caractère géographique de la contrée en transformant la région de steppe montueuse en une steppe saline.

Ce phénomène a une répercussion profonde sur la végétation. Sur toute l'étendue de la formation pétrolifère, la végétation de steppe est pauvre, dénuée d'arbres et en général même d'arbustes. Seulement après la pluie, la contrée se couvre temporairement d'une herbe clairsemée. Cependant sur le grès de Laramie pousse le pin américain des montagnes, formant même des bouquets d'arbres et de maigres petits bois.

La transformation en steppe salée est par conséquent dans ce cas un phénomène dû à une dégradation profonde d'une région pétrolifère, en une région de faible écoulement.

En Roumanie aussi, nous avons des gisements de pétrole profonds, mis à jour par l'érosion, par exemple à Buştenari, dans le bassin du Cricov, de Urlaţi, de Trenu-Chiojdeni, à Tătari-Călugăreni, etc.

Le Méotien, la principale formation de pétrole des Sous-Carpathes méridionaux, est profondément érodé, creusé de vallées et de vallons profonds, etc. et en majeure partie si dégradé, que dans la plupart des cas, nous ne trouvons plus

Institutul Geologic al României

même de traces qui pourraient nous indiquer que nous nous trouvons en présence d'une formation qui fut si riche en pétrole.

Le climat humide des Carpathes a lavé les traces des eaux salées de gisement et les manifestations salines en rapport avec un gisement de pétrole ancien sont très réduites et tout-à-fait locales.

Les salants provenant de la dégradation d'une formation de pétrole riche en eaux salées vétériques, se rencontrent aussi dans la Péninsule d'Apschéron (Baku) où les formations pétrolifères sont à jour sur de grandes étendues. Ici cependant, les salants d'origine fossile se mélangent aux lacs salés, restes de la Mer Caspienne.

Notre collègue, M. G. Mazovei, a eu l'occasion de constater un phénomène analogue dans la steppe kirghize où le Jurassique et le Crétacé inférieur des formations locales à pétrole sont découverts. Citons parmi les exemples fort nombreux les gisements de pétrole de Californie, etc.

Mon désir est d'attirer l'attention des géographes et surtout des prospecteurs sur un phénomène dont l'importance fut ignorée et négligée.

La conclusion générale qui se dégage est que dans toutes les régions où des formations importantes de pétrole sont mises à jour par l'érosion, dans les steppes ou les déserts, les eaux salées fossiles de la formation transforment la région en une steppe ou un désert salin. Par conséquent, nous avons affaire à un phénomène caractéristique pour les steppes et les déserts dans lesquels se trouvent des formations de pétrole".

— M. G. Mazovei communique quelques : **„Observations géologiques dans les Steppes kirghizes (Russie).**

„La région dont nous nous occupons dans cette communication est située au NE de la Mer Caspienne, au delà de l'Oural, dans le gouvernement d'Ouralsk. Elle est bordée au N et au NE par la rivière Ilek, affluent de gauche de l'Oural, au SE et à l'E par le fleuve Emba, tributaire de la Mer Caspienne et à l'W elle s'étend le long d'une ligne imaginaire qui réunirait directement la ville d'Orenbourg, sur l'Oural, avec l'embouchure de l'Emba.

J'ai entrepris les recherches dans cette région en 1913,

Institutul Geologic al României

avec la collaboration de M. N. N. Tichonovitch, membre du Comité Géologique de Pétrograde. Les résultats que nous avons obtenus à cette occasion et les données que possédait déjà M. Tichonovitch, auraient formé l'objet d'une étude plus complète sur ce domaine, dont la géologie de détail est si peu connue. Malheureusement, par suite de la guerre européenne et des événements politiques et sociaux de Russie, j'ai perdu contact avec mon distingué collègue. De sorte que maintenant, non-seulement j'ignore s'il a publié quelques données au sujet de cette région, mais je ne sais même pas s'il est encore en vie, ou s'il a été lui aussi victime de la révolution russe comme tant d'autres intellectuels de valeur.

Dans ce compte-rendu de mes observations sur ce sujet, j'intercalerai en lieu opportun quelques-uns des résultats des études de M. Tichonovitch, inédits jusqu'ici, qu'il m'avait communiqués en vue de l'élaboration d'un rapport sur les gisements de pétrole signalés dans ces parages. Comme la littérature concernant les régions sud-ouraliennes et transcaspiennes, me manque complètement, je ne pourrai établir les relations entre l'histoire géologique de la région que j'ai visitée et celle des régions avoisinnantes; de sorte que cette communication aura un caractère strictement local.

Considérations morphologiques.

Les Monts Ourals se résolvent à leur extrémité méridionale en une zone de collines de plus en plus petites; ils perdent le caractère montagneux dès qu'ils passent au Sud du fleuve Oural.

Dans cette région, le seul accident orographique important qui nous indique encore la continuation de la zone, est la chaîne de Mougodjar. Jusqu'aux sources de l'Emba, cette chaîne a la forme d'un faisceau de collines allongées de direction méridionale. De là vers le S, elles se réduisent à une seule crête, peu élevée, mais contrastant absolument avec le relief avoisinant plus effacé. Elle s'avance ainsi vers les bords occidentaux de la Mer d'Aral, sur une longueur approximative de 150 km. pour s'arrêter tout juste à 2 degrès de méridien de cette même mer.

De part et d'autre de cette chaîne s'étend un vaste ter-

Institutul Geologic al României

ritoire, avec un relief parfois légèrement accidenté, d'autres fois presque plat, connu sous le nom de Steppes kirghizes. Cette aire, qui par endroits, a plutôt un caractère de semi-désert que de steppe, commence au fleuve Oural et s'étend à l'E fort loin, jusqu'aux contreforts de l'Altaï.

La contrée située à l'Ouest de la chaîne de Mougodjar, que j'ai traversée en plusieurs sens, est un vaste plateau peu élevé, légèrement ondulé, à large arête arrondie et allongée à perte de vue, enfin une topographie rappelant étonnamment le relief de certaines parties de la Dobrogea méridionale. Seulement de distance en distance, la monotonie de ce relief est interrompue par des collines plus saillantes, montrant le plus souvent un profil abrupt ou même des parois verticales de quelques dizaines de mètres de hauteur. Pour quiconque connaît la Dobrogea entre Hîrşova et Constanţa, il suffit de rappeler l'aspect des collines d'Erchezec, d'Alah-Baïr, ou de celles de la vallée de Casimcea, ainsi que la manière dont elles émergent du plateau ondulé environnant, pour se faire une image fidèle de a morphologie des Steppes kirghizes à l'W de Mougodjar.

D'habitude, les collines plus élevées se présentent sous forme de crêtes allongées, orientées N—S. Cette forme et cette orientation affectent une régularité particulière dans la région qui se trouve entre les vallées d'Ilek et d'Ouil. Ainsi, par exemple, des crêtes étroites comme celles d'Ischkirghan, Batpactâ, Koumgearghan, Karassaï, etc., se succèdent parallèlement à des distances variant entre 15—30 et même 40 km., et séparent les bassins d'alimentation parallèles au méridien des affluents secondaires de ces deux vallées. Des collines à contours plus irréguliers s'ajoutent encore à cet aspect général, entre l'Ouil et l'Emba; celles-ci, au lieu de crêtes, forment soit de petits plateaux, soit de simples témoins comme cela a lieu, par exemple pour l'Ouroundouctâ, à l'E de la localité d'Ouilskoë, à Akbouta, au S de Tersakan, etc. Si ces témoins irréguliers, ne circonscrivent pas le fond des vallées, ils limitent alors soit des dépressions planes légèrement ondulées, soit des cuvettes allongées, dans lesquelles se trouvent d'habitude des lacs d'eau salée ou des étangs desséchés.

Cette région que nous désignerons sous le nom de **Plateau**

Institutul Geologic al României

préouralien (1) n'est que la continuation de la zone préouralienne vers le sud. Ce plateau s'étend depuis le Mougodjar à l'W sur une largeur de 300—350 km, un peu plus accidenté à l'E et au NE, vers le Mougodjar et le dernier faisceau ouralien. Au S, il se continue par le Plateau d'Oust-Ourt qui sépare la Mer Caspienne de la Mer d'Aral. A l'W et au SW, son relief s'aplanit peu à peu vers la Plaine Caspienne.

Cette plaine qui, entre le cours inférieur de l'Oural et celui de l'Emba, a une largeur variant de 60 à 170 km., est une région basse, recouverte de marais, de lacs et de lagunes, dans lesquels se perdent la plupart des cours d'eau. Sa surface presque plane n'est troublée que par les dunes et les barkhanes de sable qui recouvrent parfois des étendues de plusieurs milliers de Km^2. D'ailleurs ces dunes s'étendent aussi à l'intérieur du Plateau préouralien et surtout dans les vallées des cours d'eau, jusque près du Mougodjar. Ainsi par exemple, la mer de sable de Kok-djida, au confluent du Témir et de l'Emba, recouvre une surface de 300 Km^2, à une distance de seulement 80 km du Mougodjar.

Le réseau hydrographique de cette contrée est peu compliqué.

Les cours d'eau les plus importants, en dehors de l'Oural, sont : l'Ilek au N et l'Emba au S. Tous deux sont originaires de la même région, à l'W du Mougodjar et entourent comme une ceinture continue au N, à l'E et au S le territoire dont nous nous occupons. L'arc ainsi décrit par ces cours d'eaux est fermé à l'W par le fleuve Oural et la Mer Caspienne.

L'Ilek, dont la direction initiale est nord, se courbe peu à peu de sorte que son tronçon inférieur se dirige vers l'W. De même l'Emba, dont le tronçon supérieur est dirigé au S et le tronçon inférieur à l'W.

Environ à la moitié de la distance entre l'Ilek et l'Emba s'esquisse le cours de l'Ouil, dirigé à peu près E—W et qui divise notre région en deux parties à peu près symétriques. Au N de l'Ouil, une rivière plus importante est la Kara-Khobda, affluent de l'Ilek, orienté NW comme ce dernier. Enfin, entre l'Ouil et l'Emba se trouve le Saghiz, avec un tracé assez indécis, mais en général de direction ouest.

1) M. L. Mrazec dans un rapport inédit sur les gisements de pétrole de cette région le nomme **Plateau subouralien.**

Institutul Geologic al României

Outre l'Ilek et l'Emba, toutes ces rivières et encore d'autres moins importantes intercalées entre elles, se perdent dans les marécages de la plaine caspienne, alignés le long du cours inférieur de l'Oural.

Il faut remarquer que tous ces cours d'eau ont sur leur tracé de fréquentes déviations aux directions générales indiquées. Ces déviations tendent nettement vers la direction du méridien. Sans entrer dans les détails, mentionnons quelques exemples parmi les plus frappants. Ainsi, la Kara-Khobda, dans sa partie supérieure, abandonne a un certain point la direction nord-ouest et s'infléchit brusquement vers le S, pour revenir au bout de 30 km environ à sa direction primitive.

L'Ouil, tout près d'Ouilskoë se dirige vers le S pendant 80 km. Il en est de même pour le Saghiz, dont le cours sinueux, dû à sa tendance marquée à quitter sa direction générale vers l'ouest, se courbe tantôt au N, tantôt au S. Bien que l'Emba ait en général un tracé plus uniforme, elle montre aussi parfois des déviations de la direction générale.

Quant aux affluents de ces cours d'eau, leur orientation méridienne est presque une règle générale. Les affluents de l'Ilek et de l'Ouil, surtout, s'obstinent tout particulièrement à conserver cette direction. Il n'y a que les affluents de l'Emba et du Saghiz qui se départissent un peu sur leur cours inférieur de cette règle, et manifestent une tendance assez nette à se diriger vers l'W. Il en est de même pour les rivières intermédiaires qui se perdent directement dans les marais de l'Oural inférieur.

Il y a certainement fort peu de régions où l'on puisse distinguer aussi clairement les influences des deux facteurs déterminants à la fixation du caractère d'un réseau hydrographique, à savoir : la situation du niveau de base et la structure géologique locale.

Dans l'établissement de la direction générale des grandes artères collectrices, l'influence de la situation du niveau de base est prédominante. Le plateau prouralien étant incliné à l'W, les grands cours d'eau couleront dans cette direction. Et en effet, l'Oural moyen, l'Ilek, l'Ouil, le Saghiz, l'Emba se dirigent, au moins sur une bonne partie de leur cours, vers l'W. Au contraire, en ce qui concerne la fixation du tracé

Institutul Geologic al României

des affluents, l'inclinaison générale du plateau n'a à peu près aucune importance et l'influence décisive appartient à la structure géologique de la région. Comme nous le verrons, les lignes structurales de ce plateau sont orientées en général N—S ; cette orientation est aussi celle de la majorité des rivières affluentes. Ces dernières non-seulement ne tiennent pas compte du sens de l'inclinaison générale du plateau, mais manifestent parfois une tendance à se diriger en sens inverse, lorsqu'un accident géologique les y oblige. Cette influence se ressent d'ailleurs aussi sur le tracé des grandes rivières qui, ainsi que nous l'avons dit, dévient fréquemment de leur direction méridienne.

C'est donc, en somme, la résultante de l'influence des deux facteurs mentionnés qui imprime, à certains cours d'eau, par rapport à la ligne E—W, une direction oblique, facile à observer, vers nos régions septentrionales et occidentales.

Géologie de la région.

La constitution géologique de la région comprise dans les limites déjà indiquées est connue en lignes générales, grâce aux travaux des géologues russes. En ce qui concerne les détails, dans ces derniers temps, MM. Tchonovitch et Zamiatine ont entrepris des recherches approfondies destinées à l'étude géologique plus précise de cette contrée. Les circonstances m'ayant permis de visiter cette région et mû par le désir d'apporter une faible contribution au travail entrepris par les géologues russes, j'exposerai plus bas le résultat de mes observations.

Stratigraphie. En ce qui concerne la constitution géologique de la région qui nous occupe, nous pouvons dire que nous y trouvons des représentants de tous les grands groupes à partir du Paléozoïque. En effet, sur un socle de formations permiennes, formant en géneral une large cuvette ouverte au S, on rencontre des dépôts du Jurassique, du Crétacé, du Paléogène et du Néogène, ainsi que des dépôts quaternaires.

Le Permien est représenté dans cette région par l'étage Tartarien. Dans la constitution pétrographique de cet étage il y a surtout des grès rayés, gris et rouges, rappelant certains aspects du Verrucano des Carpathes méridionales. On

Institutul Geologic al României

trouve aussi des calcaires intercalés dans ces grès. Cependant, les intercalations les plus puissantes et les plus fréquentes sont surtout des marnes rougeâtres avec des cristaux de gypse qui deviennent parfois des dépôts de gypse considérables et apparaissent alors associés à des gisements de sel. A Iletzkaïa-Zastchite, sur l'Ilek, un important gisement de sel en exploitation est recouvert d'un puissant paquet de gypse associé à des marnes.

Les géologues russes croient que l'horizon supérieur des marnes qui termine la série des dépôts permiens appartient au Trias inférieur, par analogie avec les constatations qu'ils ont faites dans le gouvernement de Perm.

Les grès et les marnes permiennes apparaissent sur l'Ilek d'une manière à peu près continue, depuis son origine jusqu'à Iletzkaïa-Zastchite. De même, la région entre l'Ilek et l'Oural serait constituée en majeure partie de dépôts tartariens qui supporteraient des lambeaux isolés de Jurassique et de Crétacé.

Dans le Mougodjar, le Permien est inconnu jusqu'à présent. Cette chaîne, outre des roches ignées, qui ont un grand développement, ne comprend que du Dévonien et un peu de Carbonifère.

Par contre, sur le bord W et SW de notre région, le Permien apparaît près du lac Inder sur la rive gauche de l'Oural, à Gourieff, à l'W de l'embouchure de l'Oural, et d'après, les données de Tchonovitch, cet étage a été rencontré dans un sondage à Kara-Tchoungoul, dans les lagunes au Sud de l'embouchure de l'Emba ; d'après le même auteur, un sondage effectué à Makat, sur le Saghiz, aurait pénétré à 650 m de profondeur dans des marnes argileuses, schisteuses et rougeâtres attribuées aussi au Permien.

Les dépôts mésozoïques ne sont représentés sur cette aire que par le Jurassique et le Crétacé. Le Trias est absent, sauf le cas, bien entendu, où l'on pourra prouver de manière certaine qu'on le trouve représenté par les marnes supérieures du Permien. Il est connu avec certitude beaucoup plus au S, dans le Mangychlak, où il forme le noyau de certains plis orientés NW—SE.

Le Jurassique. Il s'étend probablement au-dessous de toute notre région, mais il est recouvert presque partout de for-

Institutul Geologic al României

mations plus récentes. Jusqu'à présent, on n'en connaît d'indices que sur les bords N et SW de la région.

Au N, le Jurassique apparaît dans la région de la vallée d'Ilek, à partir de Aktiubinsk jusqu'au-delà de son confluent avec la Kara-Khobda; il se révèle par des îles sporadiques de sous les dépôts crétacés.

Au SW, il est connu, d'après Tichonovitch et Zamiatine, aux environs du lac Inder, puis plus au Sud à Doss-sor, à Blanily et Tchoungouldy, dans la dépression lagunaire du cours inférieur du Saghiz, ainsi qu'à Koï-kara et à Kizil-koul sur le Kaïnar, une petite rivière entre le Saghiz et l'Emba. A Makat, sur le Saghiz, et à Kara-Tchoungoul, au S de l'Emba, son existence n'a été constatée que par des sondages.

D'après ces géologues, les dépôts jurassiques qui apparaissent dans la partie SW de notre région appartiennent en majeure partie au Portlandien.

A Koï-kara et à Kizil-koul se trouvent les seuls affleurements naturels qui ont permis à M. Tichonovitch d'étudier à fond la nature et la succession des dépôts jurassiques de la région entre le Saghiz et l'Emba.

Voici les caractères de ces dépôts suivant les notes que m'a communiquées ce géologue.

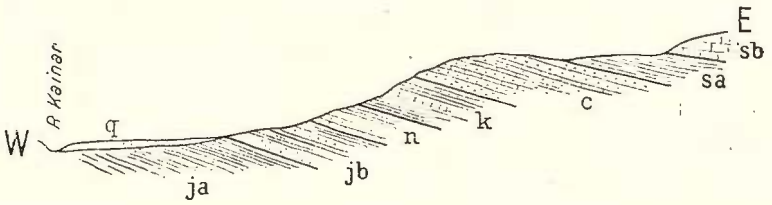


Fig. 1. — Section dans les dépôts mésozoïques de la région de Koï-Kara (d'après M. N. Tichonovitch).

ja: Couches de Koï-kara; jb: Volgien (Jurassique); n: Néocomien; k: Couches de Kopa; c: Cenomanien; s: Sénonien; sa: marnes; sb: craie; q: dépôts caspiens.

Le terme le plus inférieur apparaissant à Koï-kara, est formé d'un puissant paquet d'argiles schisteuses, noirâtres ou brunes, en général salées et bitumineuses, avec de minces intercalations de sable fin, parfois légèrement concrétionné. L'épaisseur totale de ces dépôts est inconnue, car leur base n'est

Institutul Geologic al României

visible nulle part, mais l'épaisseur de la partie découverte est evaluée au moins à 200 m. En tout cas, ils forment un horizon puissant et homogène, désigné par Tichonovitch sous le nom de: Couches de Koï-kara.

Sur cet horizon s'appuie une couche de 25 m d'épaisseur de sables argileux, jaunes-verts à *Septarias*.

Celle-ci est recouverte à son tour d'argiles faiblement sableuses, jaunâtres, à concrétions ferrugineuses et minces intercalations de grès verts en plaquettes. Parfois, ces argiles qui possèdent des concrétions et des cristaux de gypse, se gonflent lorsqu'elles sont humectées. Leur épaisseur varie de 6 à 8 m. Tant à la base qu'à la partie supérieure, on y rencontre des intercalations de charbon noir.

La série se continue en haut par des argiles brunes-jaunes contenant des restes et des empreintes de plantes, et çà et là des concrétions compactes de sidérite; dans la masse de ces argiles sont intercalées quatre couches minces de charbon friable et deux couches de grès en plaquettes. Leur épaisseur est de 10 mètres.

Il y a ensuite une couche de 8,50 m de sable argileux gris avec des concrétions gréseuses et des impressions de plantes.

Au-dessus, on trouve un paquet épais de 10 m de schistes argileux, bitumineux, jaune-bruns ou violets, avec quelques minces intercalations de charbon. Lorsqu'ils s'altèrent à la surface, ils se résolvent en minces feuillets et apparaissent en même temps couverts d'une fine poudre jaune de sulfate de fer, rappelant particulièrement les schistes disodiliques de l'Oligocène du Flysch carpathique. Ces schistes se terminent par une série d'un mètre d'épaisseur formée de sable à glauconie, ferrugineux, riche en granules de phosphorite.

On trouve ensuite un paquet de 12 m d'épaisseur de marnes argileuses, bleu-verdâtres, associées à des schistes argileux rougeâtres ou gris, contenant *Belemnites corpulentus* qui indique l'âge volgien de ces dépôts.

Enfin, la série se termine par un horizon puissant de 25 m, constitué par des argiles grises avec de minces intercalations de marne ferrugineuse et de grès gris, couronnées à la partie supérieure par un grès brun-jaune.

Par conséquent, d'après Tichonovitch, les dépôts juras-

Institutul Geologic al României

siques de la région de la rivière Kaïnar comprendraient deux termes distincts au point de vue pétrographique : un terme inférieur, les Couches de Koï-kara, constitué en général de schistes argileux, noirâtres, bitumineux et salins, dont l'épaisseur totale n'est pas connue, mais dont la partie visible atteint 200 m ; et un autre, supérieur, constitué d'un complexe d'argiles, marnes, sables et grès, avec des intercalations de charbon ou de gypse et dont l'épaisseur totale peut être évaluée en chiffres ronds à 100 m. L'âge volgien du terme supérieur est attesté par la présence de *Belemnites corpulentus*.

D'après les résultats de deux sondages de Makat, dont les profils m'ont été communiqués par ce géologue, il ressortirait que, dans cette région nous nous trouvons en face de la même succession, bien que le profil de cette contrée ne se superpose pas complètement à celui de Koï-kara.

La sonde No. 1 de la Société „Emba", placée sur l'Aptien, a atteint le Jurassique à une profondeur de 134 m et a avancé dans cet étage jusqu'à 433 m, sans en sortir. La limite inférieure du terme supérieur se trouverait, dans ce sondage à une profondeur d'environ 230 m. A cette profondeur, on a rencontré une couche de sable, puissante de 15 m qui, suivant Tchonoviteh, correspondrait aux sables à *Septarias* de Koï-kara. Avant d'arriver à ce sable, la sonde a traversé à peu près le même complexe de couches avec les mêmes caractères qu'à Koï-kara. Au dessous vient une série uniforme de marnes, argiles et schistes argileux, parfois plastiques et en général de couleur foncée, avec des intercalations de sables et de grès. Parfois la sonde faisait sortir aussi des schistes charbonneux ou même des fragments de charbons et aussi de gypse. Cette série a été traversée jusqu'à 484 m, profondeur à laquelle le forage s'est arrêté. Selon Tchonovitch, cette série représente les Couches de Koï-kara des bords du Kaïnar.

La sonde No. 1 de la Société „Ouralska-Caspiska", placée à côté de la précédente, a révélé en général le même profil ; mais comme elle a été forée jusqu'à une profondeur de 650 m où elle est entrée dans le Permien, elle nous donne une indication certaine sur la puissance des dépôts jurassiques. En effet, si l'on soustrait les 100 m d'épaisseur du Crétacé perforé et

Institutul Geologic al României

les quelques mètres que la sonde a forés dans le Permien, il nous reste pour le Jurassique une épaisseur apparente d'un peu moins de 550 m. Si l'on considère d'autre part que l'inclinaison des couches n'est pas grande, on peut évaluer l'épaisseur normale des dépôts jurassiques à 500 m.

Dans la partie septentrionale de la contrée étudiée, dans la région de la valée d'Ilek, l'épaisseur du Jurassique est beaucoup plus petite, inférieure en général à 300 m. Ici prédomine davantage le faciès pétrographique du terme supérieur de Koï-kara et Makat, dans lequel les schistes argileux, bitumineux, avec efflorescences de sulfate de fer sont fréquents.

De ce qui précède, il résulte que dans la région, à l'W de la chaîne de Mougodjar, le Jurassique, qui ne semble être représenté que par le Portlandien, comprend une subdivision inférieure, marno-argileuse, dont le caractère salin et bitumineux nous montre un faciès lagunaire, et une subdivision supérieure à faciès néritique littoral, dans laquelle on remarque de faibles récurrences au régime lagunaire.

Dans le SW de la région, le terme inférieur a un développement puissant, tandis qu'au N et au NE, il est beaucoup plus réduit. Le terme supérieur paraît être développé de la même manière d'un bout à l'autre de la région.

Le Crétacé est le système le plus important au point de vue de son extension dans ce territoire. On pourrait dire que le plateau préouralien est constitué à peu près entièrement de dépôts crétacés, car au moins jusqu'à présent, sur le territoire entre l'Ilek et l'Emba, on ne connaît pas de formations plus anciennes et les dépôts plus récents signalés çà et là apparaissent seulement comme des lambeaux tout-à-fait insignifiants par rapport à l'immense couverture crétacée.

De toute la série des dépôts crétacés, c'est le Crétacé supérieur, à partir du Cénomanien qui a la plus grande extension. La partie inférieure du système, jusqu'au Gault inclusivement, occupe des surfaces beaucoup plus restreintes, apparaissant seulement dans quelques zones axiales des grands anticlinaux qui sillonnent cette aire.

Par suite de la pénurie de fossiles des dépôts du Crétacé inférieur, on n'est pas parvenu, au moins jusqu'ici, à identifier les différents étages de cette série. C'est en se basant

Institutul Geologic al României

plutôt sur des considérations pétrographiques que paléontogiques, qu'on a pu parler d'une partie inférieure, correspondant au Néocomien, et d'une autre supérieure qui correspondrait à l'Aptien et au Gault.

Les points où apparaît le Néocomien ne sont pas beaucoup plus nombreux que ceux où apparaît le Jurassique. Suivant Tichonovitch, le Néocomien affleure à Koï-kara où il s'appuie en concordance sur le Portlandien, à Iman-Kara, à l'E de la localité précédente, au S de Ak-tchékou, entre la vallée supérieure du Tersakan et de l'Emba, à Tchoungouldy et nous l'avons rencontré nous même à Kopa, sur le Saghiz moyen.

Outre ces apparitions effectives on a trouvé le Néocomien dans tous les sondages de Makat et de Doss-sor, très près de la surface.

Voici, d'après Tichonovitch, la succession des dépôts néocomiens de Koï-Kara et Iman-Kara :

A Koï-Kara, la série commence avec des grès, parfois compacts, d'autres fois plus friables et avec de nombreuses concrétions discoïdales. Cet horizon, qui a une épaisseur de 25 m., est situé directement et en concordance sur le Jurassique. Parmi les fossiles de ces grès, dont la majeure partie est très mal conservée, on a pu reconnaître : *Panopaea neocomiensis*, *Corbula elegans, Leda* aff. *scapha*. etc. A Iman-Kara on ne voit que la partie supérieure de cet horizon.

Nous trouvons ensuite des sables micacés gris, avec de minces intercalations de sables ferrugineux, à la partie supérieure desquels se trouvent des *Ostrées* roulées. Ces sables passent en haut à des couches d'argile grise. Cet horizon a une épaisseur de 12 m. Au dessus se trouvent des sables argileux, parfois jaunes, d'autres fois bruns, riches en concrétions discoïdales de grès. L'épaisseur de ces sables est de 15 m. A Iman-Kara, en correspondance avec ces deux horizons, on constate une alternance irrégulière de sables et d'argiles qui comprend une couche d'asphalte de 4 m. d'épaisseur.

La série se continue par une alternance de marnes argileuses rouges-violacées ou brun-rougeâtres, avec des marnes gris-verdâtres. Entre elles, apparaissent parfois des concrétions de marnes grises traversées de veines de calcite. Cet horizon atteint au maximum 10 m. d'épaisseur.

Institutul Geologic al României

Enfin, la série se termine par un horizon épais de 5 m. constitué de sables fins, très argileux, et d'argiles avec gypse et calcite, dans lesquelles se trouvent quatre intercalations de grès gris, très fins, ou de poches de sable contenant des concrétions ferrugineuses irrégulières. Dans les grès supérieurs apparaissent des concrétions sphéroïdales de gypse.

Comme on le voit, la série du Néocomien atteint ici à peine une épaisseur de 70 m.

A Kopa, sur le Saghiz, point situé à l'E de la petite rivière de Kougaït, un affluent de droite du Saghiz moyen, nous n'avons trouvé que des affleurements du Néocomien supérieur sur une épaisseur de 30 m.

Les couches les plus inférieures qui apparaissent ici sont constituées de deux paquets, l'un de 4 m. d'épaisseur constitué par des marnes argileuses, sableuses, rouges ou rouge-brique, séparées par un autre paquet de même puissance et formé par la même marne, dont la couleur est ici gris-verdâtre avec des transitions au mauve. Cet horizon ressemble étonnamment à nos marnes sénoniennes de la vallée de la Prahova.

Au-dessus succèdent seulement des marnes bleu-vertes avec des intercalations de grès glauconieux en plaquettes, et des bandes minces de marnes limonitisées de même nuance. Les grès intercalés sont légèrement bitumineux.

La partie à découvert ici, à Kopa, correspond au terme final de Koï-Kara, à partir des argiles rouges vers le haut et qui n'ont là qu'une épaisseur de 15 m.

Dans les sondages de Makat, le Néocomien a révélé une épaisseur approximative de 110 m. et, d'après les profils de sonde, l'élément argileux paraît prédominer sur l'élément gréseux-sableux. Là également, on a constaté la présence de l'horizon à argiles rouges, mais seulement sur une épaisseur de 11 m. Pourtant, à la base de la série, on a rencontré un paquet d'argiles vertes d'environ 50 m. d'épaisseur, dont l'existence n'a été constatée ni à Koï-Kara ni à Iman-Kara.

L'Aptien et le Gault forment une série unitaire ayant un caractère particulier, que nous désignerons sous le nom de Couches de Kopa, suivant le nom de cette localité, où nous avons pu l'étudier en détails.

En dehors de cet endroit, ces couches sont signalées par

Institutul Geologic al României

Tchonovitch à : Koï-Kara, Iman-Kara, Makat, et dans notre excursion, nous les avons encore rencontrées dans la région de Tamdykoul, au S de l'Ouil, dans la région du Tersakan, l'affluent principal de gauche du Saghiz, puis dans la région de Martouk, etc. D'ailleurs, la partie supérieure de cette série se rencontre sur tous les affluents importants des principaux cours d'eau, là où les crêtes anticlinales ont été attaquées par l'érosion.

A Kopa, cette série atteint 100 m. d'épaisseur ayant la constitution suivante (fig. 2) :

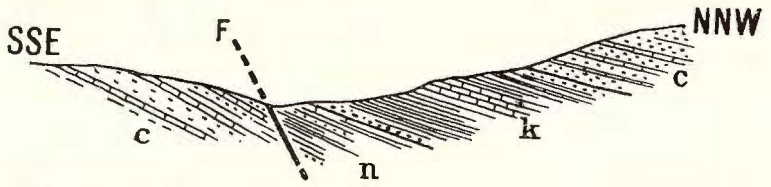


Fig. 2. — Section dans les dépôts mésozoïques de la région de Kopa. n. Néocomien; k: Couches de Kopa; c: Cénomanien; F. Faille.

A la base et en concordance avec les dépôts néocomiens, se trouve une couche de graviers menus épaisse de 0,50—1 m.

A celle-ci succède un paquet puissant de quelque 25 m. formé d'une argile noire, bitumineuse, très salée, avec de nombreux cristaux de gypse parsemés dans sa masse et avec de distance en distance de minces bandes d'une marne ferrugineuse compacte.

Vers le haut ces argiles deviennent un peu plus foncées, ordinairement brunes, toujours salées et riches en cristaux de gypse, mais toutefois avec quelques minces intercalations de grès fin bitumineux. Elles manifestent le même caractère jusqu'à la moitié de la série.

Les argiles commencent ensuite à devenir, vers le haut, plus sableuses et feuilletées, leur couleur s'éclaircit et leur teneur en sel diminue. Le gypse persiste sous forme de nombreux cristaux et apparaît quelquefois dans des couches fibreuses. En même temps, les intercalations de grès deviennent plus fréquentes, atteignant parfois des épaisseurs de 2 m; elles ont une couleur gris-verdâtre, glauconieuse et sont toujours disposées en plaques plus ou moins minces, à la surface desquelles on voit de jolies traces de vagues.

Dans la zone terminale de la série, nous avons un pas-

Institutul Geologic al României

sage graduel du faciès marno-argileux au faciès sableux-gréseux du Cénomanien. Dans cette zone, le caractère salin a complètement disparu et le gypse apparaît tout-à-fait sporadiquement.

Dans la région de Tersakan, la partie supérieure des Couches de Kopa, celle qui correspond au Gault, apparaît mieux à découvert. Aussi bien sur le versant E de la vallée, sur les collines de Baïtak, à Koumbezdy, etc., que sur le versant W à Kiaktysaï, Kara-oba, etc., les Couches de Kopa se présentent sous forme d'argiles, brun-foncé ou de teinte noirâtre, peu salines, avec de minces intercalations de marnes ferrugineuses et avec des cristaux de gypse. Ces argiles deviennent de plus en plus sableuses et plus riches en intercalations de grès ferrugineux, au fur et à mesure que nous nous élevons vers la limite supérieure de l'étage. L'épaisseur visible de la série varie selon les endroits, mais se maintient autour de 50 m.

A Koï-Kara, suivant Tchonovitch, la série des Couches de Kopa commence par une couche de 150 m. d'argile brune claire ou bleue, avec des intercalations minces d'argiles rougeâtres.

Puis suit un fort paquet, de 55 m. d'épaisseur, d'argiles noires, salines et à cristaux de gypse, avec de minces intercalations de marnes ferrugineuses compactes ou de sables jaunes. Cet horizon correspond aux argiles salées de la partie inférieure de la série de Kopa. C'est avec ces argiles que Tchonovitch clôt la série des dépôts aptiens.

Ensuite, nous avons un paquet de 41 m. d'argiles semblables aux précédentes, mais moins salines, et dans lesquelles les intercalations de sables et de grès deviennent plus fréquentes et plus épaisses, lorsque nous approchons de la partie supérieure.

La série est couronnée par un complexe de sables et de grès, pour la plupart glauconieux, dans lesquels les argiles sont tout-à-fait subordonnées et qui atteignent une puissance de 30 m. Dans certaines couches de grès, Tchonovitch a reconnu la présence de quelques fossiles albiens parmi lesquels nous citerons : *Hoplites bicurvatus*, *Nucula pectinata*, etc.

A Iman-Kara, on trouve à la base de la série un horizon de 12 m. d'épaisseur, formé à la partie inférieure d'un grès

Institutul Geologic al României

tendre glauconieux, et montrant ailleurs des alternances de sables blanchâtres et verts, glauconieux, qui passent en haut à des marnes et à des argiles grises. L'horizon gréseux correspondrait à l'horizon de menus graviers de Kopa qui fait défaut à Koï-Kara.

L'horizon des argiles noires, salines et bitumineuses, qui suit immédiatement, est fort réduit. Tandis qu'à Kopa, il était puissant de 25 m. au moins, et qu'à Koï-Kara il dépassait même 55 m., ici il n'a que 2—3 m.

Ces argiles sont recouvertes d'un complexe de 40 m. d'épaisseur, constitué par des sables, des argiles sableuses de diverses nuances, en général glauconieuses, avec de minces intercalations de grès ou de marnes ferrugineuses. Certains de ces sables ferrugineux sont recouverts d'efflorescences jaunes de sulfate de fer.

La partie qui, suivant Tichonovitch, reviendrait au Gault, comprend un complexe sableux-gréseux, un peu argileux à la base, d'une puissance de plus de 50 m. A la partie supérieure, ce complexe montre une transition graduelle au faciès gréseux du Cénomanien.

Dans la région de Makat, la succession des Couches de Kopa est, d'après Tichonovitch, la suivante :

A la base, immédiatement au-dessus du Néocomien, se trouve un paquet de sables et de grès verdâtres, glauconieux et fortement bitumineux, d'une puissance de 11 m., qui est l'équivalent de celui d'Iman-Kara.

Au-dessus on distingue un autre paquet puissant de 80 m. d'argiles noires, bitumineuses et salées, dans lesquelles Tichonovitch aurait distingué des fragments de *Hoplites* et de *Lamellibranches*.

A ce paquet succèdent des argiles sableuses et gypseuses, avec de minces intercalations de sable ou de grès ; cet horizon est épais de 50 m. La série est couronnée par une couche de 2 m. de marnes argileuses, de couleur gris-clair, avec de minces couches de sables gris et de grès ferrugineux en plaquettes.

De ce qui précède, il résulte que l'épaisseur totale de la succession, que nous avons désignée sous le nom de Couches de Kopa, varie selon les endroits entre 100 et 140 m.

Un fait digne d'attention est le suivant : dans tous les en-

Institutul Geologic al României

droits où affleurent les Couches de Kopa, la surface du sol est recouverte de salants bien distincts ou au moins d'efflorescences fort riches en Na Cl. Et si, par hasard, la surface d'affleurement des Couches de Kopa coïncide avec une dépression sans écoulement, on constate dans une telle dépression toujours la présence d'un lac salé.

Le Crétacé supérieur a, comme nous l'avons rappelé, une extension bien plus grande que le Crétacé inférieur. Toutefois ce sont les dépôts de cette série qui ont imprimé à la région dont nous nous occupons, son caractère morphologique.

Dans la succession des dépôts du Crétacé supérieur, on a constaté seulement la présence du Cénomanien et du Sénonien. Le Turonien semble manquer complètement et une légère discordance sépare les deux étages existants.

Le Cénomanien est caractérisé par un faciès à peu près exclusivement arénacé. En effet, il est formé de sables parfois fins, parfois grossiers, un peu micacés, glauconieux quelquefois, de couleur verte, jaune, blanchâtre ou rougeâtre, avec parfois des intercalations, assez épaisses de grès tendres dans lesquelles se trouvent de nombreuses impressions d'*Inocérames*. De minces couches de marnes sableuses et des nids de concrétions limonitiques apparaissent de distance en distance, soit dans la masse sableuse, soit dans la masse gréseuse. Dans certaines régions, comme à Tamdykoul, Tersakan, Kopa, etc., ces sédiments sont puissamment bituminisés et transformés en asphalte.

L'un des caractères les plus fréquents de cet étage est la présence d'une belle structure entrecroisée.

A la base, cet etage se raccorde progressivement aux Couches de Kopa par l'intermédiaire de quelques horizons d'argile et à la partie supérieure il se termine par une couche de 2—6 m. d'épaisseur de marnes argileuses grises, contenant parfois de petits cristaux de gypse, nés par voie métasomatique. A Makat, ces marnes sont recouvertes, selon Tchonovitch, d'une mince couche d'un dépôt détritique à phosphorites, dans laquelle ce géologue a distingué *Schloenbachia varians*, qui atteste sans aucun doute possible l'âge cénomanien de la succession. Ailleurs, comme par exemple à Martouk, cette couche terminale ne contient que des concrétions ferrugineuses.

Institutul Geologic al României

Ces sédiments se rencontrent dans la région entre l'Ilek et l'Emba, pour ainsi dire à chaque pas. D'après les observations que j'ai pu faire en de nombreux endroits, leur épaisseur totale ne dépasse pas, semble-t-il, 150 m.

Le Sénonien est séparé de l'étage précédent par une importante lacune stratigraphique correspondant au Turonien, et sans doute aussi aux deux termes inférieurs du Sénonien. Cette lacune est marquée d'ailleurs aussi par une légère discordance.

A la base de la série, on trouve presque toujours une mince couche (0,50 m) de graviers menus dans laquelle abondent des fragments de fossiles roulés. Ce niveau passe à une couche de 1—3 et même 4 m. de marne grise sableuse, avec *Belemnitella mucronata* et des concrétions de phosphorites qui, en certains endroits, comme p. ex. entre Témirskoë et la station Djouroun, sur la voie d'Orenbourg-Tachkent, ou en quelques endroits sur l'Ilek forment des gisements de quelque importance.

Sur cet horizon repose un paquet de marnes argileuses, de teinte vert-bleue, ou noirâtre, avec *Ostrea vesicularis*, dont l'épaisseur varie entre 40 et 50 m., mais s'abaisse parfois jusqu'à quelques mètres.

La série est couronnée par la craie blanche à *Belemnitella lanceolata* et *Ostrea vesicularis*, dont la puissance s'élève jusqu'à près de 100 m.

Nous avons eu l'occasion d'observer cette succession dans maintes régions, car les dépôts sénoniens, de même que les dépôts cénomaniens, se rencontrent très fréquemment. D'ailleurs, comme je l'ai dit dans le chapitre précédent, les crêtes et les plateaux s'élevant au-dessus du relief habituel de la région sont constitués toujours par de la craie sénonienne.

En résumé, les formations crétacées de la région entre Mougodjar, l'Ilek et l'Emba se présentent de la manière suivante :

La partie inférieure du système, jusqu'au Barrémien inclusivement, forme une série unitaire, de caractère néritique, sableux, marneux, où jusqu'à présent on n'a pas fait de subdivisions. La présence incidentelle du gypse à la partie inférieure de la série est due beaucoup plus à des phénomènes de métasomatose qu'à une transition au régime lagu-

Institutul Geologic al României

naire. Un tel régime s'est manifesté toutefois de manière indubitable à l'époque du dépôt de l'Aptien et du Gault. Et effectivement, les Couches de Kopa, en quelqu'endroit qu'elles affleurent, ont toujours l'aspect d'argiles noires, bitumineuses, salées, gypseuses, etc., enfin avec tous les caractères des formations salifères. Dans cette série, l'élément arénacé est tout-à-fait subordonné et c'est seulement à la partie supérieure, où les argiles ont des nuances plus claires et deviennent moins salées, qu'il prend un certain développement.

A partir du Cénomanien, le régime néritique s'installe à nouveau. Cet étage n'est formé que de sables et de grès dans lesquels les *Inocérames* abondent. A un niveau supérieur on y voit quelques marnes sableuses avec de fins cristaux de gypse métasomatique. Une importante lacune stratigraphique, correspondant au Turonien et à la partie inférieure du Sénonien, interrompt la continuité des dépôts crétacés. L'argile et la craie sénoniennes, qui reposent en légère discordance sur le Cénomanien, ont en général les caractères des dépôts sénoniens situés sur les socles extérieurs des zones de plissements alpins.

Le Tertiaire joue un rôle tout-à-fait insignifiant dans la constitution géologique de cette contrée. Il est représenté par des lambeaux isolés de dépôts oligocènes, sarmatiens et méotiens.

L'Oligocène, suivant Tchonovitch, apparaît dans les collines d'Agaton-taï, à l'E du lac de Toulagaï-sor. Il apparaît ici sous forme de schistes argileux gris et d'un peu d'argile avec du gypse, dont la puissance totale n'a pas pu être évaluée, car en majeure partie, ces schistes ont été érodés.

Dans la même région et en connexion avec les dépôts oligocènes apparaît le Sarmatien, représenté par des calcaires sableux fossilifères contenant la faune connue de cet étage.

Le Méotien, ou les Couches d'Aktchéghyl, forment de petits mamelons aux points les plus élevés des plateaux sénoniens entre l'Ilek et l'Emba. Il est constitué par des conglomérats et des grès siliceux, ferrugineux et extrêmement durs dans lesquels on entrevoit une jolie structure entrecroisée. Leur origine torrentielle est évidente.

Le Quaternaire est représenté par des formations lacus-

Institutul Geologic al României

tres plus anciennes et des formations subaériennes plus nouvelles.

Les formations lacustres de l'époque du Quaternaire inférieur, dénommées „dépôts caspiens", sont développées seulement dans la Plaine Caspienne qu'elles recouvrent entièrement.

Par endroit, leur puissance n'est que de quelques mètres, tandis que ailleurs, elle atteint jusqu'à 60 m.

Elles sont constituées en général de sables et d'argiles sableuses, avec une faune de Mollusques fort proche des faunes lacustres actuelles. Dans la région de Makat, où, suivant Tchonovitch, elles ont une épaisseur de 10—15 m., elles sont représentées à la base par des sables gris-blanchâtres, reposant en discordance sur le Crétacé. Au-dessus de ceux-ci viennent des sables jaunes-gris avec *Cardium trigonoides* et *Dreissensia polymorpha* qui sont couronnés d'argiles sableuses brunes.

Dans certaines régions, les dépôts caspiens sont recouverts, sur de grandes étendues, de dunes et de barkhanes.

Sur le plateau préouralien, outre les terrasses et les alluvions des rivières, le Quaternaire est représenté par des sables éoliens et par une mince couverture de formations éluviales qui recouvrent les pentes plus douces et la base des versants. Les sables éoliens, dans le centre du plateau préouralien, recouvrent aussi sous forme de dunes et de barkhanes d'importantes étendues, surtout le long des cours d'eau. Ce matériel sableux provient presque exclusivement de la désagrégation des grès et des sables cénomaniens.

Description géologique locale.

Avant d'esquisser les caractères tectoniques du territoire dont nous nous occupons, nous ferons une description locale des régions que nous avons étudiées de plus près et qui en définitif peuvent être considérées comme types de structure géologique pour toute l'aire entre l'Ilek et l'Emba.

Voici comment se présente la structure géologique de chaque région en particulier :

Région de Martouk. A partir de la station de chemin de fer de Djouroun, sur la voie Orenbourg-Tachkent,

Institutul Geologic al României

le chemin se dirige à l'W vers la localité de Témirskoë. De part et d'autre du chemin et jusqu'à une grande distance, le relief est joliment ondulé. Il n'y a que vers le Sud, près de la petite rivière de Kouldenesk-Témir qu'un plateau plus élevé aux flancs légèrement escarpés, formé de craie sénonienne, vient troubler la monotonie du paysage. Tout le reste de la surface du sol est recouvert d'une mince couche d'éluvium, formé de marnes argileuses, bleu-vertes au dépens du Sénonien qui forme tout le sous-sol.

Ces marnes se continuent le long du chemin jusque dans la vallée d'Istémess-Karagandy, où apparaissent des sables cénomaniens recouverts directement par le Sénonien. Ce dernier commence par une couche de menus graviers, de 0,50 m. d'épaisseur environ, à laquelle succède une marne grise sableuse, puissante de 1 mètre, riche en concrétions de phosphorites et qui est recouverte à son tour par des marnes argileuses vertes que nous avons constatées sans interruption à partir de Djouroun.

La direction des couches est ici sensiblement N—S, à pendage léger de 4—5° à l'E.

Les sables cénomaniens apparaissent ici dans la voûte d'un large anticlinal dont l'érosion a enlevé les dépôts sénoniens. D'ailleurs, à peine quittons-nous cette vallée que les marnes sénoniennes réapparaissent sur le flanc opposé de l'anticlinal.

Environ à la moitié du chemin entre Djouroun et Témirskoë, nous nous trouvons dans la zone axiale d'un synclinal, car du côté gauche une plaque de craie blanche sénonienne avance du côté S jusqu'à une petite distance du chemin. Au-dessus de cette plaque se trouvent aussi de petits lambeaux de conglomérats et de grès siliceux, ferrugineux, à structure torrentielle, représentant les Couches d'Aktchéghyl (Méotien).

Aux approches de Témirskoë, le Sénonien disparaît ; la vallée de Tik-Témir est creusée aussi bien en amont qu'en aval de cette localité dans des sables et des grès cénomaniens.

Par conséquent, le chemin entre Djouroun et Témirskoë passe, sur une distance de 38 km, entre deux larges cuvettes synclinales, dirigées N—S. La cuvette Ouest semble présenter quelques ondulations secondaires, marquées par deux bandes

Institutul Geologic al României

d'éluvium sableux, qui ne peuvent être attribuées qu'à des affleurements du Cénomanien.

A partir de Témirskoë vers le S, jusqu'au confluent du Tik-Témir et du Kouldenesk-Témir, le chemin suit la vallée du premier, sur les versants de laquelle le Cénomanien apparaît seul. De là, le chemin quitte la vallée de Témir, franchit la large ligne de faîte d'une colline pour descendre vers la région du lac de Tagaly. Cette colline qui ne s'élève pas à plus de 100 m. au-dessus du niveau de la rivière est formée de marnes sénoniennes à la partie supérieure et de Cénomanien à la base. Les deux formations sont toutefois masquées sur le versant occidental par les sables mouvants d'Ak-koum.

Près de la dépression occupée par les lacs Kouigounkoul et Tagaly, le Cénomanien disparaît et au dessous affleurent des marnes argileuses noirâtres, occupant toute la dépression dont le sol est poudré d'efflorescences de sel. D'ailleurs aux endroits qui occupent le milieu de la dépression, l'eau est également salée.

Ces marnes argileuses appartiennent aux Couches de Kopa et c'est ici le seul point de la région de Martouk où elles affleurent.

Jusqu'à Martouk, le chemin suit, dans la direction méridionale, la vallée largement ouverte de la rivière Tagaly, recouverte en majeure partie de sables mouvants. Ces sables se continuent vers le S et l'E par les dunes de Djaga-Boulak, sur la droite de l'Emba.

A gauche, les collines de Martouk sont constituées à la base de sables et de grès cénomaniens et à la partie supérieure de Sénonien. Les dépôts cénomaniens s'étendent aussi dans la vallée, à partir du S du lac Tagaly jusqu'au confluent du Témir et de l'Emba. Dans la vallée de Tagaly, environ à 5 km. en deçà de son embouchure, apparaissent, dans un ravin, des sables légèrement cimentés, jaune-verts, glauconieux, qui en face de la rivière montrent un pendage de 4—5° à l'Est.

Sur la rive gauche du Témir, sur une distance de 10 km. de son confluent avec l'Emba, des dépôts crétacés sont bien découverts, de sorte qu'ils peuvent être étudiés de très près.

Institutul Geologic al României

Si nous suivons cette rive vers l'W, nous rencontrons à 4 Km. environ de l'embouchure de la rivière, le premier affleurement de couches en place, qui nous montre la section suivante taillée le long de la berge abrupte haute de 10—15 mètres:

Jusqu'à 3 m. au-dessus du niveau de l'eau se trouve une couche d'argile bleue-foncée, sableuse, avec de petits cristaux de gypse métasomatique. Au-dessus vient une autre couche épaisse de 2,50 m., formée d'une argile bleue plus claire, beaucoup plus sableuse avec des efflorescences jaunes de sulfate de fer. On trouve intercalées parmi elles des bandes de quelques centimètres d'un sable parfois pur, parfois argilo-ferrugineux. Ces argiles passent quelquefois à une couche de sable ferrugineux puissante de 1,50 m. qui à la partie supérieure est fort riche en concrétions d'oxydes de fer.

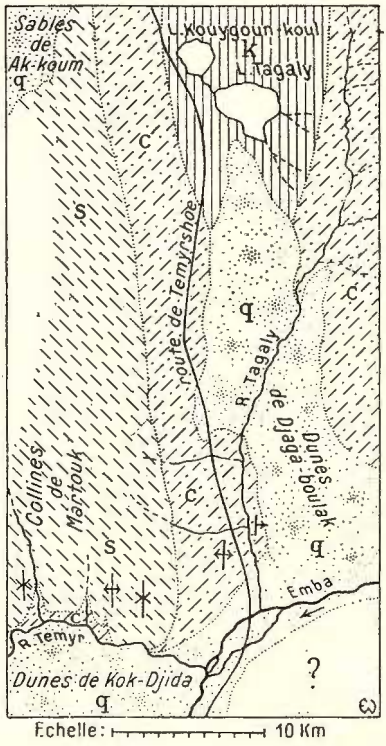


Fig. 3. — Esquisse géologique de la région de Martouk.

k: Couches de Kopa; c: Cénomanien: s: Sénonien; q: Quaternaire.

Tout ce paquet de couches constitue l'horizon supérieur du Cénomanien.

Le Sénonien repose directement sur ce dernier, représenté dans cette section par une couche de base puissante d'1,50 m. qui commence par un sable mélangé de graviers et de débris de fossiles remaniés (*Ammonites, Gastéropodes, Lamellibranches,* dents de *Poissons,* etc.). Ce sable passe immédiatement à des marnes sableuses grises à *Belemnitella* et à concrétions de phosphorites. Au-dessus suivent des argiles marneuses vertes à *Belemnitella lanceolata* et *Ostrea vesicularis*, qui disparaissent aussitôt sous une couverture d'éluvium.

Institutul Geologic al României

Si nous suivons ces affleurements vers l'W, nous constatons qu'ils s'abaissent insensiblement, de sorte qu'à environ 300 m. du point précédent, les argiles de base de la série disparaissent complètement sous l'eau. A cet endroit, nous nous trouvons dans l'axe d'un synclinal de direction générale N 7° E.

A partir d'ici, sur une distance de 2 km. jusqu'en face du premier ravin qui aboutit dans le Témir, les couches s'élèvent lentement, affectant une inclinaison d'environ 3° vers l'E. En même temps, sous la couche d'argile de base de la section précédente et qui entre temps a changé d'aspect, sort une puissante couche de sable; de sorte que la section verticale en ce point se présente de la manière suivante :

A la base se trouve une couche de 10 m. d'épaisseur, de sable blanc, farineux, un peu micacé, en général fin et avec de faibles intercalations de sable plus grossier. Une jolie structure entrecroisée le caractérise. Au-dessus suivent, sur une épaisseur de 7 m., les couches que nous avons vues dans la section précédente sous le Sénonien. Elles forment ici une seule couche d'argile sableuse, de couleur brune, avec des intercalations régulières d'environ 10—15 cm. d'un sable plus clair, qui donnent de loin à cet horizon l'aspect d'une étoffe de nuance marron à bandes jaunes régulières. Les concrétions ferrugineuses de la partie supérieure sont très réduites. Ensuite vient l'horizon basal à phosphorites du Sénonien, avec le même caractère que dans la section précédente, supportant les marnes à *Belemnitella* et *Ostrea vesicularis*. La puissance de ces marnes dépasse 50 m. et elles forment toutes les collines plus élevées de la région de Martouk.

Nous nous trouvons ici dans l'axe d'un anticlinal dirigé N5°E, dont le flanc E est incliné de 3° environ et celui d'W de 5°.

Une deuxième courbure anticlinale, un peu plus faible, suit immédiatement à l'W et correspond à la croupe qui sépare le ravin précédent de la rivière Martouk. Un synclinal dont l'axe est situé à l'W de cette rivière disparaît immédiatement sous les sables mouvants des dunes, sous lesquelles on n'aperçoit plus rien.

Sur les deux rives du ruisseau Martouk affleurent des

Institutul Geologic al României

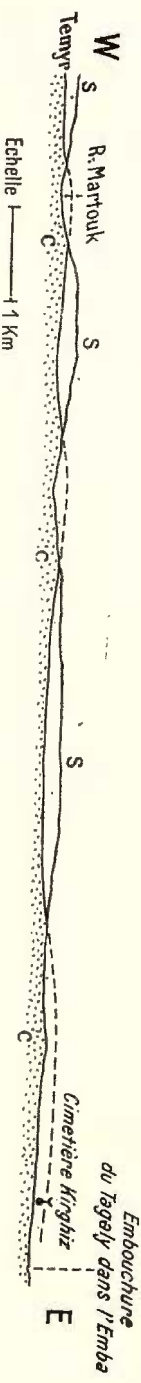


Fig. 4. — Profil schématique de la région de Martouk.

s - Cénomanien; s - Sénonien.

argiles sénoniennes avec l'horizon de phosphorites de base demeurant en haut; le lit est creusé sur une bonne distance dans les sables de l'horizon supérieur du Cénomanien. Ces sables, à 1 Km. de l'embouchure de la rivière, montrent de fortes imprégnations d'asphalte, sur une épaisseur de 1—2 m. Les couches y sont inclinées de 3^0—4^0 vers l'W.

Au S de Témir, les formations crétacées sont masquées par les dunes de Kok-djida qui s'étendent sur la rive droite de l'Emba sur une longueur d'environ 35 Km.

De l'exposé précédent, il résulte que la région de Martouk est constituée a peu près exclusivement de dépôts cénomaniens et sénoniens. Ces dépôts sont légèrement ondulés formant de l'E à l'W, sur une distance d'environ 15 Km., trois plis orientés dans la direction méridienne (fig. 4). Un pli anticlinal se dessine sur l'emplacement de la vallée de Tagaly, dont l'axe tomberait à peu près à l'embouchure du Témir. Le lit du Tagaly est creusé seulement dans des sables et des grès cénomaniens, tandis que dans la région des lacs affleurent les Couches de Kopa. Ceci nous prouve que l'anticlinal de Tagaly s'élève au N au moins jusque dans la région de ces lacs. L'anticlinal qui suit immédiatement à l'W, ainsi que l'anticlinal de Martouk, se continuent au N dans les collines de Martouk, où à défaut d'affleurements nets, on ne peut les suivre. De même à l'W on n'a pas pu suivre ces formations

Institutul Geologic al României

à cause des couvertures puissantes d'éluvium ou de sables mouvants.

Région de Tamdy-koul : Cette région est insignifiante au point de vue de la structure géologique, car cette dernière est des plus simples. Si nous la considérons brièvement, c'est bien plutôt pour montrer l'une des conditions dans lesquelles se présentent la plupart des régions de ce territoire, où les ressources d'investigation se réduisent le plus souvent au caractère du sol, comme c'est précisément le cas ici.

La région de Tamdy-koul est située immédiatement au S de la rivière Ouil, sur le chemin qui conduit de Ouilskoë à Gourieff et à 47 km. SSW de cette première localité.

D'Ouilskoë à Tamdy-koul, le chemin traverse uniquement les sables cénomaniens. A sa droite, lorsqu'il quitte Ouilskoë, se dressent quelques collines peu élevées, couronnées de craie sénonienne, tandis que les argiles basales de cet étage s'étendent vers l'E jusque près de la route.

Environ à 10 Km. au S de la rivière de l'Ouil et à gauche du chemin s'ouvre une légère dépression plane occupée par des marais à peu près desséchés qui forment le lac de Tamdy-koul. Cette dépression est limitée au NW, à l'W et au S par une ceinture de collines basses, allongées à peu près dans la direction du méridien, tandis qu'au NE la dépression s'ouvre largement vers la vallée de l'Ouil.

Des affleurements effectifs n'existent nulle part, sur toute la surface étudiée. Le sol des collines dévoile toutefois la présence du Cénomanien car on rencontre partout un éluvium sableux avec un peu de glauconie et en certains endroits un gravier très menu. Le sol de la dépression est de même sableux mais formé d'un sable plus pur, dans lequel se trouvent de nombreuses coquilles d'*Unio* et de *Lymnaea*. D'autre part, les salants sont très accentués dans cette dépression et aux endroits plus humides, on remarque une abondante végétation de *Salsola Kali*, *Salicornia salina*, etc. Dans quelques trous creusés là par les Kirghizes, se rassemble un peu de pétrole de couleur brun-vert foncé, que les indigènes emploient comme médicament.

La position presque axiale de cette dépression par rapport

Institutul Geologic al României

aux collines environnantes formées de Cénomanien, ainsi que la présence de salants caractéristiques pour les affleurements des Couches de Kopa, nous oblige à admettre que l'emplacement de cette dépression correspond à la voûte d'un large anticlinal, dans lequel l'érosion a avancé jusqu'aux Couches de Kopa. Au S, cet anticlinal s'arrêterait au bord respectif de la dépression, tandis que vers le NNW, il passe par la vallée de l'Ouil, en se confondant ensuite avec la partie de cette vallée qui est dirigée au NW, pour passer plus loin à l'W des collines mentionnées plus haut près d'Ouilskoë.

Le sol de la dépression ne possède aucune trace de marnes caractéristiques des Couches de Kopa et est formé de sable à *Unio* et *Lymnaea,* c'est à dire d'animaux qui ne peuvent vivre dans un milieu salin, ainsi que nous le montre les salants actuels; tout ceci ne peut s'expliquer que si l'on admet que ce sable et les restes de Mollusques d'eau douce ont été déposés à une époque immédiatement antérieure, par une divagation de l'Ouil, qui recouvrait l'emplacement actuel du lac de Tamdy-koul et l'affleurement des Couches de Kopa. Aujourd'hui la présence de cette formation sous la couche d'alluvions ne se révèle plus que par les efflorescences salines à la surface de la dépression.

Région de Kopa. A partir de Tamdy-koul jusque dans la vallée de Saghiz, à l'W de Touprak-Tchichty, la région a toujours la même constitution géologique et les mêmes caractères morphologiques que la précédente. De légères dépressions occupées par des lacs salés ou desséchés, sont bordées de collines arrondies formées par les dépôts cénomaniens.

La même uniformité stratigraphique et morphologique se constate aussi sur les bords du Saghiz en amont, jusqu'aux abords de la région de Kopa. Le Cénomanien fait de légères ondulations que le Saghiz coupe transversalement. Dans les voûtes ainsi sectionnées apparaissent parfois des marnes du groupe des Couches de Kopa et dans les synclinaux, des marnes sénoniennes.

La région de Kopa présente un intérêt de plus que les régions précédentes, car d'une part elle est le seul point du territoire entre l'Ouil et l'Emba où l'on a observé jusqu'à présent le Crétacé inférieur et d'autre part, elle dif-

Institutul Geologic al României

fère comme orientation tectonique locale de la direction des lignes tectoniques générales du plateau préouralien tout entier.

A partir de l'embouchure de la rivière Kougaït vers l'W, le versant droit de la vallée de Saghiz est formé de collines dont la hauteur atteint à peine 100 m. au-dessus du niveau de la rivière. Vers Kougaït, ces collines sont recouvertes de sables éoliens de Kara-Kiak, qui se confondent près du lit du Saghiz avec ses alluvions.

Dix kilomètres plus loin, les sables cessent et à la base des collines qui avancent presque jusqu'au cours d'eau, apparaissent les grès glauconieux et les sables verts-jaunes du Cénomanien. A cet endroit, leur direction est N50°E et l'inclinaison 6°—7° vers le Nord.

A Kopa, la vallée du Saghiz s'élargit tout-à-coup vers la droite, en formant une plaine alluviale plate, due sans doute à un ancien bras de la rivière. Au NW, cette plaine est bordée par les collines de Kara-Kiak et vers l'E par les collines d'Ouzdy-tam et de Tchii-boulak. Presqu'au milieu s'élève un témoin peu élevé qui représente une portion du pied de la colline de Tchii-boulak détachée par l'érosion.

Sur les pentes des collines tout autour de cette plaine, les couches sont très bien mises à découvert, de sorte qu'elles peuvent être étudiées de très près (fig. 5). Les grès cénomaniens de Kougaït cessent avant d'atteindre cette région, de sorte que la surface des collines au N et à l'W du côté du Saghiz est formée uniquement de Couches de Kopa. Celles-ci ont une direction générale de N°45E et une inclinaison de 10° vers le NW. Près du sommet de la colline, ces formations s'enfoncent sous les dépôts cénomaniens qu'elles supportent en concordance. Vers le milieu de la série des Couches de Kopa, une intercalation d'environ 2 m. de grès en plaques forme une saillie proéminente, qui est visible tout le long de la côte, de l'Est à l'Ouest. Cet horizon pourrait être considéré à la rigueur comme marquant la limite entre l'Aptien et le Gault.

A l'angle oriental de notre plaine, affleurent les dépôts néocomiens, dont nous avons décrit le caractère dans le chapitre précédent. Leur direction est N43°E et l'inclinaison 10° au NW. D'une part, ils plongent sous les Couches de

Institutul Geologic al României

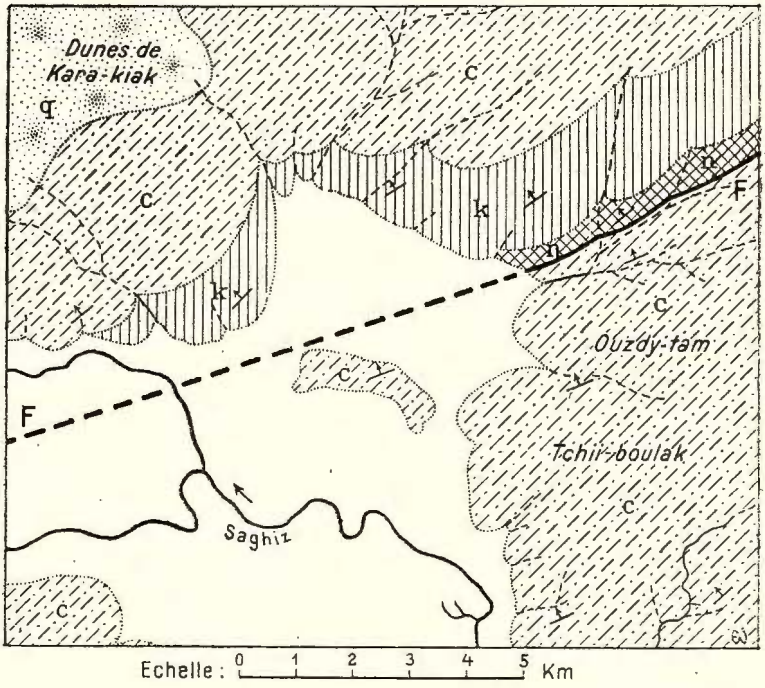


Fig. 5. — Esquisse géologique de la région de Kopa.

n : Néocomien ; k : Couches de Kopa ; c : Cénomanien ; q ; Quaternaire.

Kopa et d'autre part, ils se rapprochent brusquement des dépôts cénomaniens de la colline d'Ouzdy-tam dont ils sont séparés par une faille.

Aussi bien le témoin du centre de la plaine, que les collines d'Ouzdy-tam et de Tchii-boulak, sont formés de grès et de sables cénomaniens, à structure entrecroisée, avec de nombreuses empreintes d'*Inoceramus*. Ils ont une direction N 68° E, une inclinaison de 10° vers le Nord et la faille qui les sépare du Néocomien est orientée dans le même sens.

Tout près de cette faille, les dépôts cénomaniens sont fortement imprégnés d'asphalte.

Les sédiments cénomaniens gardent aussi au SE à peu près la même position jusqu'auprès de la petite rivière de Tcholak-saï. Ils forment ici une légère voûte anticlinale, car en face du ruisseau, leur pendage est de 4°—5° à l'Est et leur direction N 40° E.

Institutul Geologic al României

L'orientation NE des couches de la région de Kopa semble être locale, car aussi bien au N, dans la vallée supérieure du Kougaït, qu'au SE, vers Tersakan, les plis reviennent à la direction générale méridienne. Les circonstances toutefois ne me permirent pas d'étudier les rapports de détail qui unissent la région de Kopa et les territoires immédiatement voisins.

Région de Tersakan. Cette région occupe tout le bassin de la rivière de Tersakan, l'affluent de gauche le plus important du Saghiz.

Le cours de cette rivière a une longueur de plus de 60 km. Dans sa moitié supérieure, son orientation est à peu près W—E, tandis que dans la moitié inférieure, il se dirige au N. Au S, son bassin est bordé par une série de collines, telles que Bogoul-Kouz, Ak-tché-kou, Ak-bouta, etc., qui marquent la crête de partage des eaux du Saghiz de celles de l'Emba. A l'Est, une autre enfilade de collines orientées N—S, telles que Baïtak, Koumbezdy, Bek-perghen-mola, sépare la vallée de Tersakan de celle de Sorkoul-saï, du lac de Saraldjine et du Grand lac sec qui est situé plus au S. Dans des dépressions locales de la zone de ces collines se trouvent les lacs de Monaïly-koul et Koss-koul. A l'W, une série de mamelons, qui s'étendent de Kara-oba jusqu'à Altaï-mola, séparent le bassin du Tersakan de celui de Konour-saï; et un peu plus au N, les collines Ana-mola et Kossoubaï-mola le séparent de la vallée de Kizil-saï. Sur la droite du Saghiz, en face de la vallée de Tersakan s'étendent les dunes de Kara-koum et de Kizil-koum.

La constitution géologique de cette région est des plus simples (fig. 6).

La vallée inférieure du Tersakan est creusée entièrement dans la série des Couches de Kopa, qui ont ici les mêmes caractères que dans la région précédente. Sur les torrents du versant gauche de la vallée, les couches montrent en général une légère inclinaison à l'W.

Les collines Ana-mola et Kossoubaï-mola sont formées de grès tendres cénomaniens, alternant comme d'habitude avec des sables, formant une large cuvette synclinale. Ce synclinal

Institutul Geologic al României

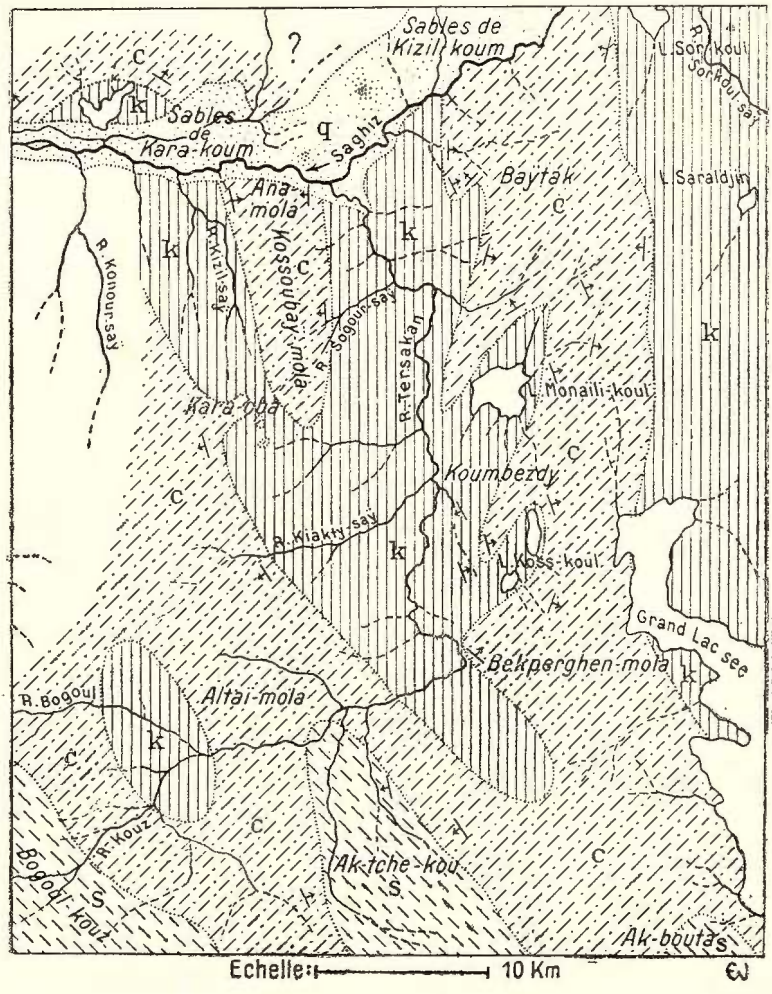


Fig. 6. — Esquisse géologique de la région de Tersakan.

k: Couches de Kopa ; c: Cénomanien ; s: Sénonien ; q: Quaternaire.

s'étend depuis la vallée du Saghiz au S jusqu'à la source de la rivière de Sogour-saï où il cesse.

A l'W de l'extrémité méridionale de ce synclinal, les mamelons parsemés sur la colline de Kara-oba sont constitués par les Couches de Kopa recouvertes par des calottes de grès cénomaniens, disposés à peu près horizontalement. Ce n'est qu'un peu plus à l'W que les dépôts respectifs inclinent

Institutul Geologic al României

sensiblement vers l'W, prenant la direction N20° W. En même temps, les Couches de Kopa disparaissent sous les grès cénomaniens qui à l'W restent seuls à la surface. Au S, le Cénomanien se continue par une enfilade de mamelons jusqu'à Altaï-mola, passant insensiblement à une auge synclinale. Dans les torrents de la partie supérieure de la rivière de Kiakty-saï, les grès cénomaniens ont la même position qu'à Kara-oba.

Immédiatement au S de Tersakan, dans les collines d'Ak-tché-kou, apparaissent les dépôts sénoniens, formés en général par des marnes argileuses vertes, reposant sur une couche de menus cailloux, avec des fossiles remaniés et des phosphorites, comme à Martouk. Au-dessus, les marnes supportent une plaque de craie blanche à *Belemnitella lanceolata*. Elles forment ici un synclinal, car à l'W comme à l'Est, les grès cénomaniens et les marnes sénoniennes plongent légèrement vers la plaque axiale de craie.

Dans la région où les rivières de Bogoul et de Kouz se réunissent pour former le Tersakan, l'éluvium argileux qui forme le sol nous indique l'affleurement des Couches de Kopa. Tout autour de cet endroit, le sous-sol est constitué de grès et de sables cénomaniens et plus à l'W, à l'origine de ces rivières, les collines de Bogoul et de Kouz sont formées de marnes sénoniennes couronnées d'une plaque de craie.

Le Sénonien des collines d'Ak-tché-kou s'étend vers le SE, pour se réunir à celui des collines d'Ak-bouta, après avoir fait une légère courbure anticlinale. La région qui est située au N de cette colline est formée de Cénomanien; mais près du coude du Tersakan apparaissent les Couches de Kopa, sous forme d'une langue avançant vers le SE dans la direction de la saillie entre Ak-tché-kou et Ak-bouta. Au coude même du Tersakan, à Bekperghen-mola, les Couches de Kopa disparaissent sous le Cénomanien qui montre la direction N45° W et une inclinaison de 10° vers l'E. D'ici jusqu'au Grand lac salé, à l'E, le Cénomanien fait quelques légères ondulations, en affectant toutefois la forme générale d'un synclinal.

Les lacs salés de Koss-koul sont situés sur les marnes salines noirâtres des Couches de Kopa. De trois côtés, ils sont entourés par des affleurements de Cénomanien qui à

Institutul Geologic al României

l'Est montrent successivement la direction N 25° E, l'inclinaison de 10° E; et la direction N 28° W avec une inclinaison de 10°—15 E, à l'W les mêmes dépôts puissamment asphaltisés les séparent de la région de Koumbezdy.

A partir de Koumbezdy vers le NE, ce sont seulement les Couches de Kopa qui affleurent en formant une large proéminence anticlinale sur laquelle se trouve le lac salé de Monaïli-koul. Au N de ce lac, les dépôts cénomaniens prennent au contact du Gault la direction N 65° E avec une inclinaison de 10° N, tandis qu'à l'E les mêmes dépôts montrent la direction N 10° W et N 10° E avec une inclinaison de 10°—15° E. En cet endroit, les grès cénomaniens sont couverts d'empreintes et de restes d'*Inoceramus*.

Si nous suivons la zone de contact entre les Couches de Kopa et le Cénomanien depuis Monaïli-koul jusqu'à Baïtak, nous constatons que ces formations conservent toujours la même inclinaison de 8°—10° E.

Dans cette dernière région, les deux formations font une légère courbure, de sorte qu'à partir d'ici sur le bord du Cénomanien, au N, s'esquisse un petit synclinal secondaire, subordonné au synclinal principal, qui débute entre Monaïli-koul et Tersakan. A cet endroit, les affleurements des ravins qui descendent vers la rivière, indiquent avec une netteté remarquable la nature pétrographique des dépôts respectifs.

Ainsi les Couches de Kopa, découvertes seulement à leur partie supérieure, se montrent constituées d'argiles noirâtres, alternant avec des argiles grises, très peu salées, mais en échange fort riches en cristaux de gypse de beauté et de dimensions rares. De distance en distance apparaissent de minces intercalations de marnes jaunes rougeâtres avec de la sidérite. Dans la zone de transition au Cénomanien, les argiles deviennent plus sableuses et plus jaunes et les intercalations de marnes plus fréquentes, jusqu'à ce que l'élément argileux disparaît complètement, faisant place à l'élément sableux lorsque nous arrivons au Cénomanien.

Les sables de ce dernier montrent une jolie structure entrecroisée et dans les intercalations gréseuses, on trouve des traces d'*Inoceramus*.

Aussi bien les argiles des Couches de Kopa, que les grès et les sables cénomaniens, font de petites ondulations locales

Institutul Geologic al României

ou même de courts plissottements par suite desquels les bandes de marnes ferrugineuses intercalées dans les argiles sont toujours rompues et broyées.

Pourtant en général, le Cénomanien de la région de Baïtak forme, comme nous l'avons dit, un large synclinal, car tandis que dans la partie occidentale de ces collines, il plonge vers l'E, près du lac de Sor-koul, plus à l'Est, il montre la direction N25° E et l'inclinaison de 7°—10° W. Au-delà de sa limite orientale, dans la région des lacs de Sor-koul et de Saraldjine, le sol n'indique que des affleurements des Couches du Kopa.

Au N du Saghiz, les formations rencontrées jusqu'ici sont recouvertes par les sables des dunes de Kara-koum et de Kizil-koum. C'est seulement en face de la vallée de Konour-say qu'on a pu constater l'affleurement des Couches de Kopa, recouvertes et entourées, au NW, au N et au NE, par les grès cénomaniens disposés en bout d'anticlinal.

Il résulte donc de l'exposé succinct que nous venons de faire que la région de Tersakan est constituée de dépôts appartenant à la série des Couches de Kopa, au Cénomanien et au Sénonien. C'est seulement dans la vallée du Saghiz et spécialement sur la droite de celle-ci qu'on rencontre des dépôts quaternaires et actuels, représentés par des dunes et des alluvions.

L'arrangement tectonique des formations crétacées est le suivant (fig. 7 : profils I, II, III).

Au SE de la région étudiée, c'est-à-dire entre Ak-tché-kou et Ak-bouta, s'esquisse un faible anticlinal qui se développe ensuite au NW, jusque dans la région de Kiakty-saï, où il forme un large dôme : de ce dernier se détachent, trois anticlinaux importants, à savoir : au NW commence l'anticlinal du Kizil, qui passe par Kara-oba et Kossoubaï-mola, suivant plus loin la vallée du Kizil-saï, pour aller au-delà du Saghiz; au N se détache l'anticlinal de Tersakan qui suit la vallée inférieure de cette rivière; enfin vers le NE se détache egalement l'anticlinal de Monaïly-koul, qui arrive jusque dans la région du lac de Sor-koul. Une digitation secondaire s'en détache également et sur son emplacement se trouve les lacs de Koss-koul.

Institutul Geologic al României

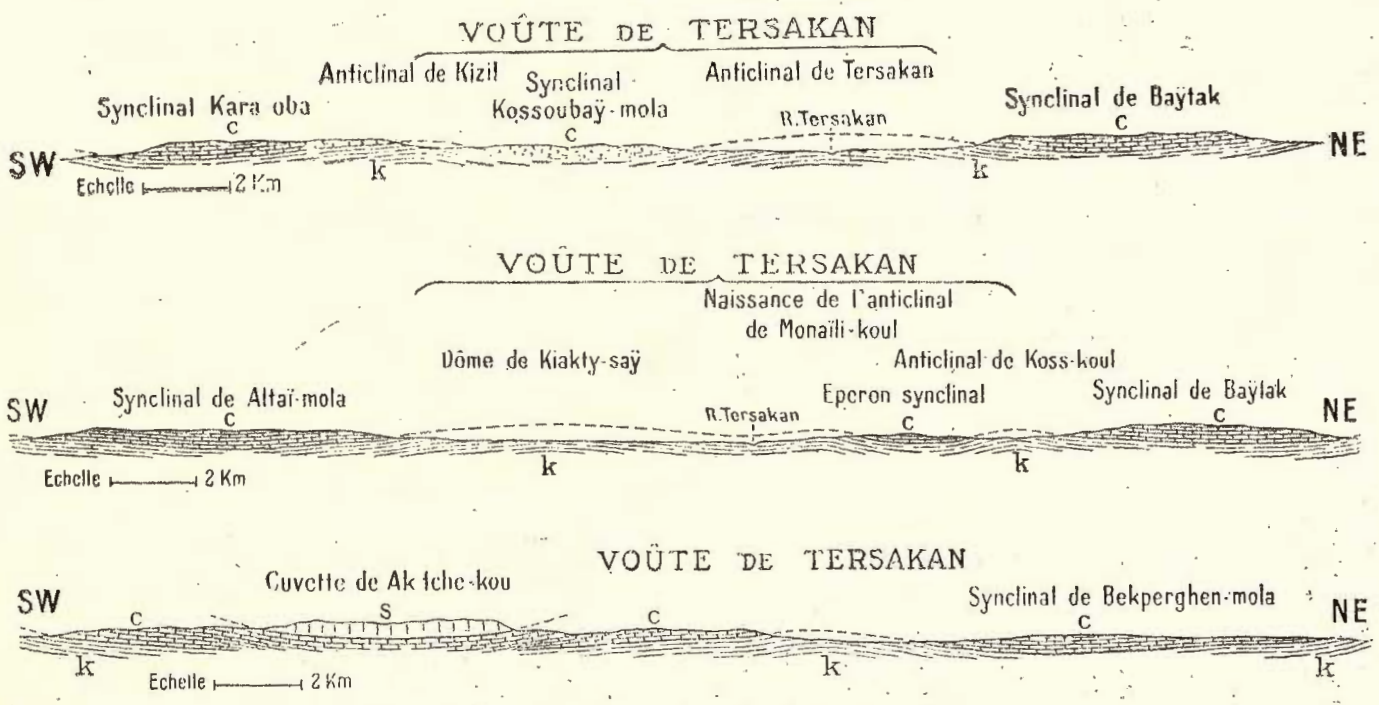


Fig. 7. — Profils par la voûte de Tersakan.

s: Sénonien; c: Cénomanien; k: Couches de Kopa.

Institutul Geologic al României

Ces trois anticlinaux principaux sont séparés par les synclinaux de Kossoubaï-mola et de Baïtak.

L'anticlinal qui prolonge au S le dôme de Kiakty-saï est situé entre le synclinal d'Ak-bouta qui à l'E s'interrompt dans le Grand lac salé et le synclinal d'Ak-tché-kou qui se prolonge au NW par Altaï-mola. A l'W de ce synclinal apparaît un brachyanticlinal dans la région de confluence des rivières de Bogoul et de Kouz, auquel succède un autre synclinal orienté dans la direction NW.

Ces plis, d'une très grande largeure, sont constitués dans leur détail de légères ondulations locales dans lesquelles, lorsqu'elles affectent les dépôts plastiques des Couches de Kopa, on distingue de courts plissottements.

Lorsque j'eus fini d'étudier cette région qui fut le point extrême de l'expédition entreprise, je traversai, en retournant à Ouilskoë la région entre Tersakan et Astsché-Ouil.

Bien que le dernier parcours fut rapide, j'ai pu toutefois reconnaître que la zone traversée ne se différencie guère, quant à la structure géologique et morphologique, des régions étudiées. Les dépressions, soit celles des vallées, soit celles qui sont occupées par des lacs, desséchés ou non, sont placées sur les affleurements des Couche de Kopa dont l'existence, quand ces affleurements manquent, se traduit par l'éluvium caractéristique ou par des efflorescences salines. Les parties élevées sont formées de Cénomanien et de Sénonien. En certains points, sur les collines arrondies, se dressent de plus petits mamelons, avec un relief plus accentué, toujours formés de conglomérats siliceux, durs et avec la structure torrentielle des Couches d'Aktchéghyl.

C'est de la même manière que se présente aussi la zone entre Ouilskoë et Iletzkaïa-Zasstchite dans laquelle cependant, au moins sur le tracé du chemin suivi, je n'ai pas rencontré de dépôts méotiens, mais à peu près seulement du Cénomanien et du Sénonien.

La tectonique et les relations entre la structure géologique et le caractère morphologique.

Après ce que nous venons de décrire il nous reste peu à dire sur la tectonique du plateau préouralien. Les carac-

Institutul Geologic al României

tères tectoniques des régions déjà décrites se reconnaîssent dans la structure du territoire tout entier.

Il est pourtant nécessaire de mentionner la différence qui existe entre la tectonique du fondemcnt paléozoïque qui a été soumis à un plissement post-permien intense, et celle de la couverture mésozoïque qui n'a eu à subir que de légères ondulations post-crétacées.

Aussi bien dans la région au N de l'Ilek que dans celle de Mougodjar, la direction de plissement des formations paléozoïques est N—S. Cette direction se maintient probablement dans la plus grande partie de la zone d'ennoyage des plis ouraliens cachés sous la couverture mésozoïque. Cependant les formations permiennes, du cours inférieur de l'Oural, tout aussi fortement disloquées, ont une direction générale N—E, ce qui a déterminé les géologues russes à considérer ces formations comme les restes d'une branche divergente de l'Oural.

Contrairement à l'intensité de plissement des formations paléozoïques, les dépôts mésozoïques sont à peine ondulés. En effet dans toutes les parties du plateau préouralien, la couverture mésozoïque forme de larges plis, parfois de plusieurs kilomètres dont les flancs inclinent en général de 5° à 10°. Tout-à-fait exceptionnellement j'ai pu observer des inclinaisons atteignant 15°, comme c'est le cas, par exemple, en certains points de la région de Tersakan. Nous pouvons par conséquent affirmer que les dépôts mésozoïques du plateau préouralien ont en général les mêmes caractères tectoniques que les sédiments des aires continentales, ce qui d'ailleurs est parfaitement d'accord avec le caractère de leurs faciès.

Dans les régions situées au N de l'Ouil, de même que dans celles du bassin supérieur de l'Emba et du Saghiz, la direction des plis post-crétacés est sensiblement N—S. Comme les plis post-permiens du fondement ont également la même direction, il est indubitable que les mouvements post-crétacés ont été influencés par les lignes directrices ouraliennes. Dans la partie occidentale du plateau, dans les régions des cours inférieurs de l'Ouil, du Saghiz ainsi que dans la plus grande partie du territoire compris entre le Saghiz et l'Emba, la direction de plissement du Mésozoïque ne correspond

Institutul Geologic al României

plus à la direction des plis ouraliens, mais les plis mésozoïques se superposent à ceux-ci d'après un angle voisin de 90°.

En effet, tandis que les plis post-permiens de la région de l'Oural inférieur semblent être dirigés NE—SW, les plis post-crétacés sont orientés NW—SE. Probablement qu'ici les lignes directrices ouraliennes n'ont plus eu d'influence sur les mouvements post-crétacés, le fondement paléozoïque étant trop profond (au moins 1000 m si nous considérons seulement l'épaisseur du Mésozoïque). Le plissement post-crétacé doit être tombé, comme l'admet aussi M. Mrazec, sous la dépendance de la zone de plissements caucasiens, dont il s'est beaucoup rapproché, comme direction.

Ainsi la couverture mésozoïque superficielle située entre la zone caucasienne du Mangychlak et la zone ouralienne de Mougodjar, au voisinage de ces bras de tenaille qui ne se trouvaient pas exactement l'une en face de l'autre, s'est plissée conformément au sens de la pression immédiate.

Dans la zone d'interférence de ces deux directions, zone dans laquelle serait situé la région de Kopa et celle de Tersakan, la tectonique est un peu plus compliquée.

Contrairement à ce que l'on constate dans les parties septentrionales et orientales du plateau où les plis suivent avec une régularité particulière la direction méridienne, on trouve dans cette zone fréquemment des plis de direction quelque peu aberrante, des brachyanticlinaux et des dômes fort larges. Quelques uns de ces dômes, comme celui de Kiaktysaï se ramifient en plis divergents sous des angles de près de 45°, dans lesquels la direction des plis du Paléozoïque de l'Oural inférieur trouve temporairement un écho.

D'autres fois, comme résultat de ces interférences naissent des plis de direction presque transversale, comme c'est par exemple, le cas de Kopa.

Suivant MM. Tchonovitch et Zamiatine, un caractère particulièrement proéminent de la tectonique de ce territoire consisterait dans la présence de failles sillonnant la contrée en tous sens, surtout dans le sens longitudinal. Je dois avouer qu'en tout cas dans les régions que j'ai étudiées de près, je n'ai pu constater nulle part, sauf dans celle de Kopa, l'existence de telles failles. Même dans la région de Tersakan, où M. Tchonovitch croyait avoir reconnu plusieurs failles longitu-

Institutul Geologic al României

dinales, il put se convaincre à l'époque de nos recherches qu'elle n'existent point. L'idée de la présence de ces failles est née de la conception de ces géoloques que le pétrole fait toujours son apparition, le long des failles, ce qui, comme nous l'avons constaté, ne correspond pas à la réalité.

Toutefois, nous ne nierons pas d'une manière absolue la présence de ces accidents tectoniques, d'autant plus que nous avons constaté à Kopa qu'une faille avec un saut d'au moins 150 m. met en contact le Cénomanien et le Néocomien. En tout cas, s'il existe des failles, elles doivent être localisées plutôt dans la zône d'interférence des plis et avoir une direction oblique. Dans ce cas, elles ne seraient pas dues à des phénomènes d'affaissement, comme le supposent ces géologues, mais à de simples torsions, comme cela semble avoir lieu à Kopa.

Quant à l'époque à laquelle s'est développé le caractère tectonique du plateau préouralien, nous devons admettre que, s'il est dû au moins en partie à l'influence des plissements caucasiens, la dislocation de cette contrée a eu lieu à la fin de l'époque miocène, quand ce territoire a émergé définitivement. D'ailleurs, les couches d'Aktchéghyl, le seul représentant du Pliocène de cette région, montrent un régime nettement continental.

Dans le chapitre relatif à la morphologie de la contrée étudiée, nous avons montré que l'orographie du plateau préouralien est d'une monotonie et d'une simplicité particulières. Ce caractère est une dépendance étroite de la structure géologique de la région, qu'il exprime d'ailleurs de manière assez fidèle.

Les crêtes et les petits plateaux qui, comme nous l'avons vu, émergent du relief légèrement onduleux, correspondent en général à des larges synclinaux formés de craie sénonienne ou de grès cénomaniens ; tandis que les vallées et les dépressions correspondent à des voûtes anticlinales où l'on voit d'habitude affleurer les marnes sénoniennes ou les Couches de Kopa.

L'érosion a attaqué par conséquent les crêtes anticlinales, fournissant ainsi l'un des plus beaux exemples d'inversion du relief.

Institutul Geologic al României

Lorsque l'activité de l'érosion en est encore à ses débuts, comme c'est le cas dans la partie septentrionale et orientale du plateau, les crêtes nettement proéminentes sont formées seulement de craie laissée par l'érosion dans les lits synclinaux; tandis que les plaines faiblement ondulées sont constituées de marnes sénoniennes, qui ont été mises à jour en de larges voûtes anticlinales. Il en est ainsi dans la région d'Ichkirghan, au S d'Ilek, etc.

Si les phénomènes d'érosion sont plus avancés, comme par exemple dans toutes les parties entre l'Ouil et l'Emba, les crêtes et les plateaux de craie sont un peu plus rares, parce que l'érosion les a effacés pour la plupart. En échange les collines plus élevées sont formées de dépôts cénomaniens. Etant constituées dans ce cas par un matériel moins résistant que la craie sénonienne, leur profil est beaucoup plus effacé, et montre des pentes beaucoup plus douces. Mais lorsque dans la masse des sables se trouvent d'importantes intercalations de grès, elles donnent alors lieu à des mamelons et à des témoins un peu plus proéminents, qui se dressent comme des bosses sur les dos arrondis des collines. C'est le cas de la file de mamelons du sommet entre Kara-oba et Altaï-mola, sur le versant occidental de la vallée de Tersakan; cette fois les vallées et les dépressions correspondantes aux anticlinaux sont creusées dans des Couches de Kopa, qui donnent une topographie identique à celle des marnes sénoniennes.

Les phénomènes d'érosion s'étant manifestés dans ce sens, on comprend pourquoi, dans la partie N et S du plateau, où les plis sont orientés N—S, tous les affluents des grands cours d'eau occupant les crêtes des anticlinaux ont la même direction méridienne. Leurs bassins sont séparés entre eux par des crêtes proéminentes, correspondant aux lits synclinaux, orientés dans le même sens.

Quand l'érosion, atteignant les Couches de Kopa et arrivant en dehors des vallées à écoulement, a donné naissance à des vallées sans écoulement ou avec écoulement incomplet, nous trouvons toujours des lacs permanents ou temporaires, tels que celui de Tagaly de la région de Martouk, celui de Tamdy-koul, ou de Monaïly-koul, Koss-koul, Sor-koul et une multitude d'autres. Comme nous l'avons vu,

Institutul Geologic al României

les Couches de Kopa étant salifères, les vallées qui y sont creusées seront riches en efflorescences salines et l'eau des lacs sera salée. Cet état de choses ne s'observe jamais dans des vallées ou des dépressions creusées dans des marnes sénoniennes".

— M. L. Mrazec: „En ce qui concerne les lacs salés étudiés par M. Macovei, nous devons observer qu'ils font partie de la région aralo-caspienne, dans laquelle se trouvent d'innombrables lacs et marais salants dont l'origine est l'une des suivantes: 1) ceux de la région des collines sont des lacs ou des marais dont la salinité provient en premier lieu du dessalage des formations pétrolifères; 2) les lacs et les marais salins de la plaine qui borde la Mer Caspienne et la Mer d'Aral sont pour la plupart des formes résiduelles, soit des témoins de l'extension de ces mers à l'époque quaternaire, soit des restes des régions lagunaires, par exemple de la Mer Caspienne. Les rivages nord-est de la mer, fort bas, se confondent avec une plaine de marais et de lagunes s'étendant sur une largeur de 10 jusqu'à 100 km. Les vents soufflant avec violence de l'Ouest le long des côtes peuvent repousser les masses d'eau vers l'E leur faire inonder la plaine voisine de la côte et réunir ainsi les lacs, les étangs et les lagunes en une seule nappe d'eau. Lorsque les masses d'eau se retirent, des lacs et des étangs nouveaux prennent naissance, les anciens disparaissent ou diminuent, ou bien au contraire s'accroissent; en tout cas, il résulte un nouvel apport d'eau salée qui maintient en général la région de plaine dans son état de salinité".

— M. G. Morgoci dit qu'à l'embouchure du Colorado, dans le golfe de Californie, il existe une vallée ancienne qui grâce aux alluvions du fleuve a donné naissance à une lande fort étendue.

Cette lande est constituée d'une argile salifère marine. Le sel affleure à la surface et on le recueille avec des charrues.

Les Américains rapportent la genèse de ce sel à des infiltrations d'eau de mer, renforcées par des phénomènes de capillarité et des évaporations ultérieures.

Lorsqu'on a irrigué la vallée, les sels furent lavés car le véhicule se mouvait en sens inverse à celui de leur déposition.

Institutul Geologic al României

On peut se demander si ces salants ne proviendraient pas d'eaux vétériques.

M. Murgoci croit qu'on doit faire une distinction entre les eaux salées qui traversent des formations salines et les lacs salés des dépressions.

Nos lacs salés sont dans les dépressions au-dessous du niveau hydrostatique, et le sel semble provenir des roches du sol et du sous-sol.

On peut rappeler à ce sujet le cas de l'eau souterraine de Ploeşti (Lindley) dont la salinité était due à deux apports distincts: l'un avait lieu près de la ville de Ploeşti et l'autre entre la Dâmboviţa et la Prahova où l'eau se trouvait influencée par cette dernière rivière qui traverse la zone salifère.

Dans la steppe de Licaonie, dans l'Anatolie centrale, M. Murgoci a observé l'absence de Formation salifère. Dans le Taurus, on rencontre le Miocène avec des gypses à 1930—1400 m. de hauteur comme formation d'eau douce.

Dans toute la région, il y a en abondance des tufs préhistoriques avec des concentrations de fumerolles d'où provient le sel.

M. Murgoci conclut qu'il est nécessaire d'étudier les lacs salés, le sel et les courants salés.

— M. L. Mrazec: „Le cas des salants de l'embouchure du Colorado se rencontre de manière analogue dans le Delta du Nil.

Ce delta est formé de dépôts marins, en partie lagunaires, qui ont colmaté l'estuaire du Nil au cours des siècles et sous un climat désertique.

Tous les dépôts sont caractérisés par un certain degré de salinité d'origine marine, en général lagunaire; des puits et des sondages effectués à de faibles profondeurs ont rencontré des vases et des eaux salées.

Aux temps les plus recutés, la population établie sur le delta du Nil irriguait le sol pour le dessaler en vue de pouvoir pratiquer l'agriculture. De nos jours, l'administration anglaise a introduit un système rationnel pour développer la culture de la terre dans la vallée du Nil et spécialement dans le delta. Un réseau de canaux irrigateurs de diverses dimensions situés plus en amont fournit au sol l'eau douce

Institutul Geologic al României

du Nil qui l'arrose et le dessale, tandis qu'un autre système de canaux de drainage, plus profonds, ramène ces eaux en aval des bras du fleuve.

Si cette méthode de dessalage du delta n'a pas donné de très bons résultats, c'est parce que les eaux du Nil qui irriguent régulièrement le delta pendant toute l'année sont plus pauvres en substances en suspension. Celles-ci se déposent dans les lacs de barrage en amont du fleuve. Les eaux ont perdu par conséquent leur rôle fertilisant; en échange, par contre, le dessalage continu contre-balance l'action des sels des dépôts du delta qui pénètrent dans le sol arable. Leur voie d'irrigation ascendante est coupée par l'eau des canaux de drainage.

Dans le Delta, on peut obtenir deux récoltes par an. Le cas du fleuve Colorado semble se présenter dans des conditions semblables.

Rappelons ici que dans les dépôts du delta du Danube, on a aussi rencontré des vases salées à l'occasion des sondages effectués par la Commission du Danube".

Séance du 8 Mai 1915.

— M. L. Mrazec parle des : **„Formes de cimentation dans les sables des côtes de la Mer Rouge".**

„Dans mes études géologiques de l'année 1900, j'ai rencontré au coude et sur la rive gauche de la vallée du Buzău en face de Cislău, sur les flancs SW de la colline de Pârlitura dont la crête s'abaisse vers le Buzău, dans les grès du Méotien, des formes bombées à peu près hémisphériques ou légèrement discoïdales qui se profilaient en relief sur les faces de séparation des couches de grès. Des grès méotiens avec des formes semblables apparaissent aussi sur la rive droite de la vallée, sur les versants d'Aninoasa. Leur diamètre est de quelques centimètres et elles atteignent tout au plus la grosseur du poing. Elles sont bien coincées ou enracinées dans la masse du grès, d'ailleurs assez compact, avec laquelle se confond leur base.

Il ne me fut pas possible de trouver une explication plausible à la genèse de ces formes. En tout cas, il ne semblait pas que nous ayons à faire à des concrétions sphéroïdales, fréquentes dans les grès sarmatiens de cette région.

Institutul Geologic al României

Au cours de mon voyage sur la Mer Rouge, en 1913, j'ai observé des formes de cimentation du sable du littoral qui m'ont frappé par leur ressemblance avec les formes de grès méotiens.

A l'extrémité NE des lagunes de Yemsah, sur les rivages étendus de la Mer Rouge, se trouvent les traces d'un récif qui s'élève aujourd'hui au-dessus du niveau de la mer. Des dunes de sable côtier recouvrent les restes de ce récif. Sur la zône entre les eaux les plus basses et les plus hautes s'étend une plage jaune de sable de dunes, remanié, formé d'éléments du granit qui constitue le substratum du Miocène de toute cette région, mélangés avec des fragments de silex éocène et de nombreux grains blancs de calcaire et de dolomie provenant de la désagrégation du récif.

Entre la plage et les ruines du récif, j'ai observé des formes arrondies comme des pierres de pavage qui avaient parfois le même aspect d'une mosaïque, généralement de couleur sombre, presque noirâtre (Pl. I, Fig. 12, p. 127).

En examinant ces formes de plus près, j'ai constaté que certaines d'entre elles étaient molles (*A*), formées de sable humide maintenu dans sa forme par une écorce noirâtre à la surface, plus résistante, épaisse de quelques millimètres, (*a*). Sous la pellicule jaune-rougeâtre, le sable montrait une nuance verdâtre. Cette zone verte avait une épaisseur allant de quelques millimètres à quelques centimètres (*b*). A la loupe on pouvait distinguer facilement des fils et des points verts dus à des algues formant un réseau et enveloppant les grains de sable. Cette zone verdâtre se perdait dans la masse jaune centrale et vers le support de la forme. Cette masse était constituée de sable humide (*c*). parfois même mouillé qui se confondait sans la moindre différence de grains avec le sable de la couche-support de la forme en question.

Par la pression, il perdait sa forme, s'aplatissait légèrement; piétinée, l'écorce éclatait et la forme s'écrasait complètement.

Un autre type était représenté par des pavés plus durs (*B*). Une écorce de grès plus épaisse, plus ou moins compacte, également noirâtre à la surface, enveloppait une masse gréso-sableuse plus mobile et plus molle, toujours humide,

Institutul Geologic al României

avec une zone verdâtre renfermant des algues, et qui à son tour s'enracinait dans le sable du support. Ce type opposait une résistance plus grande à la pression et aux chocs, mais elle pouvait pourtant se déformer si l'on écrasait l'écorce.

Le troisième type était constitué par des pavés de grès dur (*C*) généralement compact, un peu poreux parfois, toujours noirâtre à la surface. La forme était complètement cimentée et la base ou son support se confondait avec celui du grès, car dans ce cas, le support lui-même était cimenté. Les algues vertes avaient disparu. Peut-être les petits fils que l'on pouvait observer dans la masse en partie poreuse du grès représentaient-ils leurs traces. Les moyens de recherche dont je disposais alors ne me permirent pas de constater si la substance noire était de nature organique ou si elle n'était qu'un oxyde de fer et de manganèse.

Entre ces trois types de pavés, nous avons toutes les transitions de dureté et de cimentation.

Le sable de base qui se trouve entre eux est un peu plus dur à la surface. Son processus de cimentation est identique à celui des deux premiers types : une écorce sous une mince couche d'algues vertes. La où la forme s'est consolidée comme grès, le support à durci de même. Au-dessus de la ligne de flux, les pavés semblent être plus rares. Une surface de grès rude et rendue rugueuse par l'érosion s'étend non loin de là ; elle passe à un sable ou bien elle est recouverte de sable nouvellement apporté par le vent. Sur cette surface d'érosion, l'eau en s'écoulant en filets vers la mer a sculpté çà et là des formes vermiculaires (*D*), en général courtes et de la largeur d'un doigt.

Il reste à savoir comment ces formes de pavés ont pris naissance.

On sait qu'au niveau des eaux agitées des côtes méditerranéennes, des algues calcaires vivent sur les rivages rocheux. Leur développement donne naissance à un bourrelet, une ligne de démarcation bien connue de ceux qui ont voyagé dans ces parages et dont l'aspect rappelle parfois des traces de terrasse. On appelle cette ligne particulière „trottoir".

Nous avons affaire ici à un phénomène analogue. Des conditions extrêmement favorables se présentent pour le

Institutul Geologic al României

développement des algues calcaires: un sable calcaire, une humidité saline et chaleur.

La mosaïque de pavés s'étend sur la ligne des poussées les plus avancées du flux. Le jeu des parties périphériques des vagues venant mourir sur la plage de sable produit un mouvement continu, mais relativement lent, de flux et de reflux; le sable des dunes et celui qui provient de la désagrégation du récif sont nivelés.

Des algues calcifiantes se fixent sur le sable dans la zone limite entre la terre ferme et la mer, zone toujours humide et mouillée de temps à autre par les vagues les plus hardies.

Les algues cimentent légèrement la surface; les eaux en se retirant, s'écoulent lorsque le rhytme de la mer ralentit et creusent dans le sable rougeâtre des sillons plus ou moins étroits dont le profil s'esquisse et se fixe successivement par l'action de cimentation de ces algues.

Grâce à cette érosion, les pavés s'isolent. La cimentation progressant, la ligne des formes s'établit jusqu'à leur durcissement complet en grès.

La rapidité de ce phénomène est due au climat chaud et sec qui favorise le développement des algues et produit une concentration de la solution calcaire. Il est probable que l'action des algues ne s'étend pas à une grande profondeur et la cimentation s'effectue dans des parties plus profondes probablement plutôt sous l'impulsion reçue de la surface.

Les formes décrites peuvent être considérées comme un indice caractéristique d'une formation littorale et même d'une formation venant d'une plage étendue, sableuse, léchée par les ondes légères et faibles d'une mer de climat chaud.

A mon avis, il n'existe pas le moindre doute que les formes hémisphériques des grès méotiens de la vallée de Buzău, ne soient d'origine identique à celles des lagunes de la Mer Rouge.

Nous savons que le Méotien est représenté par un faciès d'une mer fortement adoucie et que des golfes ou des lacs d'eau douce méotienne s'avançaient dans les Carpathes déjà soulevées.

Dans la vallée de Buzău, la limite actuelle du Méotien est si rapprochée en maints endroits, à l'Ouest de Buzău, de l'éperon paléogène de V ă l e n i que nous pouvons supposer

Institutul Geologic al României

que les sédiments reposaient primordialement sur le Flysch même. C i s l ă u est à quelques km. au Sud de cette ligne. Les pavés se formaient donc sur une large zone littorale sableuse, et basse.

Les pavés, sur les côtes de la Mer Rouge, sont dus au flux et au reflux de la mer qui, amenant ses eaux jusqu'aux parois rocheuses du Flysch ou les retirant bien loin, créait es conditions générales nécessaires à la formation des dits pavés.

Avant de terminer, j'ajouterais que sur quelques îles (J u b a l par exemple) de la partie septentrionale de la Mer Rouge, j'ai observé des conglomérats compacts de formations actuelles ainsi que sur la côte opposée au large. Ils sont formés surtout de blocs et de pierres granitiques et se transforment parfois en éboulis et en cailloux. Le conglomérat se forme toujours à la ligne de démarcation des eaux supérieures. Je n'ai pas pu constater si des algues calcaires jouaient un rôle dans la formation du conglomérat.

Les phénomènes de cimentation des éboulis ou des cailloux à la base des récifs marginaux du Miocène présentent un vif intérêt. Ces récifs sont parfois découverts jusqu'à leur base. Leur consolidation est généralement faible, de sorte qu'ils se présentent comme une formation plus ou moins caverneuse. Les parois des excavations sont lisses. La formation récifale peut même avoir été partiellement corrodée par des eaux salées concentrées qui circulaient dans le récif.

Dans des trous, on trouve des géodes de calcite laiteuse, parfois des cristaux à structure zonée; j'ai rencontré aussi de petits écoulements de silice, probablement de calcédoine, sur les parois des excavations.

Le support des récifs miocènes est souvent un dépôt de cailloux à blocs grands et menus; il est irrégulier et en général légèrement cimenté. La cimentation des blocs a lieu souvent sur un tronc vertical, correspondant à l'infiltration d'une solution calcifiante.

Citons encore la curieuse observation suivante : Ces roches du support général sont des phyllites compactes et surtout des tufs basiques très anciens, de couleur foncée, brune, violacée, etc., des roches à phénocristaux de plagioclases.

Ces tufs ont été exploités dans l'antiquité. Plus à l'intérieur

Institutul Geologic al României

des monts de la Mer Rouge se trouvent les carrières dont les Romains ont extrait le célèbre „Porfido rosso“ et le „Porfido verde antico“. Des filons et de petits massifs d'un granit rouge granulitique, coupent ici le complexe de tufs.

En quelques endroits, les récifs miocènes reposent sur des tufs ou s'élèvent sur du granit. Des eaux salées calcaires provenant du récif miocène se sont infiltrées aussi par les crevasses des roches anciennes. Parfois s'est formé un minéral de la série zoïsite-épidote, qui remplit les crevasses sous forme de petits filonets. Par conséquent, les eaux ont agi comme agent de cimentation dans le récif, dans les éboulis ou dans les conglomérats sous-jacents; dans les roches anciennes du support, elles donnèrent naissance à des minéraux nouveaux de la catégorie des minéraux de métamorphisme de profondeur et de contact“.

Séance du 15 Mai 1915.

— MM. G. Macovei et G. Botez : **Communication sur les phénomènes de glissement et d'affaissement de terrain du district de Râmnicul-Sărat.**

„Dans la première décade de ce mois, d'importants glissements et affaissements de terrain se sont produits dans le district de Râmnicul-Sărat. Afin d'étudier ces phénomènes géologiques, nous avons visité la région pliocène, située entre la vallée de Călnău et celle de Râmna, où les mouvements de terrain ont été plus fréquents et plus intenses que dans le reste du district.

Nous avons étudié avec une attention toute particulière les locaités qui ont le plus souffert des suites de ces phénomènes; ces localités sont les suivantes :

Bordeşti, Gura Caliţei, Constandoiu (Lacul lui Baban), Şotârcarii, Cocoşarii et Dealul Lung, situées le long de la vallée de Râmna;

Buda, Muceştii, Poeniţa, Dumitreştii, Chiojdeni, Turburea et Lozniţa, situées le long de la vallée du Râmnicu;

Chiperiu, Pardoşii (Ernatica) et Valea lui Lalu, situées le long de la vallée du Călnău.

Nous exposons ici brièvement les résultats de nos recher-

Institutul Geologic al României

ches sur la nature et l'espèce des déplacements de terrain, sur les conditions dans lesquelles ils ont pris naissance et sur les moyens auxquels on pourrait recourir pour empêcher autant que possible le retour de ces phénomènes.

Structure géologique de la région. La structure de toute la région étudiée, depuis la bordure de la plaine jusqu'à Dealul Lung-Chiojdeni, est uniforme. Les dépôts pliocènes supérieurs (Levantin) qui la constituent entièrement sont formés d'une alternance de couches d'argile, de marne, de marne sableuse et de sable. C'est seulement à la limite de la plaine avec la région des collines qu'on trouve les graviers levantins du faciès de Cândeşti faiblement développés.

Quant à l'orientation de ce complexe de couches, la direction générale de ces dernières est N 10^0—20^0 E et le pendage à l'Est commence avec 10^0 près de la plaine et augmente vers le NNW au fur et à mesure que nous approchons des vallées citées, atteignant 35^0 et même 40^0 sur la ligne Dealul Lung-Chiojdeni.

Les phénomènes de glissement et d'affaissement. Il résulte de nos observations que les phénomènes de glissement et d'éboulement de la région en question sont en étroite corrélation avec la position du niveau de base local par rapport à l'orientation des couches. En effet, les déplacements de terrain présentent des caractères différents, selon que ces deux facteurs ont varié l'un par rapport à l'autre.

Nos observations sur le terrain nous ont amenés à grouper ces phénomènes en quatre catégories:

1° **Glissements proprement dits:** Les caractères distinctifs de ces glissements sont les suivants: la portion de terrain déplacée se présente comme une masse unitaire et consistante qui s'est mue sur un plan de glissement incliné. La direction dans laquelle s'est opérée le mouvement de la masse de terrain coïncide absolument avec la direction de plus grande pente des couches. Par conséquent, le périmètre de la région déplacée a en général une forme semicirculaire, dont le diamètre est représenté par le thalweg qui draine la localité (le niveau de base local), et la cir-

Institutul Geologic al României

conférence par un crevassement à peu près continu qui délimite avec précision la surface en mouvement. Nous nommerons le tracé de cette crevasse la ligne de séparation. Le long de cette dernière, on observe constamment une dénivellation de 1 à 4—5 m, et le long du thalweg une élévation du bord de la masse glissée avec tendance de chevauchement sur le flanc opposé de la vallée. A l'intérieur de la surface déplacée, on constate de nombreux entassements ondulatoires locaux, généralement parallèles au diamètre; de même, on observe des crevasses dirigées en général tangentiellement et accompagnés de légères dénivellations.

Des phénomènes de glissements proprement dit sont eu lieu seulement lorsque la pente topographique concordait avec le plan d'inclinaison des couches. Dans ce cas, des paquets entiers de couches ont glissé, sur une surface variant de quelques hectares à 140 ha. et d'une épaisseur de 10 mètres.

Un exemple typique de cette sorte de phénomène est représenté par le glissement de Bordeşti. Nous avons vu une surface d'environ 32 ha sur laquelle est situé le village de Bordeştii de sus glisser vers l'Est vers la vallée de Budăiu. Le même fait a été constaté à Gura Caliţei, où une surface beaucoup plus petite sur laquelle s'élevaient des constructions, a glissé également à l'Est, vers le confluent du ruisseau de Caliţa avec la Râmna.

Au fond de la vallée de Caliţa, sur le territoire de la commune de Dumitreşti, une surface d'approximativement 140 ha, à peu près toute la Coasta Suliţei, à partir de Piscul Pisicei jusqu'en face du sommet de Dealul Stănei, s'est mis en mouvement vers l'Est, c'est-à-dire vers la vallée de Râmna. Il s'est formé des lacs dans les affaissements des ondulations sur la surface déplacée, dont l'eau provient des nappes aquifères phréatiques qui ont été mises à jour par les crevasses provoquées au moment du glissement du paquet de couches.

A Muceştii Buda, sur le versant occidental de la vallée du Râmnicu on a observé un phénomène identique. Ici, nous avons encore eu l'occasion de constater encore plus clairement qu'ailleurs, que des phénomènes analogues se sont déjà produits dans le passé.

Institutul Geologic al României

Ainsi, près du cours actuel du Râmnicu et à 10 mètres au-dessus de son niveau, il y a un ancien lac nommé le „Lacul cu raci". Ce lac a pris naissance à l'occasion de glissements analogues, quelques dizaines d'années auparavant. Il est abrité dans un synclinal dû au relèvement en sens inverse de la bordure inférieure du paquet de couches, qui glissa à ce moment. L'eau de ce lac provient des sources qui ont pris naissance à l'époque du glissement, par l'ouverture d'une nappe phréatique.

A Pardoşi (Ernatica), les phénomènes de glissement s'étendent sur une surface d'approximativement 50 ha où il y a des constructions à peu près sur 20 ha.

A Chiperiul et Valea Raţei, les mêmes phénomènes ont affecté des portions de terrain beaucoup plus réduites.

2° **Ecoulements de boue.** Ces phénomènes de déplacement se distinguent des précédents du fait que la masse de terrain ne se déplace pas d'un trait, mais se présente comme une masse semi-solide, fragmentaire et puissamment pétrie, qui s'écoule par des rigoles d'une largeur maximale de 50 m. L'aspect d'un semblable déplacement ne ressemble nullement à celui d'un solide dévalant une pente, mais rappelle tout-à-fait un glacier. En d'autras termes, le déplacement dans ce cas suit les lois d'écoulement d'une masse visqueuse.

Dans un semblable déplacement on peut distinguer les mêmes parties que dans un torrent: l'origine qui est localisée dans un cirque torrentiel, le couloir qui correspond au canal torrentiel, et la portion terminale correspondant au cône de déjection torrentiel.

A l'origine, la ligne de séparation entre le terrain en place et celui qui avance est fort précise et a la forme d'une semi-circonférence dont la concavité est dirigée vers la direction d'écoulement. Cette ligne est la ligne de séparation, analogue à celle des glissements. Elle est accompagnée d'une dénivellation comme dans le cas précédent.

Le couloir, dont la largeur maximale est comme nous avons dit, environ 50 m, est limité par des parois droites et verticales entre lesquelles s'écoule la masse semi-solide. La surface des parois est lisse et parfois presque polie par le frottement de la masse en mouvement. La bande de terrain

Institutul Geologic al României

affectée par le mouvement a tout-à-fait l'aspect d'une masse glaciaire : des crevasses transversales — les plus fréquentes —, des renversements, des rigoles d'eau superficielle, un écoulement plus rapide au milieu du canal et à la surface que sur les bords et qu'en profondeur, etc. L'épaisseur de cette masse semi-solide, comme nous avons pu déduire de nos observations, semble être à peu près de 3 m.

La portion terminale est semblable au couloir, ne s'en distinguant que par le fait que la masse y déborde sur les parois latérales et s'étale sous forme d'un cône de déjection. Cette portion terminale rappelle en même temps l'aspect d'une moraine frontale par les ondulations semi-circulaires qu'elle présente à la surface ; on y observe également des crevasses radiales taillant transversalement les ondulations semi-circulaires. Par ces crevasses circulent des filets d'eau.

Ces phénomènes d'écoulement n'ont lieu que dans les vallées torrentielles dont la direction d'écoulement est intermédiaire entre la ligne de plus grande pente des couches et entre leur ligne de direction. Les phénomènes de cette nature sont beaucoup plus fréquents que les glissements proprement dits ; en échange ils n'affectent jamais des surfaces unitaires aussi étendues. Nous avons rencontré les plus forts écoulements entre Costandoiu et Cocoşari. Il faut aussi mentionner spécialement un écoulement semblable sur le versant méridional de la vallée de la Râmna, en face des Şotârcari, avec un couloir d'une longueur approximative de 400 m. et qui reçoit encore deux affluents plus petits. La portion terminale de cet écoulement a barré le cours de la Râmna en formant un lac („balhui") dont le niveau s'est élevé à peu près de 2 m. au-dessus du niveau habituel de la Râmna.

Nous avons encore observé des écoulements de même nature de part et d'autre de la vallée du Râmnicu, entre Dumitreşti et Loznița.

A Ernatica, en dehors des ghissements proprement dits, un écoulement de même nature situé à la bordure orientale du village présente un couloir d'environ un kilomètre de longueur. Ici, on put constater que le déplacement en aval de la masse s'est effectué sur une longueur de près de

Institutul Geologic al României

50 m., à en juger d'après les prairies et les habitations entassées les unes sur les autres et qui primitivement étaient éloignées les unes des autres de la distance mentionnée.

3⁰ **Glissements d'éboulis.** Les pentes exposées à l'Ouest, c'est-à-dire celles dont l'inclinaison est dirigée en sens inverse de l'inclinaison des couches, sont recouvertes en général d'une couche plus ou moins épaisse d'éboulis, résultat de la désagrégation des couches de marnes et des sables. Ces éboulis, étant minés par les eaux d'infiltration particulièrement abondantes en cette saison, ont commencé à glisser et même par endroits à dévaler le long de la pente.

Les phénomènes de cette nature bien qu'ils soient les plus fréquents, n'ont jamais affecté de grandes portions de terrain, de sorte que les dégâts commis par eux sont négligeables.

4⁰ **Eboulements.** Ce genre de phénomènes se produit lors de l'action directe d'un cours d'eau sur la base d'une pente rapide, taillée soit en sens invers du pendage des couches, soit obliquement ou perpendiculairement à leur direction.

Dans la région visitée, de semblables éboulements d'ailleurs peu importants, furent constatés dans la vallée de la Râmna, sur la rive est, entre Gura Caliţiei et Dealul Lung.

Les causes des déplacements de terrain observés: La région étudiée par nous, par sa nature pétrographique et sa disposition tectonique, s'est trouvée dans des conditions particulièrement favorables à la production de ces phénomènes.

Ainsi, les dépôts qui la constituent étant formés d'une alternance à peu près régulière de couches perméables et imperméables d'une inclinaison assez prononcée, il est facile de comprendre que les eaux courantes découvrant par l'érosion au pied de la pente les nappes d'eau souterraine qui auparavant passaient audessous du niveau de base des eaux superficielles, le support du paquet qui repose sur la couche imperméable ait été détruit. Donc, ce paquet tout entier va glisser sur la surface de la couche imperméable, puissamment mouillée, jusqu'à ce qu'il atteigne une position d'équi libre. C'est de cette manière et pour cette raison que prirent naissance les glissements de terrain proprement dits.

Dans le cas des écoulements de boue, les matériaux qui

Institutul Geologic al României

constituent la masse coulante sont constitués en partie par des fragments de roches en place perméables, et en partie par des éboulis tombés des parois de la vallée. Les eaux de pluie ont imbibé, complètement ces materiaux, les transformant en une masse semi-solide qui s'est mise en mouvement, à cause de l'angle de pente trop grand pour soutenir des matériaux de semblable consistance.

C'est encore la même cause qui a provoqué les glissements et les écoulements d'éboulis.

Quant aux éboulements, ils sont dus à l'action des eaux courantes qui ont miné le pied des pentes rapides.

En définitif, nous pouvons dire que la cause fondamentale et principale de ces phénomènes est l'affaissement du niveau de base par l'érosion qui agit de manière ininterrompue.

L'action de ce facteur est favorisée par:

1° La nature des roches qui forment les couches de la région et leur disposition;

2° Les défrichements exagérés qui ont eu lieu dans tout le bassin du Râmnicu et qui ont agrandi la puissance érosive des eaux courantes;

3° Les pluies particulièrement abondantes de ce printemps, qui tombèrent surtout dans la deuxième moitié du mois de Mars.

Les moyens de remédier. Les seuls moyens d'empêcher le retour de semblables phénomènes, ou au moins de les rendre plus rares consisteraient à

1° effectuer des barrages transversaux, qui atténueraient la puissance érosive des torrents et des cours d'eau, et à

2° reboiser toute la région, à partir de la base des pentes.

Grâce au reboisage, aussi bien les infiltrations que les écoulements superficiels se modéreraient, parce qu'il est bien connu que la végétation retient une grande quantité d'eau qu'elle remet en circulation sous forme de vapeur. Ainsi, aussi bien l'action érosive des eaux superficielles que l'action d'imbibition des eaux souterraines seraient très réduites.

Par les barrages transversaux dans les thalwegs des cours d'eau où l'on ne peut faire des plantations, l'action érosive

Institutul Geologic al României

de ceux-ci serait diminuée et l'abaissement du niveau de base ralenti, de sorte que ce dernier pourrait moins facilement intercepter les nappes d'eau souterraine et donner naissance à des glissements".

— M. L. Mrazec : „La cause des glissements de couches varie selon la tectonique de la région et la composition des roches.

1. Dans la région de l'Olténie, de même que dans les Souscarpathes de Râmnicul-Sărat, cette cause réside dans l'imbibition d'eau dans les sables et dans l'élévation du niveau hydrostatique de ce point.

2. Dans la région des plis carpathiques, la chose dépend de l'orographie générale, de la nature des roches et de la tectonique.

Dans cette région-ci où nous avons des roches argileuses très répandues, les glissements sont plus fréquents que dans le premier cas et se produisent aussi plus facilement sous l'action de pluies plus faibles. Ainsi, dans les Couches de Comarnic, dans celles de Sinaia, il se forme des glissements, des cônes de déjection et des éboulis qui naissent ou disparaissent tous les ans, surtout au printemps.

De même, les marnes rouges sénoniennes de la vallée de Prahova, de Proviţa, etc. s'imbibent très vite et glissent souvent, l'Eocène de la zone du Flysch, quand il est marneux, se comporte pareillement.

Dans l'Oligocène, nous avons des éboulis et des sables coulants. La Formation Salifère, le Sarmatien, le Méotien, le Pontien, le Dacien et le Levantin, donnent naissance eux aussi à de semblales phénomènes très importants.

Les glissements sont dus en tout cas à la lourdeur de la masse imbibée et à la présence de certaines couches imperméables à la base de cette masse.

Dans le cas d'écoulements, nous avons affaire à un phénomène semblable à l'écoulement des glaciers.

Le détachement s'opère toutefois selon la surface des couches, par exemple, le glissement dans le Pontien du sommet de Ciobii vers Doftana.

On ne doit désigner par glissements que les phénomènes dans lesquels glissent des couches de grès ou de sable re-

Institutul Geologic al României

couvertes d'une couche végétale et où le glissement s'effectue sur une couche d'argile".

— M. Murgoci propose pour les glissements et écoulements le nom de sodomiri; pour les dolines crevassées dans le fond, le nom de ponoare, et pour les grands écroulements et leurs effets le nom de potopiri. Il décrit de nombreux cas de glissements tels que: des glissements proprement dits; des écoulements ou glissements superficiels; la disposition des couches en béquilles; les glissements dans la mer (à Odessa, à Constanţa, à la bordure de la Lagune vénitienne). Enfin il parle sur les glissements qui ont lieu de part et d'autre d'un noyau solide, résistant, ainsi que de quelques autres cas.

M. Murgoci montre qu'en général la résistance au glissement est due: à la cohésion des couches, à la friction entre celles-ci et à leur appui. On ne peut indiquer un remède absolu à ce fléau. Ainsi, le reboisage ralentit l'action des glissements, mais ne l'arrête pas perpétuellement.

Séance du 22 Mai 1915.

— M. L. Mrazec. **Observations relatives à l'origine des gisements de nitrate de sodium dans la nature.**

„Le salpêtre du Chili (nitrate de sodium) forme les gisements les plus grands sur les hauts plateaux de la côte occidentale de l'Amérique du Sud. D'autres gisements dont l'importance n'est pas encore bien connue ont été signalés dans les régions transcaspiennes, en Egypte, en Californie, etc.

Un coup d'œil rapide sur une carte mondiale nous montre que les gisements signalés jusquà présent semblent être restreints exclusivement aux zones désertiques de notre globe.

Le nitrate de potassium au contraire est très répandu dans les régions à climat tempéré mais pas trop pluvieux, dans les régions de steppes dans lesquelles se trouvent des conditions favorables à une fermentation productrice de nitrates.

Dans la Plaine hongroise et même en Moldavie, on „cultivait" le salpêtre. Le nitrate de potassium accompagne aussi le salpêtre du Chili dans ses gisements, en quantités variables, parfois cependant assez importantes.

Les deux sels sont des produits terminaux de la décom-

Institutul Geologic al României

position des corps organiques par une oxydation très énergique, en présence d'air et d'alcalis.

La formation du nitrate de potassium dans la nature est bien connue. On sait que la substance organique soit végétale, soit animale, donne par sa décomposition en présence d'oxygène des produits principalement gazeux et un résidu, une cendre, qui subsiste après le processus de transformation. En soi, ce processus est en premier lieu, un processus d'oxydation. Les produits volatils sont surtout CO^2, l'ammoniaque et l'eau. L'ammoniaque se nitrifie par action bactérienne. Ce phénomène se produit de préférence dans des sols, dans lesquels l'humidité et l'air peuvent circuler facilement. La structure et la capillarité du sol jouent un rôle important: il doit être alcalin et humide; toutefois une humidité par trop grande nuit au processus de nitrification ou en tout cas à la formation d'efflorescences de nitrates à la surface du sol.

Si le mode de formation du salpêtre de potassium, qui peut l'accompagner, est clair, il n'en est pas de même pour le salpêtre du Chili.

La formation de nitrate de sodium (caliche) repose sur un sédiment argileux (cova) et est recouverte d'une épaisse écorce désertique (costra) riche en sels, recouverts d'une couche sableuse ou argileuse (chuca). La composition de cette formation (1) est un mélange en proportions extrêmement variables de nitrate de sodium, de chlorure de sodium, des sulfates de sodium et de magnésium et de gypse, mélangés avec un sédiment argileux. Parmi les éléments accessoires, l'iodure et l'iodate de sodium présentent un intérêt scientifique et économique tout particulier. En outre, on observe encore de petites quantités de nitrates terreux, de bromates, de borates, de perchlorate de potassium, etc.

L'iode est un élément constant dans les gisements sud-américains; mais il n'est pas signalé dans d'autres gisements, ce qui toutefois ne prouve pas son absence.

La teneur moyenne en iode est de 1.5—2 kg. par tonne et dans les eaux-mères résultant de la concentration des solutions d'extraction des nitrates, elle s'élève à 5—6 kg.

1) Jurisch: Salpeter und sein Ersatz.

Institutul Geologic al României

par tonne d'eau-mère. De celle-ci, on la précipite au moyen de bisulfite de sodium.

L'origine du salpêtre des gisements américains du Chili a été très discutée. Des diverses opinions, retenons seulement les suivantes qui présentent le plus d'intérêt: le salpêtre serait d'origine bactérienne, un produit de décomposition d'algues marines d'une côte qui se serait élevée par la suite aux altitudes actuelles des hautes plaines; cette explication justifierait la présence de l'iode. Ce dernier serait un simple produit d'évaporation de certains lacs sodifères ou bien encore il serait dû aux déjections de troupeaux de lamas, etc.

Selon d'autres, l'origine de l'iode serait en relation avec des dépôts de guano aujourd'hui disparus. D'autres prétendent que ces gisements seraient dus surtout à l'acide azotique de l'air; on sait que les décharges électriques de l'atmosphère oxydent l'ammoniaque qu'elle contient et, par ailleurs, que les charges électriques sont très grandes dans les pampas.

En examinant de plus près la composition et la nature du gisement, nous voyons que la composition minéralogique et la structure du caliche et de la costra indiquent que nous avons affaire à une formation désertique. Les nitrates, le sel, les iodures et le gypse sont des dépôts primaires d'une solution saline concentrée. Les nitrates et les iodates et une partie du gypse et des sulfates de sodium sont des produits d'oxydation des sels déposés et remaniés en solution.

Les réactions chimiques par capillarité doivent avoir joué un rôle capital au moment où les solutions diffusaient soit par les sédiments argileux, soit par les sels déposés ou en migration.

La richesse en iode révèle l'existence d'une vie intense dans les eaux où se sont formés les dépôts primaires de sels. Elle exclut la supposition que ces derniers seraient uniquement le résultat d'une action microbienne ou proviendrait d'excréments animaux, mais elle n'élimine pas toutefois la participation éventuelle du guano à la formation de ces dépôts.

L'absence totale ou la pauvreté en brome semble refuter une origine principalement marine.

Le chlorure de sodium imprègne toute la formation de nitrates, c'est-à-dire les couches argileuses de base, cova, ca-

Institutul Geologic al României

liche et costra. Le chlorure de sodium est de fait l'élément principal et en général dominant des gisements. La présence de grandes quantités de ce sel est difficile à expliquer par une simple concentration des eaux de pluie, comme l'admettent quelques-uns, quelque grande que soit leur pouvoir de dissolution sur les couches ambiantes.

Au cours de mes voyages en Egypte, surtout dans les déserts montueux africains et asiatiques de la Mer Rouge et dans les steppes désertiques de l'Amérique du Nord et de la Russie, j'ai observé que par la concentration des eaux de précipitations et par les phénomènes chimiques qui sont en fonction du climat, ce sont surtout des dépôts de sulfates (gypse) et de carbonates ($CaCO_3$) qui se forment et en mesure plus restreinte les chlorures et les sulfates alcalins. C'est seulement où se trouvent des dépôts marins salés, des gisements de sel ou des eaux salines que peuvent se former des gisements importants de chlorure de sodium.

En outre l'examen de la composition chimique nous montre que les sels de gisement sont surtout des sels oxygénés, des sulfates, des nitrates, des iodates, des bromates, des borates, des perchlorates, etc. La formation de ces sels doit être mise uniquement au compte du facteur „climat".

Cette insolation intense et ininterrompue du désert, la grande puissance oxydante de l'air sec et chargé d'électricité et le grand rôle qu'a la diffusion par capillarité des solutions et les réactions chimiques liées à elle, phénomènes qui se produisent à la surface du sol ou à son voisinage, semblent être les facteurs principaux intervenant dans le processus d'oxydation.

La voie de transformation des sels primaires de sodium en nitrates ou l'apport éventuel de nitrates n'est pas encore éclairci. Nous ne savons pas si sous le climat désertique l'action microbienne de nitrification a l'intensité très grande qui lui est attribuée.

Le rôle de l'acide azotique de l'air n'est pas connu davantage.

D'ailleurs, si les nitrates étaient dus en premier lieu à ces facteurs, leurs gisements des déserts des deux zones désertiques du globe, devraient être beaucoup plus répandus, ce qui n'est précisément pas le cas.

Institutul Geologic al României

Par conséquent, si nous résumons les observations faites jusqu'à présent et en éliminant autant que possible les facteurs génétiques supposés, mais incertains, nous arrivons à la conclusion suivante :

Les gisements de salpêtre du Chili se rencontrent seulement dans des déserts. Une liaison génétique entre la formation des éléments composants du gisement et le climat désertique est évidente.

Le nitrate de potassium se rencontre surtout dans les zones de contact du climat tempéré et du climat désertique. Il semble se former sur le compte de la substance organique, par l'action bactérienne et au moyen de sols ou de sédiments desséchés, facteur important, facilitant la migration des sels vers la surface des roches.

Les gisements de salpêtre de l'Amérique du Sud se sont formés à partir de solutions salées, dans lesquelles se déroulait une vie intense. Parmi les diverses suppositions relatives à l'origine des solutions, il faut éliminer l'hypothèse que celles-ci seraient dues à une simple concentration d'eau de pluie.

Il est possible, bien que non prouvé encore, qu'elles soient rélictuelles des eaux du Pléistocène. Il se peut que leur salinité provienne du lavage de certains sédiments marins éloignés ou érodés. Des études détaillées dans cet ordre d'idées n'ont pas été faites que je sache. Mais le substratum général de la région, le support des gisements, serait constitué de formations très anciennes. Le dépôt primaire principal de ces solutions a été le chlorure de sodium. La précipitation a été accompagnée de changements dans l'équilibre de solution des eaux-mères. Le remaniement des sels déjà déposés a donné naissance sous l'influence oxydante du climat à des sels oxygénés et à d'autres composés étrangers aux dépôts primaires.

La composition primordiale des solutions semble devoir correspondre à celle des eaux fossiles des gisements de pétrole.

Je ne sais si l'on a recherché des hydrocarbures dans la formation de nitrate, mais il est possible et même probable que sous l'action oxydante du climat, la substance organique ait disparu complètement. Il n'est pas exclus, mais il n'est

Institutul Geologic al României

pas non plus prouvé, que l'azote de la substance organique ait été retenu et fixé en partie dans les composés azotés finaux.

En résumé, les gisements de nitrates, soit de sodium, soit de potassium, sont fonction du climat".

— M. Gh. Murgoci rappelle diverses hypothèses émises sur l'origine des nitrates. L'hypothèse que les gisements de salpêtre du Chili seraient des résidus d'eaux salées des régions salifères a déjà été émise par Clarke. Les nitrates peuvent provenir, en différentes régions, de la matière organique des sols, du guano et de déjections animales, ainsi que d'exhalaisons volcaniques. Il décrit les salpêtrières qu'il a visitées en Anatolie, les unes en surface, les autres souterraines. En maintes endroits, p. ex. entre Eregli et Nidge, on exploite par lavage et décantation et on concentre et évapore ensuite au soleil les eaux aqueuses du salpêtre formé par les déjections humaines.

La question de l'iode dans les nitrates, toutefois, présente une importance particulière; on n'a pas encore trouvé à expliquer la liaison entre ces composés.

— M. L. Mrazec. „C'est un phénomène général, connu depuis fort longtemps, que dans les régions de steppe où vivent les nomades et leurs troupeaux se forment des nitrates, spécialement du nitrate d'ammonium, ainsi que du chlorure d'ammonium. Ces nitrates s'exploitaient jadis, déjà à l'époque des Phéniciens, comme remèdes médicaux et pour des feux d'artifices.

Depuis le début de la fabrication de la poudre à canon, la récolte devint méthodique. La Moldavie était connue comme terre productrice de nitrates, de même que la Dépression Pannonique, l'Anatolie, la Perse, la Steppe Kirghize, les steppes de Chine, etc.

D'autres dépôts de ce genre sont les monceaux de fumier, accumulés dans les pays mahométans près des villes et des villages. Ainsi la ville du Caire est entourée de véritables collines hautes de 20—30 m, formées de fumier récolté depuis 10 siècles. Si ces dépôts doivent contenir des nitrates formés sous l'influence d'un climat sec, il est toutefois inadmissible que par le lavage de ces dépôts ayent pris naissance de grands dépôts de nitrates".

Institutul Geologic al României

— M. G. Murgoci. En étudiant les causes de la désagrégation superficielle des roches, on a constaté que non seulement l'insolation produit la désagrégation mais aussi la rétention de l'humidité dans les pores en contact avec des substances déliquescentes. Par cette action prennent naissance des carbonates, du chlorure d'ammonium et des nitrates qui sont expulsés de la roche et cristallisent à la surface.

— M. le Prof. Sava Athanasiu insiste sur l'activité des bactéries nitrifiantes, rappelant que Walter admet également que les bactéries nitrifiantes produisent des nitrates à partir du $CaCl_2$ et CO_3Ca, là où ceux-ci se trouvent dans le sol.

— M. P. Enculescu. Ces bactéries ont besoin d'humidité pour se développer.

— M. Mrazec recommande de récolter des efflorescences salines, si fréquentes dans les collines souscarpathiques et la plaine. Une étude générale de ces sels peut fournir des conclusions intéressantes.

Séance du 29 Mai 1915.

— M. le Dr. I. Popescu-Voiteşti et M. l'Ing. G. Protopopescu : **Quelques observations sur le Bassin pliocène de Comăneşti (District de Bacău).**

„Le bassin pliocène de Comăneşti, grâce à la qualité supérieure du lignite qu'il contient a attiré prématurément l'attention des géologues et des ingénieurs, de sorte que nous possédons aujourd'hui une certaine quantité de données importantes sur ses couches et le charbon qu'elles contiennent. Jusqu'ici il n'existe toutefois aucune étude de détail complète (1).

1) G. Cobălcescu : **Memoriile geologice ale Şcoalei Militare din Iaşi.** Bucureşti 1883.

Ing. M. Drăghiceanu : **Harta geologică a României.**

Sabba Ştefănescu : **Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie.** Lille 1897.

W. Teisseyre : **Zur Geologie der Bacau'er Karpathen.** Jahrb. der K. K. Reichsanstalt Bd. XLVII. Wien 18 7.

W. Teisseyre : **Ueber die mäotische, pontische & dacische Stufe.** Anuarul Inst. Geol. Vol. II. Buc. 1909.

Ing. V. Iscu : **Zăcămintele de cărbuni din valea Trotuşului** (distr.

Institutul Geologic al României

Les moindres données que nous possédions sont celles relatives à la tectonique du bassin et la communication présente a précisément pour but de jeter quelque lumière sur cette question.

Le bassin de Comăneşti se trouve situé dans la zone du Flysch des Carpathes orientales, approximativement à la limite entre le faciès du Paléogène de la Nappe marginale et celui de la Nappe du grès de Fusaru (Uzu, Moineşti), donc à la bordure externe des Nappes internes.

Il s'étend le long de la région de la vallée du Trotuş, au Nord à partir d'une ligne approximative Asău-Moineşti, se continue vers le Sud jusqu'au-delà de Doftana, avançant beaucoup vers l'Ouest du Trotuş, jusque sous les monts de Lăloaia et le sommet de Obcina Hâjmelor; et à l'Est du Trotuş, sauf la pointe qui entre dans la vallée de l'Ulmeniş, jusque près de Moineşti; c'est à peine si le bassin dépasse la rive gauche de la rivière du Trotuş.

I. Géologie de la région.

1. Le substratum du bassin. — Le bassin est supporté dans sa majeure partie par l'Eocène de la Nappe du grès de Fusaru et en partie aussi par l'Oligocène de la Nappe marginale.

Bacău). Moniteur des Intérêts pétrolifères roumains No, 63, Bucarest 1902

Sava Athanasiu: **Carte géologique de la Moldavie** (manuscrit).

Sava Athanasiu: **Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du district de Bacău.** Guide du III-e Congrès intern. de pétrole Bucarest 1907.

G. M. Murgoci; **L'Industrie minière en Roumanie** en 1907.—Revue du Pétrole, No. 4. 1908 Bucarest,

Ing. I. Popescu: **Das Kohlenvorkommen von Comăneşti.** Montanztg. Dez. 1909.

Ing. I. Popescu: **Das Tertiär des Trotuschtales und seine nützbaren Lagerstätten.** Montanztg. 1910.

C. M. Dozy: **Pliocäne Braunkohle im Distr. Bacău, Rumänien.** Zeitschr. f. prakt. Geologie Berlin 1911.

Ing I Tănăsescu: **Statistique de la production minière en Roumanie.** An. Inst. Geol. Vol. V. 1912.

Negoiţă Dănăilă: **Studiul chimico-technic al ligniţilor româneşti din judeţele Dâmboviţa, Muscel şi Bacău.** Bucarest 1912.

L. Mrazec et I. Tănăsescu: **Les réserves de Charbon de la Roumanie** (The Coal Resources of the world, Canada 1913).

Institutul Geologic al României

a. L'Eocène. — Les roches qui constituent en général le substratum de ce bassin sont les roches gréseuses typiques du faciès nummulitique de la Nappe du grès de Fusaru : un grès gris, bleuâtre, micacé, disposé en bancs épais de un jusqu'à plusieurs mètres et séparés entre eux par de faibles intercalations de marnes. Le grès contient, mais rarement, de petites *Nummulites* et surtout des *Orthophragmina.*

Des paquets entiers de bancs de grès possèdent des intercalations plus importantes de couches de marnes grises, rouges-violacées ou bleu-vertes qui deviennent beaucoup plus puissantes à la partie supérieure de la série, où les grès jouent un rôle secondaire. La direction générale des couches est N 10°-15° O—S 10°-15° E et à part les plis en genou que présente partout cette région, elles ont un pendage général à l'Ouest.

b. L'Oligocène. — Il est du type de la Nappe marginale, c'est-à-dire représenté par des schistes dissodiliques parfois siliceux, ou bien des grès de Kliwa qui appparaissent à la partie orientale du substratum comme des lambeaux d'érosion, tels que ceux de Fundul Tisei, et ceux qui surgissent le long de la bordure marginale orientale du bassin, à Moineşti, Vermeşti, Plopu, etc. D'ailleurs, un peu plus à l'Est de la bordure du bassin, le faciès de la Nappe marginale, Eocène et Oligocène, prend un grand développement en constituant la zone du Flysch marginal jusqu'à la limite du Salifère des Sous-Carpathes.

Un fait intéressant à relever ici est qu'à la bordure externe du faciès du grès de Fusaru, l'Oligocène du type de la Nappe marginale passe aussi dans la région de la Nappe de Fusaru, de manière analogue à ce que nous eûmes autrefois l'occasion de constater avec M. le Prof. Mrazec, à savoir que le faciès du grès de Fusaru (Eocène) passe aussi au faciès du Flysch marginal, surtout à la base de la Nappe marginale (vallées d'Oituz, de Slănic, sources du Prouth, en Galicie, etc.).

Ceci démontre que, bien que tectoniquement ces faciès forment des unités distinctes, dans les régions limitrophes, leurs formations présentent des transitions des unes aux autres sur des distances assez étendues.

La présence de pétrole et d'hydrocarbures de pétrole dans

Institutul Geologic al României

les roches du substratum du bassin nous indique (Fundul Tisei et Moineşti) que l'Eocène et l'Oligocène de la Nappe de Fusaru et de la Nappe marginale reposent sur la formation qui constitue l'autochtone du Flysch en général.

2. **Structure du bassin.** — Si nous laissons de côté les graviers de terrasse et les éboulis dus à la désagrégation des pentes, qui prennent un grand développement, les roches qui constituent les dépôts du bassin sont formées de marnes bleuâtres compactes, pliocènes, riches en restes de plantes et en Mollusques d'eau douce et disposées en bancs épais de un à quelques mètres.

En alternance avec les marnes, on trouve un grès, parfois assez dur, formé de grains petits et moyens de quartz et moucheté de mica. Ce grès est formé par un remaniement du grès de Fusaru (de Moineşti), de sorte que les intercalations de base, dans lesquelles le grès est beaucoup plus dur, peuvent être confondues facilement avec le grès éocène. Seule la coloration un peu plus claire du grès pliocène qui passe du gris au jaune sale dans les parties supérieures peut servir à les distinguer, ainsi que la disposition des parcelles de mica qui sont plus grandes et également distribuées dans la masse du grès de Fusaru, tandis que dans le grès pliocène, elles sont petites, moins nombreuses, et quand elles sont en plus grande quantité, elles forment dans la stratification du grès de fines raies micacées.

A la partie supérieure de la série, les bancs de grès deviennent sableux, par endroits conglomératiques, passant à des conglomérats bien développés dans la partie sud et sud-est du bassin.

Considérées en général, les marnes sont bien développées à la partie inférieure de la série tandis qu'à la partie supérieure ce sont surtout des grès et des conglomérats, ces derniers prédominant en général dans la partie sud et sud-est du bassin.

Les charbons sont généralement inclus dans ces marnes; ils se présentent sous forme d'intercalations triples et même quadruples par endroits, dont l'épaisseur varie de 0,30—2 m.

Au-dessus de la couche inférieure de charbon (connue par les exploitations) apparaît toujours une couche calcaire de 30—40 cm. d'épaisseur, formée exclusivement de restes et de débris de *Congéries* en grande partie écrasées.

Institutul Geologic al României

Les intercalations de charbon sont formées d'un lignite bitumineux pur, compact, à cassure conchoïdale, luisant, qui s'extrait en grands blocs et ne s'effrite que difficilement, sans donner beaucoup de poudre.

3. **L'âge du bassin.** Les restes organiques que contiennent les marnes, les grès et spécialement la „lumachelle à *Congéries*" sont en général mal conservés ou écrasés et si difficiles à extraire qu'ils ne peuvent servir à une détermination précise de leur âge.

Teisseyre (op. cit.) mentionne dans la couche calcaire de Coasta Luminii les formes suivantes :

Zagrabica naticina Brus.
Melanopsis Bouéi Fer. (var).
Dreissensia polymorpha Pall. ?
Congeria Neumayri Andruss.
Neritina cf. rumana Sabba.
Bythinia sp.
Limnaea valvata, Helix, etc.

En s'appuyant sur ces données, Teisseyre conclut que l'âge de ces couches correspondrait au Pontien inférieur, sinon au Méotien.

Dans la vallée de Lăloaia, nous avons recueilli, nous aussi, parmi les marnes, les grès et dans le banc de calcaire de nombreux restes organiques qui, autant que leur état de conservation nous a permis de les déterminer, appartiennent aux formes suivantes :

dans les marnes :

Fructifications de *Chara* (nombreuses).
Empreintes de feuilles de plantes aquatiques.
Unio sp.
Planorbis sp.
Helix sp.

dans les grès :

Congeria Neumayri Andr.
Melanopsis sp.
Unio sp.

NOTE. — Une partie du matériel des grès a été mis à notre disposition par MM. les géologues H. Grozescu et D. Preda auxquels nous adressons ici nos remerciements.

Institutul Geologic al României

dans le banc de calcaire (lumachelle) :

Congeria Neumayri Andr.

Neritina sp.

Bien que ce formes soient en général écrasées, le grand développement présenté par la forme de *Congeria Neumayri* Andr. nous fait croire que les couches de charbon de Comăneşti appartiennent très probablement à la base du Pliocène, c'est à dire au Méotien.

4. **Le mode de formation des charbons.** Si l'on considère aussi bien le genre des roches constituantes que les restes organiques contenus dans ces dernières, on peut en déduire que les dépôts du bassin de Comăneşti sont d'eau douce, sédimentés dans un lac qui avait sûrement une grande extension dans cette partie du Flysch carpathique. A en juger d'après le développement important des argiles marneuses et des grès plus ou moins fins qui prédominent en général, les eaux du lac étaient tranquilles et les rivières qui l'alimentaient lui amenaient des matériaux assez fins.

C'est seulement à la partie supérieure du bassin et spécialement dans la partie méridionale que nous trouvons représentées des roches à gros éléments — grès conglomératiques et conglomérats faiblement cimentés — accusant un changement de régime avec augmentation de l'activité des cours d'eaux tributaires.

Le charbon contenu dans les marnes, charbon noir, luisant, compact, à cassure conchoïdale et très bitumineux, montre par ces caractères qu'il provient d'un „sapropel" très riche en restes de plantes aquatiques et que ces plantes formaient sûrement à la surface du lac de grands „plaurs" flottants dans le genre de ceux qui recouvrent aujourd'hui le delta du Danube, „plaurs" qui occupaient à peu près toute la surface du lac et qui, en tombant au fond, ont formé avec les débris de plantes de la vase de fond le „sapropel" dont est issu le lignite du bassin de Comăneşti.

5. **Tectonique du bassin.** D'après le mode de disposition des couches du bassin, on peut déduire que les eaux pliocènes qui ont subsisté dans cette région du Flysch occupaient une dépression allongée en forme de cuvette, dans

Institutul Geologic al României

la région externe du Flysch interne et spécialement dans la région du Nummulitique de la Nappe de Fusaru; l'axe longitudinal était dirigé approximativement N—S, donc à peu près parallèle avec la bordure du Flysch.

Les dislocations que présentent les couches du bassin sont et étroite relation avec la tectonique post-pliocène du substratum et bien que les couches du bassin affectent la forme d'une grande cuvette synclinale, ce synclinal se trouve en fait divisé en plusieurs cuvettes parallèles par une série de plis en genou, déversés à l'Est, du grès de Fusaru qui en divers endroits traverse jusqu'à la surface les couches du bassin.

Parmi ces cuvettes secondaires, celles qui sont situées à la bordure orientale du bassin sont moins disloquées que celles qui se trouvent plus à l'intérieur du Flysch paléogène et qui, outre qu'elles sont plus écrasées, sont divisées aussi transversalement par des dislocations en cuvettes encore plus petites.

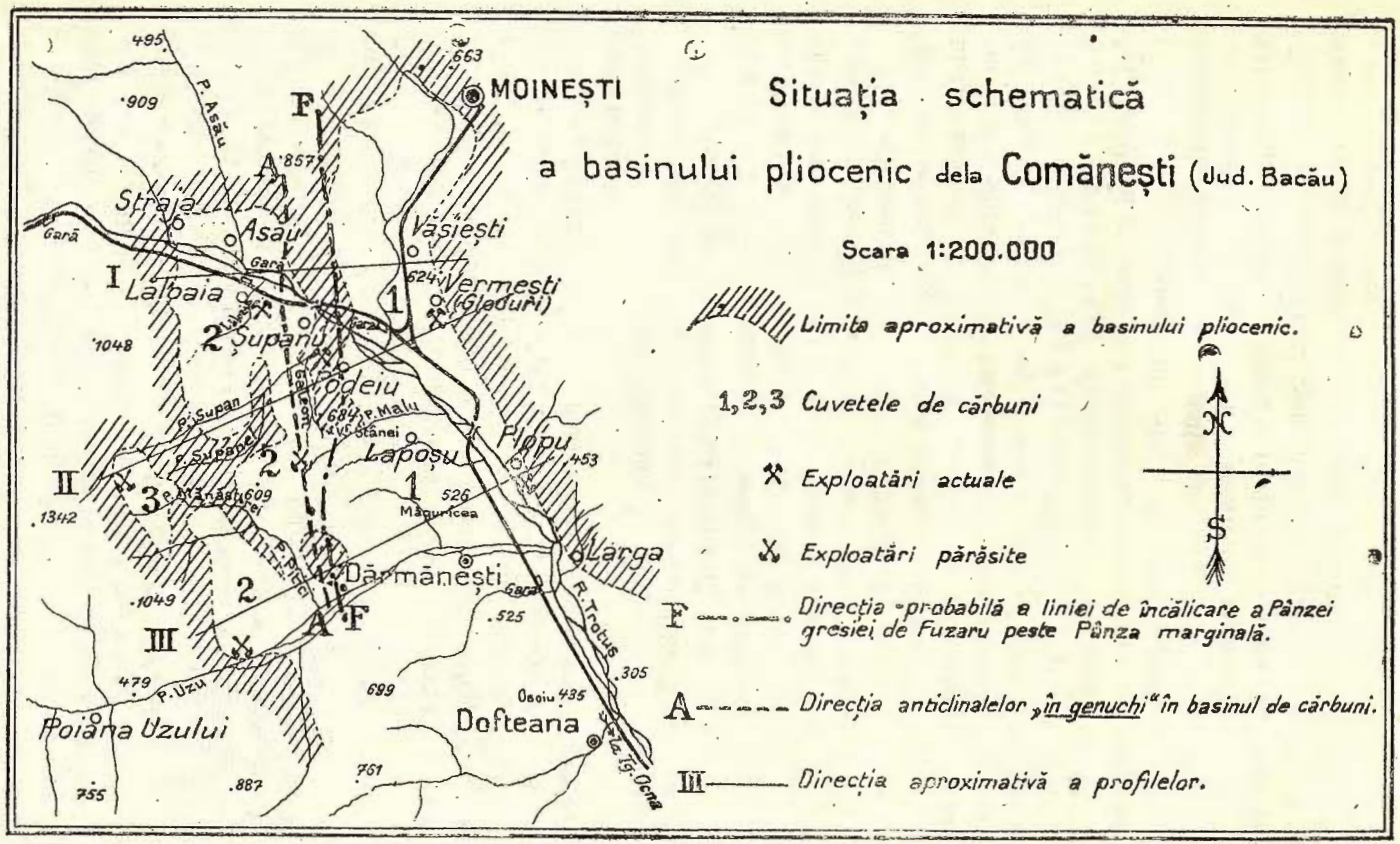
Considéré à ce point de vue, le bassin de Comăneşti comprend les cuvettes synclinales suivantes (voir l'esquisse):

a. **Cuvette de Comăneşti-Dărmăneşti,** de direction à peu près N — S, constitue à la marge orientale du bassin un grand synclinal dans l'axe duquel coule le Trotuş entre Comăneşti et Dofteana, tandis que son extrémité nord est utilisée par les eaux de la vallée de l'Ulmeniş.

Elle est séparée à l'Ouest du reste du bassin par un anticlinal éocène dirigé N—S, commençant à Dealul Comăneştilor et Gura Şupanului à Comăneşti et se continuant au Sud par les crêtes anticlinales de grès éocène de Vârful Stânei, et Fundul Tisei puis par Dealul Glodului (Măguricea Văii Câmpului, Măguricea Piticilor), d'où au Sud de la vallée de l'Uz, cet anticlinal se relie à l'Eocène de la bordure occidentale, le bassin se réduisant au Sud d'Uzu seulement au prolongement méridional de cette cuvette.

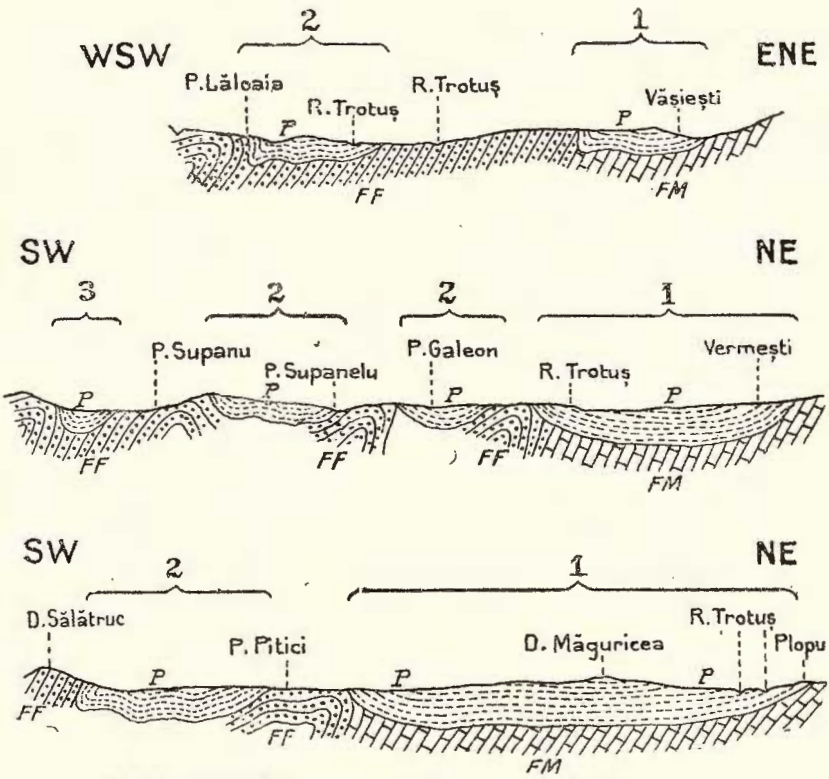
b. **Cuvette d'Asău-Galeonul-Sălătruc,** immédiatement à l'O de la première, s'étend à partir du Trotuş vers le N (Lăloaia) jusqu'à Uzu au Sud. Elle est beaucoup plus disloquée que la première et présente quatre subdivisions ou cuvettes secondaires:

Institutul Geologic al României



Des. G.T. Niculescu.

Institutul Geologic al României



Profils (I, II, III) par le bassin pliocène de Comănești (voir l'esquisse).

La cuvette d'Asău-Lăloaia, entre le Trotuş et le Şupan, reliée probablement à la cuvette de „la Scaune" sur le cours supérieur du Şupan; les cuvettes de Galeon et de Lapoş, très disloquées, surtout la dernière, séparées et isolées au milieu de la grande cuvette synclinale; et la cuvette de Sălătruc qui semble s'étendre de Plaiul lui Darie et Şupănelul jusque dans la vallée d'Uzu.

c. Une dernière cuvette synclinale s'est conservée sur une ligne située beaucoup plus à l'intérieur du Flysch, au pied de la crête d'Obcina Hâjmelor dans la région comprise entre Plaiul Şupanului au N et Plaiul Piticilor au S, représentée par les cuvettes de Livadea de la vallée Mânăstirii et de Pitici. Cette cuvette synclinale représente la partie la plus occidentale du bassin et atteint en même temps des altitudes de 850 m.

Institutul Geologic al României

En général, toutes ces grandes cuvettes synclinales ont des flancs fortement inclinés et un fond ondulé, par endroits même (Lapoş) broyé. Cependant le flanc occidental est plus disloqué, présentant souvent la structure en genou, parfois même faillé (Lăloaia), d'autres fois il est courbé sur la bordure du bassin, à l'Est, de même sur la rive gauche du Şupan, à Gura Galeonului. Le plissement en genou est toutefois le plus habituel sur ce flanc des cuvettes, dans lesquel les couches du bassin inclinées au début faiblement vers l'Est, deviennent brusquement verticales, pour revenir de nouveau à une position à peu près horizontale par suite d'une nouvelle flexure.

Les couches du Pliocène présentant cette tectonique ne font que mouler les dislocations du Paléogène sous-jacent.

Quant à l'étendue des couches pliocènes, il faut rappeler le fait important qu'elles se présentent beaucoup mieux conservées et avec une extension bien plus grande dans la direction des vallées actuelles qui sillonnent la région du Flysch de cette zone.

Il semble que cette coïncidence a deux causes:

1) L'une peut être primordiale, si nous supposons que lors de l'établissement des eaux pliocènes sur cette zone du Flysch il existait une orographie bien prononcée de la région, les eaux du lac pouvant s'étendre et donc sédimenter davantage dans la direction de ces vallées pré-existantes qui par la suite furent utilisées par les cours d'eaux actuels.

2) Une deuxième cause et c'est la plus probable, est que les vallées actuelles peuvent avoir été influencées dans le choix de leur cours par la présence de synclinaux et de cuvettes pliocènes du bassin.

II. **Les charbons du Bassin pliocène de Comăneşti.** — Au moyen des travaux d'exploitation exécutés dans différentes localités situées dans le bassin pliocène de Comăneşti, on a pu constater jusqu'à présent l'existence de trois couches de charbon, outre celle de la vallée de Galeon, où dans les derniers temps on a trouvé en profondeur une quatrième couche d'une grosseur supérieure aux précédentes. Ces couches ont été étudiées de près dans les exploitations de Lăloaia, de Galeon et dans celle du Şupan.

La I-ère couche se trouve à 60—80 m. de profondeur.

Institutul Geologic al României

Elle est épaisse de 0,60—1,10 m. et elle est traversée dans sa seconde moitié par un banc argileux à fossiles qui a une épaisseur de 0,20—0,40 m.

La II-ème couche se trouve 20 m. plus bas que la première, son épaisseur est de 0,60—1,10 m. Dans le toit se trouvent des fossiles et au centre elle est traversée par un banc de 0,15—0,30 m. d'épaisseur.

La III-ème couche se trouve plus bas que la précédente de 10—15 m. et son toit est formé d'un banc de calcaire à *Congéries*, de sorte qu'elle peut être facilement reconnue et suivie dans les diverses exploitations du bassin de charbon. Son épaisseur ne dépasse pas 0,60 m.

La IV-ème couche se trouve à 15—20 m. plus bas que la précédente. Dans les marnes formant le toit de cette couche se trouvent de nombreuses empreintes de feuilles de plantes aquatiques. Elle a une épaisseur de 1,50 - 2,10 m. Au milieu elle est traversée par une mince intercalation sableuse.

Toutes les couches de charbon ont leur toît et leur mur formés en majorité par des marnes, sauf la couche III dont le toît renferme un calcaire à *Congéries*.

A part quelques impuretés disséminées et de caractère local qui consistent en minces intercalations de sable et d'argile, les charbons présentent en général un grand degré de pureté.

En laissant de côté les intercalations et en considérant seulement l'épaisseur des couches de charbon proprement dites, on obtient une puissance de 1,45—2,10 pour la couche de charbon productive de Comăneşti, et en considérant spécialement le cas de la vallée de Galeon, on obtient une épaisseur maxima de 2,95—4 m.

De même, les travaux d'exploitation effectués jusqu'à présent ont démontré que la profondeur maxima des cuvettes de charbon ne dépasse guère 150 m.

Toutefois, par suite du nombre relativement restreint des endroits du bassin ayant été explorés ou exploités et du fait que les galeries ont été creusées seulement jusqu'à une faible profondeur, les conclusions relatives à l'épaisseur réelle de la couche de charbon productive ainsi que la profondeur des cuvettes de charbon ne peuvent être considérées comme absolues.

Institutul Geologic al României

Ce n'est que lorsque le bassin sera exploré par des sondages bien conditionnés et situés sur des emplacements soigneusement choisis que le dernier mot pourra être prononcé à ce sujet.

Propriétés des charbons. A la suite des décisions du XII-ème Congrès de Géologie pour l'évaluation des réserves mondiales de charbon (Canada 1912) (1) on a établi les normes pour la classification des charbons et la formule des analyses chimiques.

Ainsi les charbons du bassin de Comăneşti font partie, d'après ces normes, de la Classe D, I-ère subdivision.

Les propriétés essentielles des charbons sont les suivantes:

Coloration: noire, luisante, d'aspect bitumineux.

Poids spécifique: 1,25—1,29.

Pouvoir calorifique: 5.000 – 6.000 calories.

Rapport:

$$\frac{\text{Carbone fixe} + {}^1/_2 \text{ substances volatiles}}{\text{humidité} + {}^1/_2 \text{ substances volatiles}} = 1{,}8—2.$$

Humidité: ne dépasse pas 10%.

Pulvérulence: seulement 5%.

Le charbon ne se cokéfie pas.

La combustion est facile.

Au contact de l'air, il ne s'exfolie pas est ne s'altère pas. On peut l'extraire en grands morceaux, à savoir:

Charbon en blocs	30—40%
„ „ morceaux (8—12 cm.):	40—45%
„ de la grosseur d'une noix:	12 – 15%
„ menu	8%.

Grâce aux qualités énumérées, le charbon de Comăneşti constitue un bon combustible. Il peut être avantageusement employé dans l'industrie pour le chauffage, de même que dans la marine et pour les locomotives de chemins de fer.

Dans un pays où la majorité du combustible solide a un petit pouvoir calorifique, le charbon de Comăneşti mérite l'attention des milieux compétents chargés de l'économie des générateurs d'énergie".

1) Voir op. cit.

Institutul Geologic al României

Séance du 16 Janvier 1915

— M. G. Murgoci communique au nom de M. Fr. de Nopcsa et au sien de **Nouvelles données sur la tectonique des Carpathes du Banat** (1).

— M. I. Popescu-Voitesti, prenant la parole au cours de la discussion, fait quelques observations qui sont contenues en essence dans sa note de la séance suivante (v. séance du 23 Janvier 1915, page 211).

— M. L. Mrazec :

La partie orientale et sud est du continent varisque européen comprenait aussi le massif actuel du Banat et s'étendait depuis les Sudètes par l'emplacement actuel des Carpathes jusqu'en Dobrogea. Les traces des plissements se rencontrent dans les Balkans et ont été constatés par le conférencier jusqu'à l'Ouest d'Ueskub, aux environs de la vallée du Vardar.

Selon M. Mrazec, on peut distinguer deux phases dans l'évolution du continent en ce qui concerne les plissements, à savoir : la première phase précède les dépôts de charbon du Carbonifère, car dans leurs conglomérats du Banat, nous rencontrons des éléments appartenant aux Schistes cristallins de la région; dans le district de Gorj, la Formation de Schela (Carbonifère) est formée de grès conglomératiques quartzeux, à intercalations d'argile, résultant probablement de la désagrégation et de la décomposition du granit local.

La seconde phase de cette grande période de plissements est celle qui a fourni les matériaux du Verrucano.

Dans les limites de nos connaissances actuelles sur la constitution des Carpathes orientales et méridionales, ainsi que de la Dobrogea et de la Péninsule balkanique en général, on n'a trouvé aucune trace des vieux plissements paléarctiques qui par suite ne semblent pas s'être étendus jusque dans cette région. Toutefois, il faut mentionner que l'étude microscopique des Schistes cristallins considérés d'ailleurs par M. Mrazec comme du Paléozoïque non-horizonté

1) Le texte de la communication ne nous étant pas parvenu jusqu'au 1-er Mai 1927, nous n'avons pu imprimer que les discussions ci-jointes. **La Rédaction.**

Institutul Geologic al României

plus ancien, révèle la présence de certains dépôts détritiques terrigènes.

L'intrusion des vieux batholites de granit paraît dater de cette époque, de même que dans les Alpes et ailleurs. Ses dernières manifestations éruptives semblent même être postérieures à la Formation de Schela, car celle-ci paraît sillonnée dans la Valea Epei, à Stăncești, à l'Est de Bumbești, par des porphyres quartzifères et des micro-granulites étroitement liés à la venue du magma granitique. Dans les schistes argileux noirs, on observe par endroits une feldspathisation mise en évidence par la formation de grands cristaux de feldspaths, probablement potassiques, kaolinisés, dans la masse des schistes.

M. Mrazec est d'accord avec M. G. Murgoci pour maintenir la classification des Schistes cristallins, comme elle fut établie en 1903 (Mrazec). Le IIe groupe, d'un métamorphisme très prononcé dans le sens horizontal et plus faible dans le sens vertical, est en rapport avec l'intrusion des batholites par la formation de larges voûtes anticlinales ; quant au Ier groupe, d'un métamorphisme plus faible dans le sens horizontal et très puissant dans le sens vertical, il est lié aux intrusions dans des couches qui se plissaient d'une manière intense.

M. Mrazec croit de même qu'on pourrait concevoir un diapirisme éruptif, magmatique, pour interpréter la structure des batholites qui prirent naissance par suite de l'intrusion du magma dans de larges voûtes anticlinales. Lorsque les plissements varistiques eurent pris fin, ces massifs ont eu le rôle de constituer des piliers d'orientation pour les plissements futurs.

Les plis banatiques et transylvains pourraient être considérés tout au plus comme des lignes directrices pour l'orientation de plis plus récents.

Le grand problème est l'âge du plissement de la Nappe Gétique.

La formation de cette nappe est le début d'une nouvelle ère continentale dont le résultat final est le continent actuel.

L'étude des faciès des dépôts qui entrent dans la composition de cette nappe est indispensable pour suivre son évolution. Abendanon, en étudiant la répartition des zones de

Institutul Geologic al României

grande profondeur dans certaines régions du globe, a constaté que des fosses abyssales sont situées en face de régions situées dans la phase d'émergence, en général fort proches. Ainsi, on trouve au voisinage immédiat de dépôts à caractère faunistique abyssal des sédiments terrigènes et récifaux des parties émergentes. Le conférencier cite comme exemple le domaine insulaire entre l'Inde et l'Australie avec ses fosses énormes.

Dans les phases de plissement, ce sont sur les lignes de grandes dépressions que peuvent prendre naissance des chevauchements.

Des études effectuées jusqu'à présent, il résulterait que les nappes cristallines sont repoussées sur le Crétacé inférieur. La question qui se pose est celle-ci : le faciès de la partie inférieure du Crétacé inférieur formé de marnes calcaires, grises, dénuées à peu près de fossiles et qui constitue l'autochtone des nappes, ne correspondrait-il pas à de pareils affaissements ? Dans les Carpathes, le Jurassique supérieur récifal passe insensiblement au Crétacé inférieur, puis vient le complexe de couches marneuses et marno-calcaires de Sinaïa qui passent à des couches dans lesquelles apparaissent des sédiments gréseux, d'abord en intercalations, devenant de plus en plus puissantes ; de plus les couches supérieures contiennent même des eaux salées fossiles ; par conséquent, selon toute apparence, nous avons affaire d'une part à la sédimentation d'un matériel résultant de l'érosion du continent, d'autre part il est probable que le fond de la mer fut exhaussé par élévation et sédimentation dans une mer qui perdait constamment en profondeur.

Une émergence du Cristallin du I-er Groupe, celui de la nappe de ce temps là, résulte déjà de la composition pétrographique du Crétacé moyen et supérieur, dans laquelle nous trouvons ses éléments.

A partir de là, tout nous démontre l'établissement d'une mer peu profonde, de laquelle surgissaient les éléments „relictuels" des chaînes varisques à l'Est et au Nord des Carpathes, mer limitée par les continents de la grande plateforme russo-scandinave et par d'autres éléments continentaux résiduels qui aujourd'hui échappent pour la plupart à l'observation.

Institutul Geologic al României

De la structure de la nappe, du faciès des sédiments supérieurs du Crétacé inférieur et de l'analogie de structure des régions voisines de l'arc alpin, on peut déduire que la formation de la Nappe Gétique s'est probablement achevée au Crétacé supérieur.

Il est évident que les mouvements postérieurs dont le résultat final fut d'engendrer les Carpathes actuelles et les dépressions continentales qui les entourent ou qu'ils comprennent, mouvements de surrection, d'affaissement ou de chevauchement, devaient avoir une répercussion soit dans la nappe, soit dans son autochtone. Un écho de ces mouvements fut le plissement et l'enclavement du Tertiaire dans les Monts Gétiques, la formation d'écailles dans le Cristallin et le chevauchement de la lame cristalline d'Albeşti et d'autres encore.

M. Mrazec pose finalement les questions suivantes: Les plis banatiques et transylvains de MM. Murgoci et Nopcsa se rencontrent-ils seulement dans le Banat ou encore dans d'autres régions?

Leurs lignes ne seraient-elles pas plutôt des phénomènes tectoniques secondaires du coude des monts Gétiques que des produits de formation de la nappe et contemporaines de celle-ci?

Ces lignes ne pourraient-elles pas s'être produites en relation avec l'affaissement de la Dépression Gétique après formation de la nappe, puisque dans la Nappe Gétique elles ne semblent pas s'être ressenties?

D'ailleurs, des rapports entre la direction des couches des horsts varisques et celle des plissements alpins, on reconnaît que leurs lignes directrices sont perpendiculaires les unes par rapport aux autres et il ne ressort donc pas que les plis varisques aient donné la direction aux plis alpins.

La bordure du continent éocène ne passerait-elle pas à Albeşti au Sud, à Porceşti au Nord, et au-delà, le géosynclinal du Flysch ne commencerait-il pas dans la partie orientale occupée actuellement par les Carpathes?

A titre d'indication pour l'évolution des Carpashes, M. Mrazec rappelle que l'exondation indubitable du Flysch commence au Sarmatien; depuis, le relief général des Carpathes est resté à peu près le même jusqu'à présent.

Institutul Geologic al României

Donc le début de l'ère géographique actuelle se précise au Sarmatien. D'ailleurs ces problèmes ont été discutés dans la publication de Mrazec et Popescu-Voitești sur la structure de la zone du Flysch.

Il est très important de savoir que c'est au Sarmatien que se dessine le modèle des Carpathes actuelles et leurs dépressions, telles que nous les voyons aujourd'hui.

La cause de l'établissement et de la circonscription des grandes lignes tectoniques semble résider dans les grands affaissements, déterminant finalement les avant pays „Vorlands" ou d'autres chaînes destinées à disparaître (Chaînes varisques). Les affaissements actuels: gétiques et pannoniques semblent être postérieurs au charriage de la Nappe Cristalline. Ces deux régions affaissées à partir du Tertiaire ont atteint aussi la nappe et ont pris entre elles, comme un horst, le Cristallin-Mésozoïque des Monts Gétiques.

Séance du 23 Janvier 1915.

En relation avec la communication sur les résultats des études dans le Banat, tenue par M. G. Murgoci à la séance du 16 Janvier en son nom et à celui de M. Fr. Nopcsa.

— M. I. Popescu-Voitești prend la parole:

„Au cours de sa communication, M. Murgoci apporte de nouvelles données tectoniques de grande importance pour le Cristallin des Monts Gétiques. N'étant pourtant pas d'accord avec lui sur l'explication de certains phénomènes tectoniques et en particulier sur l'époque et la durée de la formation de la nappe du Cristallin du Ier Groupe, ainsi que sur l'interprétation des lignes tectoniques générales, je me permets de prendre la parole pour exposer la manière dont je crois pouvoir expliquer ces phénomènes.

MM. Murgoci et Nopcsa apportent des preuves évidentes de la présence des noyaux des plissements varisques dans le fondement des Monts Gétiques, plissements orientés SO—NE, et ils renforcent ainsi l'opinion plus ancienne de Suess et de Mrazec sur l'existence des restes du Continent varisque dans le Cristallin Gétique, sur la bordure duquel s'est développée la Formation carbonifère de Schela et sur le

Institutul Geologic al României

compte duquel se sont formés plus tard les conglomérats permiens (Verrucano) du toit du Cristallin du II-ème Groupe.

Outre ces lignes directrices anciennes, MM. Murgoci et Nopcsa établissent encore deux sortes de directions, plus récentes, mésozoïques : l'une, banatique, de direction N--S et l'autre, transylvaine, de direction E – O.

En ce qui concerne l'époque et le mode de formation de la nappe de surplissement du Cristallin du I-er Groupe, M. Murgoci admet maintenant que ce phénomène s'est passé à de grandes profondeurs et qu'il a duré pendant toute la transgression du Crétacé supérieur, prenant fin seulement au Nummulitique.

Je suis d'accord avec lui pour admettre qu'après l'exondation de l'Anthracolitique, le Cristallin gétique fut recouvert par les eaux de la mer triasique, et que l'absence du Triasique serait due à la puissante érosion qui eut lieu à l'époque du Lias. Au Jurassique-Néocomien, ce Cristallin est encore recouvert par les formations jurassiques-néocomiennes qui ont des liaisons de continuité dans les sédiments et se trouvent représentées aussi bien dans la nappe que dans son autochtone.

Vers la fin du Néocomien, au début de la transgression du Crétacé supérieur, commence une nouvelle époque tectonique prédominante.

En 1905, M. Murgoci établit la présence dans les Carpathes Gétiques d'une nappe gigantesque, la nappe du Cristallin du I^er^ Groupe qui avec son manteau de sédiments jurassiques-néocomiens chevauche sous forme d'un grand anticlinal le Cristallin du II-ème Groupe et le Sédimentaire formé d'Anthracolitique-Jurassique-Néocomien qui le recouvrait.

Il est certain que le Néocomien, au moins jusqu'à la fin du Barrémien est retenu sous la nappe; mais il est également sûr que la transgression du Crétacé supérieur qui commence avec le Gault-Cénomanien (Conglomérats de Bucegi) s'étendent au moins dans la région orientale des Monts Gétiques où commence la transgression et où la nappe s'est conservée intacte seulement sur le Cristallin du I^er^ Groupe de la nappe, et ne renferme que des éléments des roches de cette nappe et non de celles de l'Autochtone qui dans ce cas était complètement recouvert par le Cristallin de la nappe.

Institutul Geologic al României

Donc la fin du Barrémien et le commencement de la transgression du Gault-Cénomanien constituent les deux limites entre lesquelles a eu lieu le phénomène de surplissement, comme l'a établi M. Murgoci en 1905.

M. Murgoci croit maintenant que le surplissement a pris fin précisément au Nummulitique.

Je ne connais pas les observations de détail qui lui ont fourni cette opinion. Mais en tout cas, si M. Murgoci a été obligé de modifier son opinion primitive du fait que dans la région de la grande fenêtre des Monts de Parâng-u-Vulcan-Retezatu-Cerna, le Sénonien et peut-être le Nummulitique se trouvent parfois au-dessus du Cristallin de la nappe jusqu'à la bordure de la fenêtre ou parce que ces formations se trouvent parfois même situées sur la ligne de chevauchement, je ne suis pas d'avis que ces faits peuvent constituer des arguments suffisants pour motiver ce changement d'opinion et ceci pour les causes suivantes:

La transgression du Crétacé supérieur a avancé peu à peu sur le continent formé par le Cristallin de la nappe du I-er Groupe dans les Monts Gétiques et autant que j'ai pu l'observer moi aussi, cette transgression a progressé du NE vers le SO.

Au Gault-Cénomanien, une bonne partie de la nappe à été érodée, mais surtout après la longue période continentale du Danien-Nummulitique, quand commença la transgression du Nummulitique moyen, les fenêtres étaient largement érodées, de sorte que sinon la transgression sénonienne, du moins certainement la transgression mésonummulitique, s'est étendue aussi sur l'autochtone des fenêtres. Et il n'est pas étonnant qu'à cause des dislocations ultérieures de la nappe elles aient été prises sur la ligne de chevauchement ou sur des lignes d'écailles secondaires qui, assurément, ont rejoué plus tard soit au Sénonien, soit au Nummulitique.

Je suis également d'accord avec M. Murgoci sur le fait que le phénomène, au moins dans la première phase (de géosynclinal), a pris naissance à de grandes profondeurs, le Néocomien de la nappe (Dâmbovicioara) étant représenté par un faciès de plus grande profondeur que le faciès néritique-vaseux de l'autochtone; toutefois au fur et à mesure que le phénomène a progressé, la région du Cristallin sur-

Institutul Geologic al României

plissé se desséchait, de sorte qu'au début du Gault-Cénomanien, la transgression du Crétacé supérieur s'étendit sur un continent — les Chaînes dacico-alpines — à structure tectonique parachevée.

Quant aux lignes directrices des Monts Gétiques, je crois qu'on pourrait les expliquer de la manière suivante :

Les chaînes daciennes des anciennes Carpathes, considérées dans la région gétique de la chaîne alpino-carpathique ont eu la direction générale SO—NE, puisque nous devons aussi attribuer à cette chaîne les Monts Apuseni et Perşani qui étaient reliés directement par la région transylvaine au Cristallin des Carpathes orientales et septentrionales et de là à la zone des Alpes centrales. Il résulte donc qu'au moins pour la première phase de ces chaînes, leur direction dans la région gétique a été concordante avec la direction varisque et il est impossible que les anciennes directions de fondement n'aient pas provoqué, n'aient pas canalisé pour ainsi dire, de nouveaux plissements. Comme allure générale, la chaîne alpino-dacienne a à peu près la même courbure que les Alpes et les Carpathes actuelles, mais seulement un peu plus à l'intérieur.

En effet, si nous cherchons à établir une relation entre les régions centrales des Alpes et les massifs centraux des Carpathes, nous trouvons que les suplissements crétacés des Carpathes ne sont qu'un faible écho de ceux des Alpes.

Ainsi, à l'époque de ces plissements, nous voyons que dans les massifs centraux des Alpes Occidentales se forment (Argand) six nappes cristallines qui serviront plus tard (au Miocène) de support aux nappes austro-alpines ; dans les massifs centraux des Alpes orientales, le nombre des nappes se réduit à trois (Kober), dans les Carpathes septentrionales (Tatra) à deux ; dans les Carpathes orientales et méridionales, le surplissement se réduit selon M. Murgoci à une seule nappe (1) ; et l'écho de ces mouvements devient si faible

1) A notre avis, dans nos Carpathes centrales se trouvent, de même que dans les noyaux centraux des Alpes orientales, deux nappes au-dessus de l'Autochtone formé par le II-ème groupe du Cristallin, à savoir : entre la nappe constituée par le I-er groupe Cristallin et l'autochtone, les couches de Sinaïa avec le Jurassique ; les roches vertes et les serpentines forment une nappe spéciale : la nappe d'Urdele. Ceci

Institutul Geologic al României

dans le Balkan occidental que la nappe se résout en une simple ligne de dislocation (Murgoci).

Comme on voit, le phénomène n'est pas isolé, mais son amplitude est même si grande que les constatations des directions de plissement effectuées en des points isolés n'ont qu'une valeur purement locale. En outre, ces plissements ont subi de nombreuses influences très prononcées, aussi bien à l'époque de la formation du géosynclinal du Flysch alpino-carpathique qu'à celle des plissements mio-pliocènes des dépôts du Flysch de ces géosynclinaux dans lesquels les restes des chaînes crétacées se trouvaient coincés et par suite obligés de se plisser avec eux.

Analysons un peu ces influences pour voir si les dépressions synclinales crétacico-tertiaires de la Nappe Gétique ne sont pas en rapport génétique avec la tectonique du Flysch carpathique.

L'historique des Carpathes actuelles commence avec la transgression de la mer du Flysch, avec la formation du géosynclinal carpathique et on peut prendre comme point de départ certain la transgression du Crétacé supérieur. Le lieu où s'étendit cette dernière coïncide avec la région de bordure externe des plissements crétacés alpino-daciens et il est probable que le synclinal marginal des Schistes Cristallins des Carpathes orientales „die Ostcarpathische Randmulde" — d'Uhlig, qui se continue à travers la Transylvanie par la dépression de Braşov et de la Dâmbovicioara et qui passe sur la bordure méridionale des Monts Făgăraş pour se perdre ensuite dans la Dépression Gétique, correspond à la flexure du socle continental de la bordure interne de la dépression du géosynclinal carpathique. Car c'est à peu près dans cette seule région que nous trouvons le Cénomanien développé avec un faciès côtier (conglomérats et grès subordonnés) et des fragments parfois conservés d'Aptien et de Gault.

En général, ce géosynclinal doit être considéré comme une

---

semble ressortir aussi des profils que donne M. Murgoci spécialement pour Urdele et Ştefanu et de la présence de deux synclinaux dans la région de charnière de la nappe du I-er Groupe dans toutes les grandes fenêtres du Parângu et des Portes de Fer.

Institutul Geologic al României

région d'affaissement prononcé (une fosse) qui a influencé non-seulement la région de la bordure externe du continent crétacé alpino-dacien, mais aussi qui a peu à peu pénétré profondément à l'intérieur de ces plis, les fragmentant et les creusant au moyen d'excavations synclinales et de fractures, ayant toutes dans les Carpathes méridionales (Gétiques) la direction NE—SO, celle par conséquent des plis crétacés qui a d'ailleurs influencé la direction du géosynclinal.

C'est seulement ainsi que nous pouvons nous expliquer l'avancement progressif du Crétacé supérieur sur la nappe des Schistes cristallins des Monts Gétiques.

Le Cénomanien s'est déposé seulement dans la zone de flexure du premier socle continental ; il se trouve aujourd'hui sur une ligne approximativement SO—NE, entre Nămăeşti-Dâmbovicioara-Braşov, qui pénètre profondément à l'intérieur de la Cuvette Transylvaine et qui peut être considérée comme une distraction, dans le sens d'Abendanon, produite par affaissement à l'intérieur de la chaine crétacée.

Le Sénonien pénètre plus profondément et dépasse parallèlement de plus de 73 Km. à l'Est la bordure de la transgression cénomanienne ; les dépôts sénoniens se trouvent aujourd'hui sur une ligne de direction SO—NE coïncidant avec la ligne qui suivrait la flexure externe du massif de Bistriţa (Vâlcea), passant au NE par la vallée de Stan dans le bassin de Brezoiu et de là dans la Cuvette Transylvaine.

Cette grande transgression est interrompue à la fin du Sénonien, lorsque commence pour le Cristallin gétique une période continentale qui dure au moins jusqu'au début du Mésonummulitique.

Ce n'est pas seulement les dépressions par lesquelles le Crétacé supérieur pénétra profondément dans le Cristallin qui ont pris naissance et reçu leur direction des forces qui engendrèrent le Géosynclinal du Flysch Carpathique, comme c'est le cas pour la dépression de Streiu dans laquelle M. Nopcsa a déterminé le Danien d'eau douce, mais ce sont aussi les dépressions plus récentes dans lesquelles s'avancèrent peu à peu les eaux du Nummulitique et plus tard celles du Miocène inférieur. Parmi ces dépressions, citons celles de Petroşani-Cerna-Bahna, la dépression de

Institutul Geologic al României

Haţeg, celle de Temeş, dont la direction est toujours NE—SO et qui ne représentent pas autre chose que des zones influencées, plus ou moins esquissées déjà à l'époque de la formation du géosynclinal carpathique et seulement accentuées davantage lors de la transgression du Nummulitique; elles étaient d'autant plus faiblement prononcées que leur distance à l'axe du Géosynclinal était plus grande.

En résumé, nous pouvons conclure que dans la région de la marge externe des plissements du continent formé par la Chaîne alpino-carpathique, le Géosynclinal du Flysch carpathique prit naissance par affaissement, pendant le Gault-Cénomanien. Dans la région gétique, il est bordé au NO par les restes du Cristallin de la Chaîne dacienne et au SE par la plate-forme de la Plaine Roumaine. Son extrémité SE passe dans la Dépression gétique qui au Sénonien commence à se constituer.

Au Sénonien, le Géosynclinal a son maximum de profondeur et spécialement dans la région du continent gétique, il atteint aussi son extension maxima, de nouvelles portions du continent étant obligées de participer par affaissement à son expansion. En même temps s'esquissent par plissottements synclinaux et au moyen de fractures les dépressions qui furent utilisées par la suite par les eaux du Tertiaire.

Si nous tenons compte du fait que c'est toujours au Sénonien que commencent à prendre naissance les dépressions voisines du Géosynclinal carpathique, dans l'Avant-pays: la Dépression Gétique qui au Sud de la plate-forme de la Plaine Roumaine s'unissait à celle des Prébalkans, la dépression Moldavo-Bessarabienne, etc., dans l'Arrière-pays: la Dépression Transylvaine, la dépression de la Plaine-Hongroise, etc.; si l'on tient aussi compte que sauf pour la Dépression Gétique, l'axe de ces dépressions ne coïncide pas en général comme direction avec celle du Géosynclinal, étant donné que ces dépressions sont des zones influencées en grande partie par les fractures transversales, nous pouvons nous rendre compte facilement des puissantes forces de torsion auxquelles a été soumis le continent des Monts Gétiques.

Ainsi, considérons les deux dépressions de leur voisinage: la Dépression Gétique sur la bordure méridionale, de direc-

Institutul Geologic al României

tion SO—NE et la dépression de la plaine Hongroise sur la bordure ouest, d'une direction à peu près N—S; nous voyons que la première tend à provoquer au-dessus du Cristallin des affaissements de direction NE—SO, au moyen de failles et de flexures, tandis que l'autre tend à produire les mêmes phénomènes, mais dans la direction N—S; nous comprenons alors facilement que les lignes directrices, aussi bien celles qui coïncident avec l'ancienne direction SO—NE que les lignes banatiques de direction N—S sont dues à la torsion provoquée par la tendance à l'affaissement de ces deux dépressions, conformément aux directions respectives et aux pressions régnant en profondeur, et c'est de là, qu'est résulté le passage progressif d'une direction à une autre.

La direction transylvaine de l'Est à l'Ouest que M. Murgoci attribue aux lignes tectoniques des Monts de Cândrelu et dans la partie occidentale des Monts Făgăraş ne peut être en aucun cas en rapport avec les deux premières espèces de direction, n'étant pas provoquée par les plissements crétacés du Cristallin, mais par les plissements du Flysch Carpathique qui eurent lieu au Miocène.

Il est naturel que l'extrémité orientale du Cristallin Gétique qui se trouvait étroitement coincée dans les dépôts du Flysch carpathique ait subi les mêmes mouvements que ces dépôts à l'époque du plissement des Carpathes du Flysch.

Une preuve évidente en est que toutes les cuvettes synclinales crétacico-paléogènes qui pénétraient du NE vers le SO dans le Cristallin Gétique sont entrecoupées, écrasées et obligées de sortir par en haut en forme de fond de bateau sous l'influence des anticlinaux E—O miocènes du Cristallin. C'est ainsi qu'on trouve entrecoupées les dépressions de la Dâmbovicioara, de Brezoi-Stogu, de Petoşani-Bahna, etc.

L'influence des mouvements qui ont plissé le Flysch a été si puissante que même une partie des Schistes Cristallins du I-er Groupe, le cristallin de Leaota, prirent part à la constitution d'une des nappes-écailles du Flysch, la Nappe du conglomérat de Bucegi.

En résumé, il ressort donc de l'exposé précédent les faits suivants:

1. Le surplissement de la Nappe du Cristallin du I-er

Institutul Geologic al României

Groupe était achevé au début de la transgression du Gault-Cénomanien.

2. Si le Crétacé supérieur se rencontre sur certaines lignes d'écailles, ou se trouve aujourd'hui très près de la trace actuelle de la surface de chevauchement de la nappe, ce qui est dû au fait que les lignes de dislocation ont rejoué après le surplissement crétacé et surtout à l'époque des plissements miocènes.

3. Les trois directions constatées par M. Murgoci sont dues: celle de N—S et celle de NE—SO à la formation du géosynclinal carpathique, tandis que le passage graduel de l'une à l'autre résulte de la torsion subie par le Cristallin Gétique sous l'influence de la formation de la Dépression Gétique et de la dépression de la Plaine Hongroise. Enfin la direction E—O est plus récente et due à l'influence des plissements miocènes du Flysch carpathique.

4. L'érosion complète de la Nappe de Cristallin du I-er Groupe dans les régions de fenêtres a eu lieu pendant la période continentale du Danien-Eocène inférieur, car le Sénonien bien qu'il s'étende par endroits grâce aux jeux tectoniques ultérieurs jusqu'à la bordure de la ligne de chevauchement, repose toujours sur le Cristallin de la nappe; quant au Tertiaire, comme le dit aussi M. Murgoci, il apparaît et sur le Cristallin de la nappe et sur le Cristallin autochtone des fenêtres".

Séance du 19 Décembre 1914 (1)

— M. G Macovei expose une **„Relation sommaire sur l'hydrologie de la Dobrogea méridionale".**

„La question de l'alimentation en eau de la Dobrogea méridionale a constitué de tous temps un problème ardu qui a intéressé cette région à tous les points de vue. Toutefois, grâce à certaines circonstances que nous n'exposerons pas, on n'a pas réussi jusqu'à présent à résoudre la question, bien que sous la domination bulgare, des tentatives eurent lieu dans ce but et qu'un commencement d'études fut même entrepris.

1) Le compte-rendu de cette séance, qui devait être intercalé à la page 54, apparaît ici par erreur de rédaction.

Institutul Geologic al României

En raison de la haute importance de ce problème et pour arriver à une solution pratique définitive, le Ministère de la Guerre a institué une commission de spécialistes des diverses branches chargés d'étudier la question à tous les points de vue et de rapporter en même temps dans quelle mesure et par quel moyen on pourrait venir en aide à cette région si intéressante mais si dénuée d'eau.

Naturellement que le point de départ et la première partie de ce problème consistent dans l'étude précise de la structure géologique et implicitement des conditions hydrologiques de la région. Comme j'ai l'honneur de faire part de cette commission et comme la première partie de ce travail a incombé à ma spécialité, je me suis hâté d'accomplir ma tâche pour autant que le temps trop limité et les conditions de travail sur terrain me l'ont permis.

Tandis que sur la carte hydrologique à l'échelle de 1:20.000-e qui a été présentée à la Direction générale du Ministère de la Guerre j'ai synthétisé toutes les connaissances acquises sur l'état hydrologique de ce territoire, dans la communication d'aujourd'hui, je voudrais vous donner un exposé bref et aussi précis que possible des résultats obtenus, sans entrer dans les détails locaux. D'ailleurs, je n'insisterai sur ces derniers que lorsque nous posséderons toutes les données pour l'établissement d'une monographie complète. De même, n'ayant en vue pour le moment que le résultat final, je laisserai de côté la description géologique qui ne concerne la question qu'en tant que méthode.

En suivant par conséquent la voie dictée par la technique du problème, je suis arrivé à la conclusion que la Dobrogea méridionale se divise au point de vue hydrologique en trois régions naturelles, déterminées par l'âge et la nature des couches qui constituent le sous-sol.

I. **La région pliocène limitrophe du Danube.** Cette région s'étend le long de la rive droite du Danube, sur une largeur de 12—15 km. Au Nord, elle est bordée par le cours du fleuve; au Sud et au Sud—Est, sa limite correspond à une ligne qui commence à Hagifaclar et Covangilar, passe par Beliţa, Engechioi, se prolonge par Bosna, Haşchioi et Atmagea, passe plus loin par Babuc et

Institutul Geologic al României

Alfatar, Brâcima-Enichioi, Esechioi, Lipniţa, Demircea, Alimanu et Vlachioi.

Cette région est caractérisée par la présence de trois nappes d'eau dues à l'existence de trois horizons de massifs argileux imperméables, intercalés à des niveaux différents dans le complexe de couches perméables de dépôts pliocènes qui constituent le fondement de cette région.

La nappe inférieure, relativement pauvre en eau, affleure sur la rive du Danube, quand le niveau de ce dernier est bas. C'est ainsi que toutes les sources qui sourdent à la base de la berge du Danube entre Turtucaia et le N—E d'Ostrovu sont tributaires de cette nappe et c'est la plupart du temps à cause de cette dernière que le niveau s'abaisse si souvent. L'eau de cette nappe alimente les puits au voisinage du Danube et c'est toujours en partie à son lit imperméable que sont dus les lacs à l'embouchure de plusieurs vallées tributaires de celle du Danube. L'eau d'autres lacs, toutefois, tels que ceux de Gârliţa, Oltina, Mârleanu, etc., est maintenue par la pression hydrostatique du Danube, indépendamment de l'existence d'un fond imperméable. Il semble que la largeur de la nappe ne dépasse pas 5 km. à l'intérieur et se rétrécit au fur et à mesure qu'elle passe de l'O à l'E. Sur le talweg des vallées tributaires du Danube, on la rencontre à des profondeurs relativement petites.

La nappe moyenne et la nappe supérieure, beaucoup plus développées que la précédente, occupent toute la région. De ce fait, elles ont une importance capitale, car non-seulement elles fournissent toute l'eau nécessaire à cette région, mais elles alimentent aussi la population voisine du Deliorman, où se ressent une absence totale d'eau. En particulier, la nappe supérieure, outre qu'elle est plus abondante que la nappe moyenne, s'étend davantage en profondeur, de sorte que la population de cette région est alimentée seulement par elle.

Les niveaux d'eau, qui constituent deux plans plus ou moins irréguliers, mais parallèles et distants de 20—25 mètres, sont tous deux inclinés légèrement vers le Danube. Ainsi la nappe supérieure qui, à Beliţa, affleure à la cote 110, fournit à Turtucaia des sources à la cote 85, ce qui correspond à une inclinaison approximative de $2^{00}/_{00}$ a Silistra. Cette nappe

Institutul Geologic al României

a environ la même inclinaison ; les sources de Chiuciuc Mustafa qui sourdent à la cote 75 appartiennent à la nappe supérieure qui au Sud de Babuc affleure à la cote 112.

L'érosion a creusé profondément ces nappes, de sorte qu'elles affleurent même dans les plus petits vallons. Dans les vallées principales, elles forment des sources au faîte du versant surplombant ces vallées ; dans les vallées secondaires, la nappe moyenne affleure le plus souvent dans leur talweg, tandis que sur les flancs apparaît seulement la nappe supérieure ; enfin dans les vallées tertiaires, la nappe moyenne n'affleure parfois pas du tout, et c'est seulement la nappe supérieure qui se révèle dans le talweg.

II. **La région du plateau dobrogéen proprement dit**

Cette région comprend non-seulement presque tout le territoire méridional de la Dobrogea proprement dite, mais elle s'étend aussi dans la partie orientale du Deliorman. Son sous-sol est formé de dépôts sarmatiens faiblement ondulés, coupés seulement dans la partie nord-ouest par des vallées profondes. Grâce à la nature de ses dépôts, cet étage a donné naissance à trois nappes d'eau que nous dénommerons provisoirement et de manière impropre : nappe infrasarmatienne, médiosarmatienne et suprasarmatienne, d'après leur position par rapport à l'ensemble des couches de cet étage.

La nappe inférieure ou infrasarmatienne est due à l'existence d'une couche d'argile qui constitue la base de cet étage. Par conséquent, elle s'étendra dans toute la région, même là où toutes les couches de l'étage ont été érodées et où sa base seulement a subsisté, comme c'est le cas pour la région comprise entre Şahinlar, Alfatar et Acadânlar. Dans toute la moitié nord-ouest de la région, la nappe est coupée par de nombreuses vallées qui sillonnent le plateau dobrogéen et de ce fait, elle affleure sur tout le parcours de ces vallées. Malgré cela, ce n'est que par mode exceptionnel qu'on constate la présence de sources sur le flanc des vallées principales et secondaires ; presque toujours, on les rencontre dans les vallées tertiaires, à l'origine de celles-ci. Dans toute cette contrée, l'eau est captée sous forme de fontaines dans les angles rentrants de la bordure de la nappe et beaucoup plus rarement par des puits.

A l'Est d'une ligne qui partirait de Novo Botiovo, pas

Institutul Geologic al României

serait approximativement par Ceacârce, Hairanchioi, Chioseler et atteindrait Mamutcuius, cette nappe n'affleure plus que sur les collines littorales et dans la vallée de Batova où elle fournit des sources très nombreuses et très abondantes. Dans tout le reste de la région, elle est enfouie à des profondeurs variables et l'eau est extraite au moyen de puits, pour la plupart fort profonds.

La seconde nappe médiosarmatienne est plus développée dans la région du plateau de Bazargic-Balcic. Elle commence à s'individualiser entre les vallées d'Opancea et d'Arnautcuius où elle se détache comme une lame de la nappe inférieure, et elle atteint son développement maxima entre Bazargic et Balcic. Dans la région de Bazargic, elle est traversée par la vallée d'Opancea, de sorte que l'eau de cette nappe sourd des nombreuses fontaines et sources de cette vallée. D'ailleurs, cette source a alimenté jusqu'à présent la plus grande partie de la ville de Bazargic. Dans la vallée de Batova, de même qu'à Balcic et à Cavarna, cette nappe apparaît au niveau des sources supérieures et c'est toujours sous forme de sources, qu'elle affleure encore au Nord de Bazargic et au voisinage de l'ancienne frontière, à Caraili et à Bogdaili. Dans toutes les autres contrées, l'eau est extraite au moyen de puits.

On rencontre aussi des lambeaux isolés de cette nappe dans le district de Constanţa, à Caranlâc, Nastradin, Hoscadin, etc., dont le plus développé alimente les villages de Cobadin, Biulbiul, Eudce Carachioi, Asmanfacâ, Abdulah, Hasidoluc, Anadolchioi, etc.

La nappe snprasarmatienne est cantonnée seulement dans la région de Bazargic: elle est coupée par toutes les vallées affluentes de la vallée de Bazargic, de sorte qu'elle affleure en maints endroits. C'est pourquoi son eau est presque toujours captée sous forme de fontaines.

Bien que cette nappe n'ait pas l'étendue des deux précédentes, au point de vue local elle possède une importance particulière par le fait qu'elle présente une pente d'écoulement plus prononcée, des affleurements relativement plus nombreux, une quantité d'eau plus abondante (les sources d'Adânciufa, Başpunar, Mabes Ciamurli, etc. peuvent fournir chacune jusqu'à 200 m. c. par jour), enfin elle est

Institutul Geologic al României

très facilement accessible au moyen de puits dans les régions éloignées de sa bordure. Grâce à ces conditions, son eau suffit non-seulement aux nécessités d'alimentation proprement dites de toute la population de cette région, mais son excédent peut être utilisé à l'arrosage des cultures de légumes, un avantage bien peu répandu sur le plateau dobrogéen.

III. **La région du Deliorman.** Cette région est limitée au Nord par la première région hydrologique, à l'Est par la seconde qui la pénètre comme un biseau tandisqu'au Sud et à l'Ouest, elle s'étend jusqu'à la frontière.

Elle est caractérisée par une absence totale d'eau facilement accessible, un caractère qui est déterminé par sa constitution géologique. En effet, son sous-sol est formé d'un paquet de calcaires remarquables, qui sur une épaisseur de 200—300 mètres ne présente aucune intercalation de roche imperméable pouvant donner naissance à une nappe aquifère. De ce fait, la population a beaucoup à souffrir du manque d'eau et elle est obligée de recourir pour son alimentation, aux étangs artificiels qui sont de véritables foyers d'infection.

Les quelques puits creusés dans le manteau de loess qui recouvre les calcaires sont desséchés pendant la majeure partie de l'année.

Malgré cela, les eaux d'infiltration s'arrêtent lorsqu'elles arrivent au niveau hydrostatique du Danube, et forment parmi les fissures des calcaires un trop-plein s'écoulant doucement vers le Danube. Ce niveau d'eau constitue une nappe générale en fonction du niveau du Danube, fort peu influencée par le relief de détail de la région, de sorte que sa surface constituera un plan à peu près régulier qui, à partir du niveau du Danube, s'élèvera peu à peu, au fur et à mesure qu'elle s'éloigne de ce dernier. Par conséquent, dans une localité donnée, lorsque nous partirons à sa recherche, plus le niveau du point de départ sera bas, et plus nous aurons de chance d'atteindre rapidement la nappe.

A l'époque de la domination bulgare, on creusa dans la région du Deliorman seize puits qui atteignirent ce niveau d'eau. De ceux-ci, sept se trouvent actuellement sur notre territoire. Leur profondeur varie entre 60 et 160 mètres, en rapport avec la cote de terrain correspondant à leur ouverture. Leur distance du Danube est comprise entre 19 et 38

Institutul Geologic al României

km. et le niveau de l'eau par rapport à celui de la mer est représenté par la cote 12 pour le puits le plus proche du Danube et par la cote 84 pour le plus éloigné. Me basant sur ces données fournies par De Launay, sur la carte soumise au Ministère de la Guerre, j'ai représenté par des hydroisohypses l'allure de ce niveau d'eau. Comme on voit donc, l'unique source d'eau potable de cette région est constituée par ce niveau aquifère.

Son utilisation dépend uniquement des conditions techniques d'extraction qui, étant donné la dureté de la roche à perforer et la profondeur à laquelle se trouve l'eau, ne seront pas précisément faciles à réaliser.

J'ajouterai encore que le niveau aquifère déterminé par les conditions exposées plus haut se trouve aussi dans les autres régions. Ainsi, dans les vallées de Cusgun, Poluec i-Urluia, Arabagi-Mulciora, Peştera, Carasu, etc., la majorité des puits s'alimente de ce niveau. Sur le littoral de la mer, on constate le même état de choses; l'eau de beaucoup de puits se maintient à un niveau constant qui n'est nullement dû à l'existence d'une couche imperméable, mais seulement à la pression de l'eau de mer.

Un fait d'une importance pratique particulière, qui caractérise d'une manière générale presque tous les niveaux d'eau dont nous nous sommes occupés, c'est que les couches aquifères sont formées en majeure partie de roches dures et compactes, dont la perméabilité n'est pas due à la porosité, mais aux fissures dont est sillonnée la roche en plusieurs directions. Par conséquent la nappe d'eau ne va pas former une couche continue sauf dans le cas où elle se trouvera au sein d'une couche de gravier ou de sable; mais elle aura la forme d'un réseau créé par le remplissage des fissures de la roche. Il ne faut jamais perdre de vue ce fait, lorsqu'on sonde dans des calcaires ou dans des grès compacts, car il peut arriver, qu'en atteignant le niveau auquel l'eau devrait se trouver théoriquement, le fond de la sonde ou du puits demeure toutefois sec. Un cas pareil, d'ailleurs impossible à prévoir, indique que le puits ou le sondage a porté précisément sur un „oeil" du réseau, c'est-à-dire sur un bloc compact impénétrable pour l'eau. Ainsi s'explique que dans une même localité se rencontrent

Institutul Geologic al României

des puits pourvus abondamment à un certain niveau, à côté d'autres qui sont à sec à ce même niveau et qu'on doit creuser encore de 20—30 mètres pour qu'ils atteignent la seconde nappe aquifère. Il est préférable toutefois dans de semblables circonstances et quand le niveau aquifère est déterminé par une couche imperméable de construire des galeries dans le lit imperméable, jusqu'à ce qu'on rencontre une crevasse par laquelle l'eau puisse accéder au puits. Ce procédé est en tout cas plus avantageux que de forer, dans le lit imperméable, jusqu'à un autre niveau d'eau, pour peu qu'un tel existe. Uniquement dans la région du Deliorman, et alors seulement que l'on pratiquera des sondages étroits, il sera recommandable de forer plus avant, même si l'on a dépassé le niveau théorique sans avoir rencontré d'eau. Ici, la possibilité de trouver des crevasses remplies d'eau est réalisée dans toutes les directions et même si une semblable fissure se rencontre bien au-dessous du niveau hydrostatique, l'eau, une fois trouvée, s'élèvera jusqu'à ce niveau".

— M. I. Popescu-Voitesti fait un référat d'après Abendanon: **Die Grossfalten der Erdrinde.** Leyde 1914.

Séance du 6 Février 1915.

— M. L. Mrazec fait une communication sur: **les Plis diapirs et le diapirisme en général.**

„Je désire présenter brièvement et en traits généraux, dans le cadre d'une communication préliminaire, des notions générales sur le phénomène du diapirisme.

I. Historique du problème.

Dans nos travaux sur les gisements de sel des régions carpathiques et subcarpathiques de Roumanie (1900 et 1902) nous avons démontré, W. Teisseyre et moi, que les massifs de sel de Băicoi et de Ţintea et les roches qui les accompagnent apparaissent, contrairement à l'opinion émise par E. Tietze et d'autres, dans des déchirures, du Pliocène. Les massifs de sel affleurant au milieu des couches les plus jeunes du Pliocène, ne sont donc pas de même âge que les roches environnantes, mais miocènes ou plus anciens.

Institutul Geologic al României

Nous avons montré, en outre, que le phénomène de l'apparition du sel dans des formations plus jeunes que lui, quelquefois même de beaucoup plus jeunes, doit être considéré comme étant dû à des causes tectoniques. Nous avons démontré que les massifs de sel avec les roches qui les accompagnent, percent ces formations plus jeunes, même jusqu'au Pliocène le plus supérieur. Leur arrivée au milieu de ces couches est due aux mêmes forces qui ont déterminé le plissement des Subcarpathes méridionales, dans le cas ci-dessus mentionné. Dans d'autres cas elle est due invariablement au plissement de la région où se trouvent les massifs de sel.

En 1907, j'ai essayé de mettre en évidence les caractères principaux de ces plis et en 1908 et 1909 j'ai pu démontrer que ces plis sont très répandus. J'ai rappelé à cette occasion leur rôle dans le développement de certains gisements de pétrole récents de Roumanie.

J'ai nommé ces plis: plis à noyau perçant ou plis diapirs (de διαπείρειν = percer) (1).

Aussi bien dans les discussions qui ont eu lieu dans les séances de l'Institut Géologique, concernant l'âge de la Formation à sel, que dans notre cours sur les gisements de pétrole fait à l'Ecole des Ponts et Chaussées de Bucarest (1907—1915), nous avons exposé la théorie du mécanisme du diapirisme.

Les observations se sont étendues dès lors sur d'autres régions et aujourd'hui, nous croyons pouvoir présenter en résumé, des conclusions générales qui se détachent du complexe de faits réunis jusqu'à présent.

II. Définition des plis diapirs.

Nous nous proposons de donner préalablement une définition des plis diapirs et décrire leurs caractères principaux.

Le caractère essentiel des plis diapirs est un redressement parfois jusqu'à la verticale des couches formant le noyau d'un

1) En français: „plis à noyau perçant = plis diapirs" ; en allemand: „Falten mit durchspiessendem Kern = diapire Falten" (**Über die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten, 1907**); en anglais: „Folds with piercing core = diapir folds" en Roumein.

Institutul Geologic al României

plis, accompagné d'une diminution de puissance, par effilement, des couches qui constituent le toit du noyau (Fig. 1).

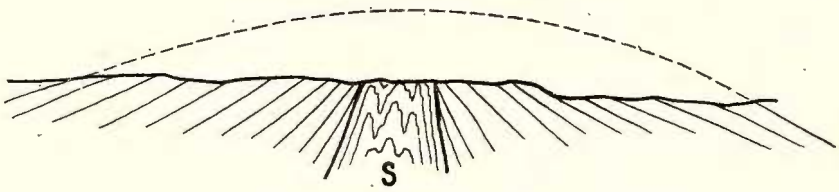


Fig. 1. Pli diapir normal.

Cette diminution est due, dans une couche déterminée :

a) aux tensions qui naissent par le ploiement de cette couche ;

b) aux tensions produites par les composants de la force ascensionnelle sur les deux flancs du noyau.

A ces tensions, sous *a* et *b*, correspondantes à une traction en sens opposé et en conséquence à une tendance vers une disjonction, s'ajoute la compression produite par la montée du noyau et par la réaction du toit, de sorte que la couche prise entre ces deux éléments dynamiques est plus ou moins comprimée.

Il est évident que lorsque les tensions et les compressions atteindront dans certaines couches les limites de résistance du matériel, ces couches se romperont dans leurs points les plus faibles, qui se trouvent dans le voisinage immédiat du sommet du noyau ascendant et le noyau percera les couches amincies qui le couvrent et qui glisseront relativement sur les flancs du noyau.

Par ces caractères, les plis diapirs diffèrent nettement des plis isoclinaux que l'on peut rencontrer dans des régions à structure plus ou moins tabulaire et dans lesquelles les couches refoulées par la pression, peuvent se redresser en se pliant (Fig. 2).

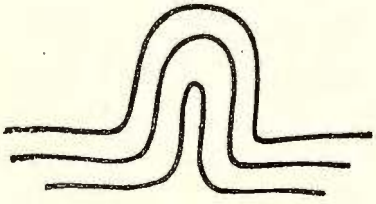


Fig. 2.

Le diapirisme peut être facilement prouvé à l'aide des levés géologiques détaillés. Nous n'avons malheureusement en Roumanie que très peu de

Institutul Geologic al României

pareils levés dans les régions où l'on rencontre des plis diapirs, par le manque de cartes exactes et sur une échelle convenable pour poursuivre cette structure. Ce phénomène tectonique échappait d'ailleurs, en général, aux ingénieurs et géologues par leur manière de travailler et l'on interprétait cette structure par des fractures et des failles.

Un exemple instructif de structure diapire nous offre la coupe longitudinale de l'anticlinal de Băicoi, que G. Botez nous a présenté (1).

Nous avons démontré avec M. W. Teisseyre, en 1907, que cet anticlinal est constitué par une voûte de couches pliocènes, percées par un noyau formé de marnes et grès marneux de la Formation à sel, accompagnant et enveloppant un massif de sel. Le plis se soulève à travers la masse de graviers et sables levantins, tandis que son noyau disparaît vers ses extrémités sous une voûte formée de couches du Dacien et du Pontien dont la puissance est fortement reduite par effilement.

Les études de Botez, basées sur les nouveaux résultats obtenus par des forages de pétrole effectués dans ces dernières années, ont non seulement confirmé cette structure dans ses lignes générales, mais ont prouvé que le Méotien qui n'affleure pas dans toute la région, se rencontre sous le Pontien à une profondeur relativement faible.

L'épaisseur normale de ces trois étages est approximativement la suivante :

pour le Dacien environ 300 m,
„ „ Pontien „ 500 m, comme valeur moyenne,
„ „ Méotien appr. 300 m. (Fig. 3).

Or, la coupe longitudinale tracée par l'extrémité occidentale du massif de sel, nous montre que le Pliocène moyen s'effile et que cet amincissement augmente progressivement jusqu'à la disparition complète des couches du Pliocène, par traction et par percement, dans la région où le sel affleure à jour. Un peu plus à l'Ouest, où le massif de sel plonge en profondeur, l'anticlinal n'est formé que de couches pliocènes ;

1) Cette coupe a été publiée plus tard dans : **Nouvelles données sur la structure de la partie occidentale de l'anticlinal de Băicoi.** Bull. Sect. Sc. Acad. Rom. 1915.

Institutul Geologic al României

on constate ici que le Levantin, autant que le Dacien et le Pontien, sont amincis dans une mesure inégale.

Cet amincissement est d'autant plus accentué que l'on s'approche du point où le sel affleure et vice-versa. Il est évident que la voûte anticlinale, formée par les couches du Méotien, Pontien et Dacien, avant d'être percée par la For-

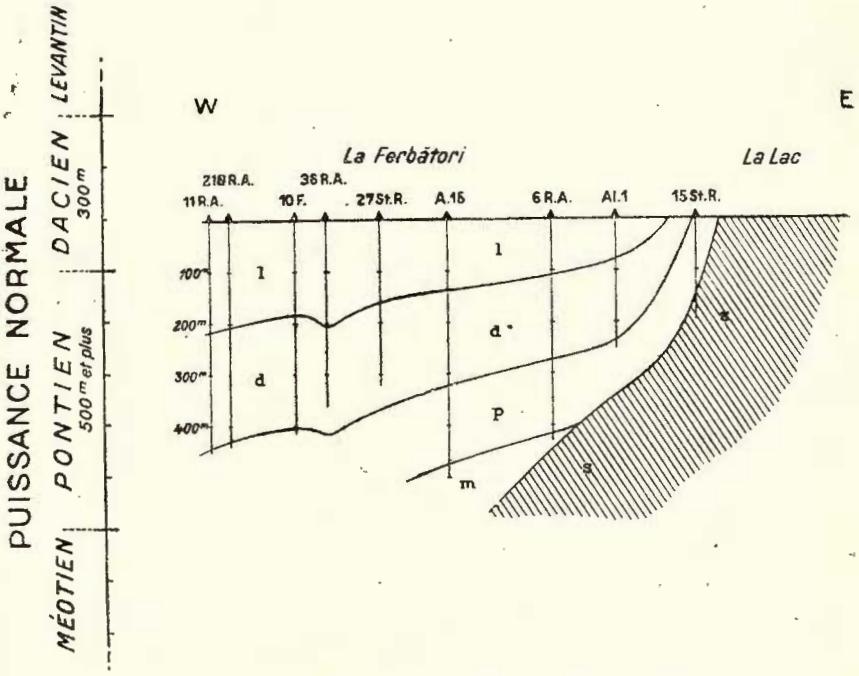


Fig. 3. Coupe longitudinale (plan axial) par l'extrémité occidentale de l'anticlinal de Băicoi d'après Gh. Botez.

s = Formation à sel (sel et marnes, grès marneux, etc.)

m = Méotien; p = Pontien; d = Dacien; l = Levantin.

Sondes: RA = Société Română-Americană; St. R = Société Steaua Română; Al = Société Alpha.

Les chiffres près des sondes indiquent le numéro d'ordre de la sonde.

mation à sel a passé par tous les degrés de la réduction en puissance jusqu'à ce que sa masse ait été complètement traversée.

Nous reviendrons plus tard sur ce cas, considéré dans le cadre de la structure générale de la région

Institutul Geologic al României

III. Le diapirisme considéré dans sa généralité et au point de vue génétique.

Dans la communication d'aujourd'hui je ne veux examiner que la question du diapirisme en général et surtout au point de vue génétique.

Retenons, préalablement, qu'on peut admettre pour l'enveloppe de compression de l'écorce du globe terrestre (la Shell of compression de Davison) (1) c'est-à-dire pour sa partie périphérique, que les phénomènes de dislocation ne se produisent pas en général de la même manière sur toute l'épaisseur de cette partie de la lithosphère mais au contraire avec des intensités variables avec la profondeur.

Considérons notamment le cas des formations jeunes des régions carpathiques ou caucasiennes qui nous sont le mieux connues.

Dans ces régions l'écorce terrestre est formée de couches sédimentaires, en leur totalité en général peu compactes, meubles et plastiques. Les forces de plissement semblent avoir à s'exercer seulement dans une certaine profondeur, relativement petite. Ces deux conditions paraissent être les plus générales et les plus fréquentes dans les régions de sédimentation thalassique des géosynclinaux crétacés et tertiaires.

Nous pouvons distinguer dans l'enveloppe de compression trois parties ou trois zones: l'une périphérique ou supérieure, l'une médiane et l'une de base ou inférieure. (fig. 4)

1. La zone périphérique ou supérieure étant la plus proche de la surface, peut être considérée comme étant relativement peu chargée même dansses parties profondes et presque entièrement libre ou même exempte de toute charge importante près de la surface ou à la surface.

Les couches de cette zone supportent en rapport avec la profondeur dans laquelle elles se trouvent, une pression correspondant à une charge d'autant plus grande que la couche considérée est à une plus grande profondeur.

Donc chaque couche semble supporter un poids égal avec le poids du complexe des couches de son toit. Mais en réa-

1) Davison, **Phil. Transactions. R. S. A.** 178. London p. 231—238.

Institutul Geologic al României

lité, d'après ce que l'on sait, la pression supportée par une couche dans un certain point, ne représente pas la somme des poids des points superposés sur la verticale de ce certain point, mais un poids plus petit parce que une partie du poids total des couches superposées, étant donnée la nature de la stratification, s'exerce aussi latéralement, car les couches se soutiennent par appui réciproque. C'est une simple application du principe de la décomposition d'une force d'après le parallélogramme des forces, facile à comprendre si le problème est considéré dans l'ensemble de l'équilibre de l'écorce terrestre.

Au point de vue tectonique cette zone joue habituellement le rôle d'une couverture. Son épaisseur est variable. Dans les Subcarpathes de Roumanie, elle peut être évaluée à 1200—2000 m. En d'autres régions son épaisseur peut être de beaucoup plus grande ou plus petite, très réduite ou même elle peut manquer complètement.

Cette puissance de la zone varie selon que l'intensité maxima des forces de plissement se manifeste à une profondeur plus grande dans l'enveloppe de compression, ou se déplace vers ses parties périphériques.

L'effet des forces de plissement, dans les cas normaux, est minime dans la zone périphérique de l'écorce terrestre parce que les dislocations qui s'effectuent en profondeur perdent de leur intensité à mesure que nous nous élevons vers la surface de cette zone et inversement, elles deviennent d'autant plus intensives que nous descendons vers sa base.

Dans la zone périphérique, nous ne rencontrons généralement qu'un reflexe, une répercussion plus ou moins fidèle des plissements de la profondeur et en tous cas nous trouvons une transition de plissement plus ou moins graduelle de la zone périphérique à la zone médiane de l'enveloppe de compression.

2. La zone médiane supporte le poids de la masse des roches de la zone périphérique.

Le plissement s'effectue, dans ses limites, avec un maximum d'intensité.

Son épaisseur est variable selon la nature des couches et les conditions et l'intensité du plissement.

Dans le cas général, les plissements se produisent en des

Institutul Geologic al României

profondeurs relativement petites de l'écorce terrestre. Ils sont le résultat de l'action des forces tangentielles, dont l'effet dépend d'une part de la puissance de la zone en plissement et de la nature des roches qui la constituent, d'autre part de l'épaisseur et de la nature de la zone périphérique, c'est-à-dire de la pression et de la résistance de la couche pesante.

Le plissement des couches s'affaiblit au fur et à mesure que l'on avance vers la profondeur, vers la zone inférieure.

Le contact entre ces deux zones est marqué par une surface de décollement et par conséquent de séparation des couches en plissement de leur support passif, c'est-à-dire de la zone inférieure.

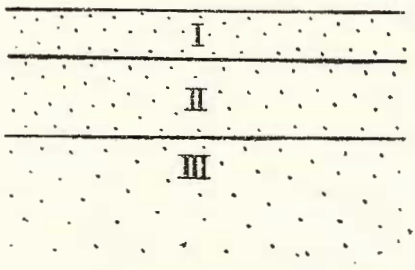


Fig. 4. I. Zone supérieure ou périphérique; II. Zone médiane; III. Zone inférieure ou de base.

3. La zone inférieure ou de base. Ses couches se trouvent sous le niveau de l'action des forces tangentielles. La dislocation du complexe des roches qui la constituent, plissées ou non, est restreinte en général à des mouvements verticaux d'affaissement ou de soulèvement en bloc des couches.

Lorsque l'épaisseur de la zone médiane est excessivement réduite, la zone inférieure est très proche de la zone supérieure, périphérique. Elle peut entrer même en contact direct avec elle, comme par exemple c'est le cas dans le grand affaissement des fossés de la Mer Rouge.

Suivons maintenant le phénomène de plissement dans la zone médiane et supérieure.

Nous pouvons diviser un paquet de couches conformes qui s'arquent en voûte, en deux parties séparées par une surface neutre au point de vue dynamique.

Les couches qui se trouvent au-dessus de cette surface tentent à augmenter leur longueur et c'est pour cela qu'il naît des tensions dans le matériel qui les constitue; les couches qui se trouvent sous la surface neutre tendent à diminuer leur longueur et il en résulte des compressions dans leur matériel constitutif.

En résumé, à la périphérie du complexe de couches qui

Institutul Geologic al României

se plient naissent donc des tensions qui provoquent un amincissement des couches dans les points de courbure maxima, qui se traduit par effilement des couches ou par rupture, suivies d'un déplacement relatif du matériel de la clef de voûte vers les flancs. Provisoirement, donnons à ce phénomène le nom de distraction. En même temps s'effectuent, au coeur de la voûte, des compressions, qui, étant donné la plasticité du matériel (1) donne naissance à une migration de celui-ci vers les points de résistance minime qui se trouvent dans le plan axial du pli anticlinal. Ainsi s'explique la tendance ascensionnelle de la masse des roches du noyau du pli.

Considérons de plus près ces questions. Les phénomènes qui résultent de la distraction dans les voûtes des plis sont relativement trop peu étudiés.

Dans les couches compactes et dures opposant une grande résistance à une déformation, par exemple dans les calcaires, ils se traduisent, chose connue, par des phénomènes d'éclatement, par de ruptures, par une fissuration ou formation de diaclases et même par la naissance de failles, plus ou moins compliquées et profondes qui se produisent dans les couches supérieures (Fig. 5), notamment à cause de l'inter-

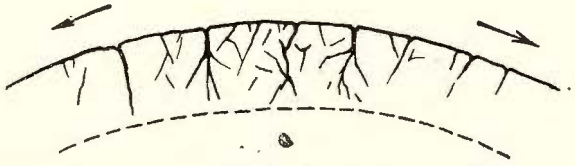


Fig. 5.

vention des forces de torsion qui naissent naturellement du déplacement inégal de toute la couche de roches compactes et dures pendant qu'elle se plie en arc. La disjonction est donc caractérisée par des ruptures.

Dans les couches peu compactes, au contraire, comme par exemple les marnes, les argiles, les sables et les grès tendres, etc., couches capables de subir facilement des déformations, et

1) L'on sait que la plasticité des roches augmente avec la pression et la température, donc avec la profondeur à laquelle se trouve la couche.

Institutul Geologic al României

notamment où elles se présentent associées en couches alternantes, constituant un complexe hétérogène sur la verticale, naissent des tensions de disjonction qui se traduisent principalement par un amincissement des couches, surtout des plus profondes de la clef de voûte, phénomène qui peut être poussé jusqu'à disparition complète de certaines couches ou même du complexe entier. Par conséquent, en général, il se produit des phénomènes de disjonction sans ruptures grandes et importantes, ou pour mieux dire, le phénomène des ruptures est subordonné au phénomène d'amincissement, qui est un phénomène de glissement (Fig. 6).

Il est évident que par cet amincissement, qui d'ailleurs n'atteint que très faiblement les couches les plus supérieures, la masse des couches de la clef de voûte diminue (Fig. 7) et par conséquent le poids de la section diminue aussi ainsi que la pression exercée par les couches vers la profondeur. Nous pouvons donc admettre théoriquement qu'il naît réelement un mouvement de glissement de la masse des couches vers les flancs du pli, donc un écoulement dans la direction synclinale.

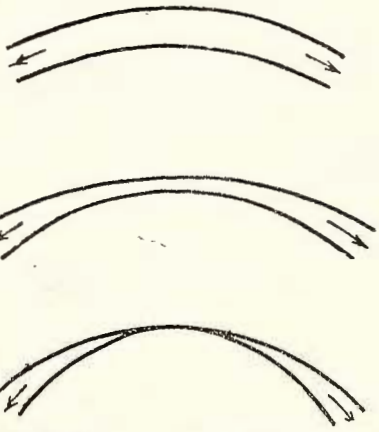


Fig. 6. Phases d'amincissement d'une couche de roche déformable.

Ici, il convient d'examiner de plus près la question de la pression exercée en ce cas par un complexe de couches sur son support. La pression exercée par un complexe de couches sur son mur faiblira progressivement pendant qu'il se voûte, pour les deux causes suivantes :

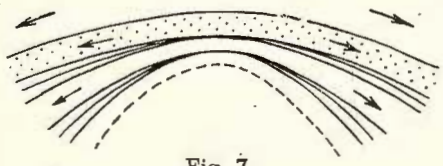


Fig. 7.

a) plus la courbure croît, plus le poids du complexe se répartira davantage sur les points d'appui, c'est-à-dire sur les flancs inférieurs de la voûte (pareillement à l'arc d'un pont);

Institutul Geologic al României

b) l'amincissement des couches de la clef de voûte.

Il résulte par conséquent: que la pression exercée par une colonne de couches de la voûte sur son support est égale au poids de la colonne des roches, moins la perte résultant par l'appui latéral; que le plan de résistance minima est le plan axial de la voûte où la pression est la plus petite.

Les couches refoulées dans le noyau du pli, se trouvent pendant le plissement dans un état d'équilibre différent de celui qui se développe dans les couches qui constituent la voûte du pli.

La différence réside dans le fait que, tandis que dans la voûte du pli se développent des forces de distraction ayant comme effet une décharge, dans le noyau du pli, au contraire, toutes les forces, autant celles de plissement, tangentielles, que celles qui résultent de l'écoulement de la masse des couches de la voûte vers les flancs du pli, se manifestent comme forces de refoulement et de broyage (Fig. 8).

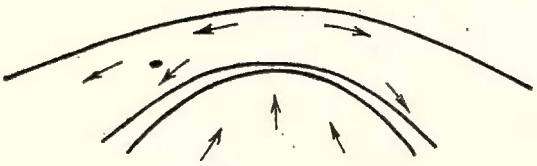


Fig. 8.

Il en résulte que dans la masse du noyau, lorsque les forces de plissement augmentent, les couches peuvent être refoulées en de petits plis serrés, etc., et subissent tous les phénomènes de déplacement comme chevauchements, imbrications, glissements, etc., phénomènes qui, si les forces de plissement deviennent assez puissantes, se répercutent identiquement jusqu'aux plus petits éléments constituants des roches qui forment les couches du noyau et même jusqu'aux éléments submicroscopiques. Le phénomène peut être poussé jusqu'à un véritable écrasement du noyau.

Lorsque nous avons à faire à des couches d'une plasticité grande, elles pourront s'unir, fondre pour ainsi dire en des corps ovoïdes ou lenticulaires, par l'écoulement de leur masse vers le point de la résistance minime, vers le point de refoulement. L'exemple le plus typique nous est fourni par les sels en général et le sel gemme en particulier, qui dans

Institutul Geologic al României

la majorité des cas de gisements connus jusqu'à présent, se rencontrent dans les régions plissées, le plus souvent sous la forme de massifs, qui sont le résultat de la fusion d'un complexe de couches de sel. Nous reviendrons d'ailleurs sur ce cas.

Tant que les forces de plissement travaillent, les phénomènes d'amincissement qui se produisent dans la voûte provoquent une diminution succesive de la résistance dans cette voûte et par conséquent une augmentation successive de la force de poussée exercée par le noyau sur son toit.

Donc le pouvoir ascensionnel du noyau en refoulement augmente au fur et à mesure que diminue la résistance que lui oppose la ceinture des roches enveloppantes.

Ces phénomènes de distraction ou de disjonction et de refoulement ascensionnel augmentent et progressent dans le processus de diapirisme, tant que les forces tangentielles travaillent sans faiblir.

Il ressort de ce rapide exposé, qu'un pli diapir est en réalité un pli dans lequel les couches de profondeur, celles de son noyau, percent les couches de leur toit. A cause du refoulement les couches du noyau sont dans la majorité des cas plus redressées que les couches du toit.

Lorsque la voûte est suffisamment conservée et le noyau atteint les couches supérieures de la voûte, nous remarquons en général une discordance tectonique entre des couches du noyau et l'ensemble des couches peu disloquées de la voûte.

A mesure que nous nous éloignons du noyau, l'inclinaison des couches enveloppantes devient plus faible.

Dans les plis érodés cette structure peut être parfois confondue avec la structure isoclinale droite dont nous avons parlé, plis qui naissent localement, par une compression des couches dans les régions à structure tabulaire. C'est précisément dans ces cas qu'il faut faire intervenir une étude serrée de la tectonique régionale, pour distinguer ces plis des plis diapirs.

Des levés sur le terrain, détaillés autant que possible, et de la reconstruction des lignes structurales d'une région, il doit ressortir ce qui caractérise les plis diapirs, c'est-à-dire d'une part dans la voûte et surtout sur les flancs du noyau

Institutul Geologic al României

l'amincissement des couches du toit par distraction et glissement, faillé ou non, et d'autre part le refoulement en profondeur des couches du noyau.

IV. Les éléments constitutifs des plis diapirs.

Dans un pli diapir on distingue les trois éléments tectoniques principaux suivants :

A. la voûte

B. le noyau

C. les couches percées.

Mes observations personnelles ainsi que les descriptions et les communications faites à moi sur la structure géologique des Régions subcarpathiques de Roumanie et du Bassin transylvain, de la partie orientale de la presqu'île de Kertsch et de la presqu'île de Taman, des régions pré-et subcaucasiennes, des Indes Hollandaises, des traînées de plis qui encadrent les Montagnes Rocheuses de l'Amérique du Nord, de la plaine du Golfe de Mexique, etc., permettent d'établir les types principaux suivants de ces trois éléments, sans pour cela considérer close la liste de principaux cas.

A. La voûte peut être :

a) arquée, avec un grand rayon de courbure ; la ligne de son profil est courbe (Fig. 9).



Fig. 9.

b) tectiforme (L. Mrazec et W. Teisseyre) lorsque ses flancs se rencontrent à son sommet sous un angle, en général plus ou moins obtus (Fig. 10 a). Ces deux flancs sont plans.



Fig. 10 a.

Ce type de voûte présente généralement des ruptures dans sa clef (Fig. 10 b).

Institutul Geologic al României

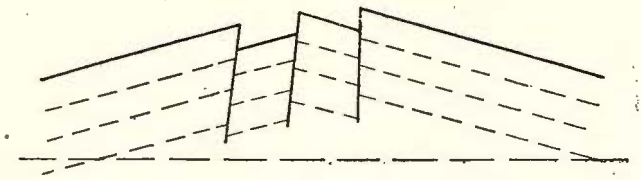


Fig. 10 b.

Le premier type de voûte est plus fréquent dans les plis diapirs rencontrés.

On y distingue :

1. Voûte symétrique. Les flancs sont également inclinés (Fig. 11).

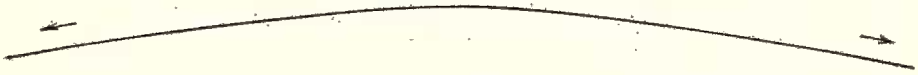


Fig. 11.

2. Voûte asymétrique, lorsque l'inclinaison de ses flancs présente de grandes différences; ses deux ailes sont en général inégalement developpés (Fig. 12).



Fig. 12.

3. Voûte faillée, comme par exemple à Moreni; le flanc Nord chevauche sur celui du Sud (Fig. 13).

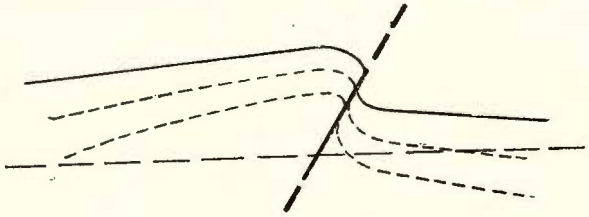


Fig. 13.

4. Voûte fracturée, type qu'on rencontre dans l'Allemagne du Nord. En ce cas elle se présente décomposée en lambeaux par un fractionnement tectonique et présente par-

Institutul Geologic al României

fois une structure compliquée, caractérisée par un véritable réseau de fractures et failles. Ces dislocations sont produites principalement à cause du soulèvement et de l'affaissement de certaines parties de la voûte, provoquées par des dislocations profondes dans les formations qui constituent le noyau de la voûte (Fig. 14).

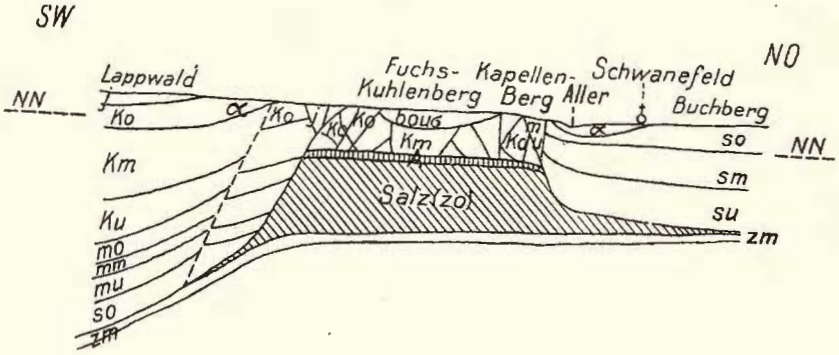


Fig. 14. Coupe transversale à Schwanefeld (d'après Kirschmann).

ro = Rotliegendes inférieur

zm	moyen	Zechstein	Ku	inférieur	Keuper
zo	supérieur		Km	moyen	
su	inférieur	Buntsandstein	Ko	Rhétien	
sm	moyen		α	marnes	
so	supérieur		jl, j	= Lias, Jurassique	
mu	inférieur	Muschelkalk	bou σ	= Oligocène inférieur terrestre	
mm	moyen		A = Couverture d'anhydrite		
mo	supérieur				

5. Voûte déchirée, en général par distraction ou fendue par le diapirisme; le noyau apparaît dans l'ouverture des formations comme dans une boutonnière (Fig. 15 a, 15 b).

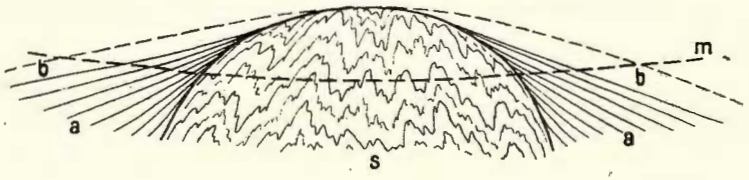


Fig. 15 a. s noyau; m ligne de la surface.

Institutul Geologic al României

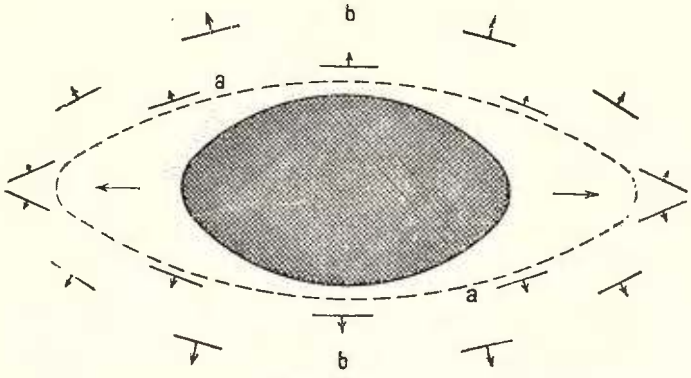


Fig. 15 b.

B. Le noyau peut se présenter sous forme d'une lame ou d'une colonne à section elliptique jusqu'à circulaire.

Il peut être :

1. Droit: ses couches sont plus fortement plissées que les couches de la voûte, son axe n'a souffert aucun déplacement sensible (Fig. 16).

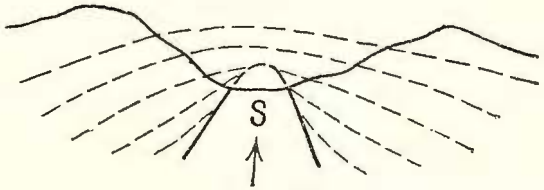


Fig. 16

2. Emoussé lorsque la pointe du noyau est plane; ses flancs sont fortements inclinés (Fig. 17).

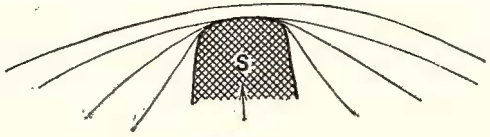


Fig. 17

3. Incliné (Fig. 18) ou chevauché (Fig. 19); son axe

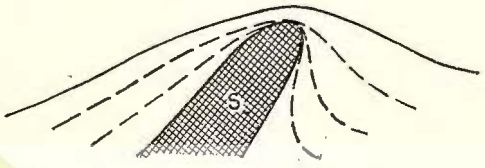


Fig. 18

Institutul Geologic al României

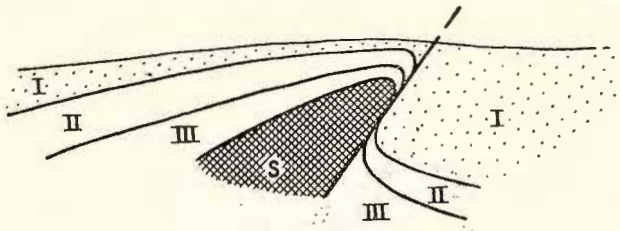


Fig. 19.

incliné ne coïncide pas généralement avec l'axe de la voûte. Dans le cas de chevauchement le noyau peut être effilé, laminé ou fractionné en klippes. Lorsqu'il se présente en lames, sa pointe peut être brisée dans la direction du chevauchement (Fig. 20) ou retroussée (Fig. 21).

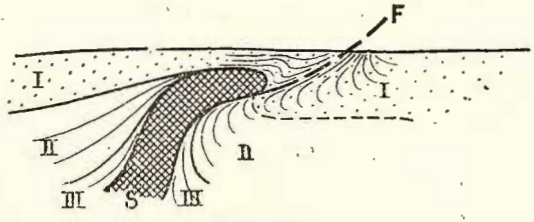


Fig. 20.

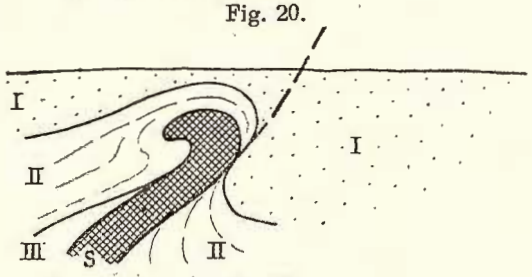


Fig. 21.

4. Lorsque le noyau s'élève jusque près de la surface ou même à la surface, donc quand la résistance des couches de son toit est nulle, il arrive quelquefois que la partie supérieure du noyau peut se déverser latéralement, après l'arrêt du mouvement ascensionnel, en prenant la forme d'un chapeau de champignon ou d'un chou-fleur (Fig. 22),

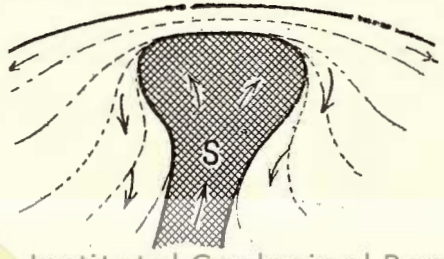


Fig. 22.

Institutul Geologic al României

ou dans certains cas une structure en éventail (Fig. 23).

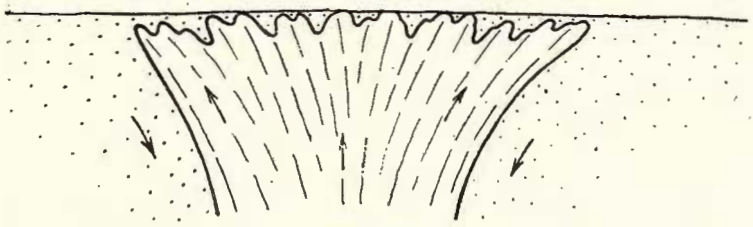


Fig. 23.

Sa partie supérieure se présente sous l'aspect d'un gonflement; le reste du noyau se transforme par effilement en un véritable pédoncule de soutien.

Le phénomène peut être poussé souvent jusqu'à un véritable étranglement, le noyau peut être déraciné et réduit en forme de klippes (Fig. 24 a et 24 b).

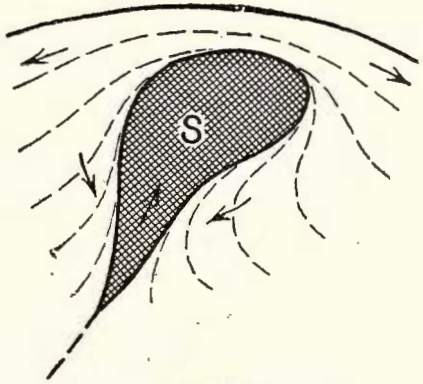


Fig. 24 a.

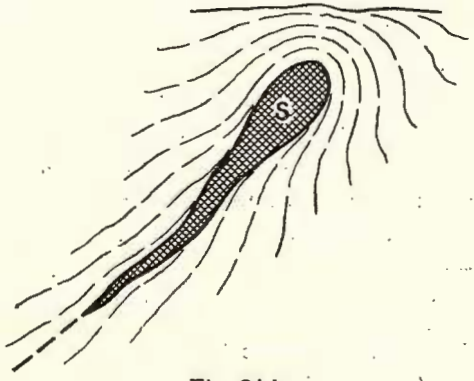


Fig. 24 b.

Institutul Geologic al României

Presque tous les massifs de sel qui apparaissent dans les plis diapirs des Subcarpathes, présentent ces phénomènes d'étranglement et il est probable que quelques-unes des lames de sel des Subcarpathes soient étranglées et déracinées. Nous reviendrons sur le mécanisme de ces cas.

Ces structures sont provoquées par les pressions latérales qu'exercent sur le noyau le poids des couches qu'il a traversé et surtout les pressions latérales dues au tassement des couches.

5. Le noyau peut apporter avec lui jusque dans la voûte ou même à la surface, des roches arrachées de profondeur. Ces roches peuvent appartenir à son toit primordial, soit appartenir à des couches que le noyau a rencontré sur son chemin pendant le percement (Fig 25).

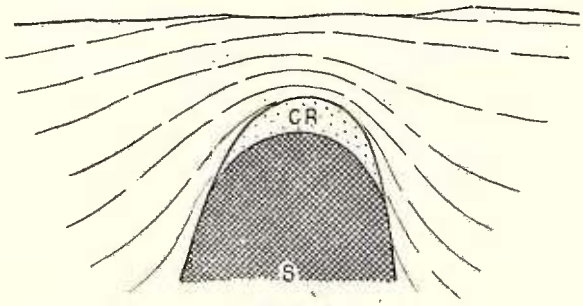


Fig. 25.
S = noyau ; C R = Cap Rock.

Des descriptions des géologues (1) et des ingénieurs américains de pétrole sur les massifs de sel du Texas et de Louisiane, on peut déduire que le Cap Rock qui est constitué de gypse et de roches calcaires et dolomitiques semble présenter un exemple typique d'un toit du sel formé des roches traversées.

D'après les descriptions des géologues américains, on doit supposer que le sel a arraché des couches percées les roches constituant le Cap Rock et les a apporté dans la voûte, sur le sommet de son corp, quelquefois même jusque dans les parties les plus périphériques de la voûte.

1) G. D. Harris, **Oil and gas in Louisiana,** Bull. 429. United States Geological Survey, 1910.

— **Rock Salt its origine, geological occurences and economic importance in the State of Louisiana.** Geol. Survey of Louisiana. Bull. 7, 1908.

Institutul Geologic al României

6. Le noyau peut être enfin imbriqué (Fig. 26); dans sa ame se produisent des phénomènes compliqués de chevau-

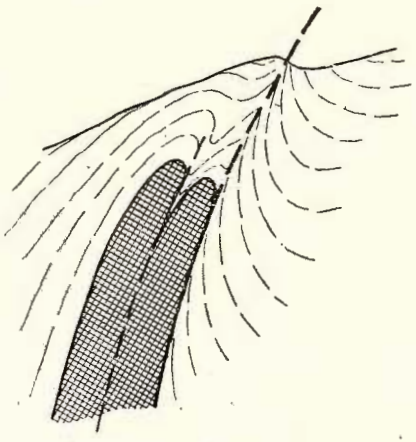


Fig. 26.

chement. A Moreni-Gura Ocniţei par exemple, les couches pliocènes du toit du noyau, donc de la voûte sont d'après G. Botez[2] pincées entre des écailles de sel.

C. Les couches traversées. Elles peuvent être limitées quelquefois par une rupture nette, comme si elles étaient tranchées avec un couteau. (Fig. 27 a).

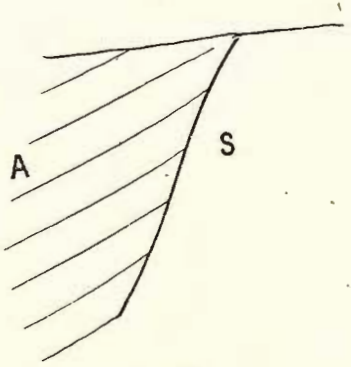


Fig. 27 a.
A = Couches traversées; S = noyau.

Généralement elles sont charriées, effilées, laminées et plus ou moins inclinées sur le noyau qui les a

Institutul Geologic al României

déplacées de leur disposition primitive (Fig. 27 b et c). Des

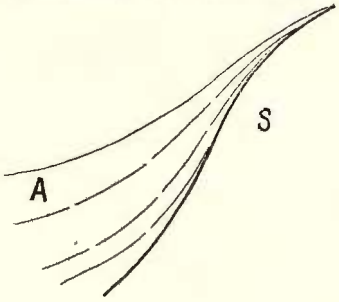


Fig. 27 b.

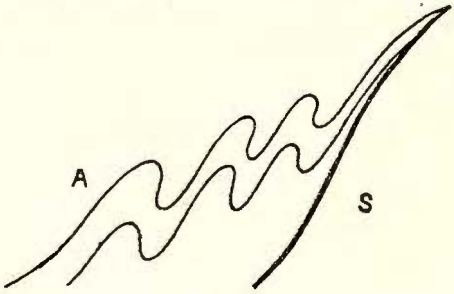


Fig. 27 c.

S = noyau ; A = couches traversées.

paquets de roches voir même formations entières de centaines de mètres d'épaisseur fendues par le diapirisme peuvent être fortement amincies, comme on peut le constater si souvent dans les plis diapirs des Subcarpathes méridionales de la Roumanie. En d'autres cas l'effilement est accompagné d'un froissement des couches et même de la formation de brèches.

La masse des couches percées exerce une forte pression sur les parois du noyau sur lesquelles elle s'appuie. Par la résistance qu'elle oppose au percement et la pression que les couches exercent par leur poids sur les parois du noyau, lorsqu'elles sont percées, il se produit des déformations dans le corps du noyau et des dislocations des plus variées dans les roches plastiques, décrites ci-dessus.

V. Les plis diapirs à noyau de sel.

Un type spécial de diapirisme et en même temps le plus accentué au point de vue de l'intensité du phénomène, est représenté dans les plissements subcarpathiques par les anticlinaux dans la structure desquels entrent des massifs de sel.

Comme ces sortes de plis jouent un rôle très important dans les Subcarpathes roumaines, j'estime qu'il est nécessaire de nous y arrêter, d'autant plus que le type diapir de pli nous a été révélé d'abord précisément par l'étude de la tectonique des gisements de sel des Subcarpathes roumaines.

L'origine et la forme des massifs de sel. Sur la structure

Institutul Geologic al României

des massifs de sel des études ont été faites par: F. Posepny, Windakiewicz, L. Mrazec et W. Teisseyre etc. pour les massifs carpathiques et par Rinne, Harbort, Lachmann, Stille et d'autres pour les massifs de l'Allemagne.

L'origine éruptive des gisements de sel préconisée par Gr. Cobălcescu chez nous et par certains géologues américains, est aujourd'hui définitivement abandonnée. Nous savons que le sel se dépose en couches dans des bassins limités, soit des mers dans leur phase de disparition soit des lagunes grandes et petites, sous un climat chaud et sec qui favorise une évaporation intensive. Dans l'étendue des Carpathes ces conditions ont été réalisées durant une phase de régression générale dans la Période tertiaire, dans l'étendue des eaux du Flysch, d'après toutes les apparences à la fin de l'Oligocène et en tout cas avant la déposition des Conglomérats de Brebu de la base de l'Helvétien.

On sait que, d'après les conditions d'équilibre des solutions, le chlorure de sodium pur peut se déposer après le sulfate de calcium ou se dépose au commencement en alternance avec le sulfate de calcium. D'autres équilibres de sels remplacent, dans la succesion du temps, le sulfate de calcium et, vers la fin de l'évaporation, le chlorure de sodium se dépose, accompagné ou accompagnant les sels de potassium et ses sels connexes. L'épaisseur totale du dépôt est fort variable mais elle peut être considérable, atteignant plus de mille mètres.

Pendant la déposition du sel peuvent être apportés du sable et de l'argile dans la solution et déposés, soit par le vent, soit par le jeu des eaux marines ou des eaux venant de la terre ferme. En d'autres cas la déposition du sel est interrompue par une sédimentation de sable et d'argiles (1) dont les couches s'intercalent et séparent les couches de sel entre elles.

La série des dépôts se termine en général par une couche protectrice, argileuse-marneuse. Elle forme le toit du sel et constitue ce que nous avons nommé „le manteau du sel“ (1900).

1) Dans les massifs miocènes de sel du fossé de la Mer Rouge, se sont développées des dolomites en couches très faibles ou se présentant en feuilles, supportées par des intercalations d'argile très minces.

Institutul Geologic al României

Dans les Carpathes roumaines un complexe de grès marneux fins ou de marnes argileuses compactes ou schisteuses et de gypses argileux et schisteux, accompagnent le sel.

Pendant le plissement, par les tensions nées du développement des forces tangentielles, le sel, qui devait déjà avoir gagné une certaine plasticité à cause de la température de la profondeur et de la pression des couches qu'il supporte, devient encore plus plastique. Il abandonne sa forme primordiale de dépôt stratiforme et s'écoule, refoulé en de petits plis serrés, vers les points ou les lignes de résistance minime, en prenant la forme d'un corps individualisé produit par le plissement. Il est à remarquer que par ce mouvement le sel ne se mélange en général pas avec les couches qui l'enveloppent ou celles qu'il perce mais au contraire, il s'individualise d'une manière sélective, propriété qui est probablement en rapport avec le degré de plasticité du minéral.

C'est ainsi que naissent les massifs de sel.

Les massifs de sel se présentent dans la majorité des cas, enveloppés par des couches de la formation dont ils font partie. Par exemple en Roumanie, comme je l'ai déjà dit, les massifs de sel sont enveloppés par des marnes gréseuses ou des grès marneux et gypseux, des gypses, etc., (Băicoi-Ţintea, Moreni, etc.).

Il faut retenir que les couches qui constituent le manteau des massifs de sel sont des roches tendres et plastiques; cela nous aide à mieux comprendre le mécanisme intime du diapirisme, comme nous le démontrerons ci-dessous.

Nous ne savons pas jusqu'à présent avec certitude si le sel se présente dès le commencement, c'est-à-dire dès sa déposition en couches ininterrompues sur de grandes étendues ou sous la forme de dépôts lenticulaires isolés, qui remplissent certaines dépressions. En jugeant d'après la structure de quelques-uns des gisements de sel, comme par exemple ceux du littoral égyptien de la Mer Rouge qui nous permet d'examiner de plus près leur structure à cet égard, il es probable que le sel des grands massifs en général, donc aussi des massifs des Subcarpathes, doit être considéré comme un dépôt primordialement déjà assez puissant, produit par le remplissage de certaines dépressions, étendues qui peuvent occuper d'énormes surfaces.

Institutul Geologic al României

De quelque manière que se présenterait le sel à son origine, nous devons supposer qu'à un moment donné après sa déposition et après la sédimentation des roches de son manteau, nous avons à faire à deux éléments: l'un — le sel — corps plastique par excellence, constitue la partie inférieure d'un système en équilibre de gisement, la partie supérieure étant formée du second élément, les couches du manteau de sel, formé lui également par des roches jusqu'à un certain point plastiques, mais de beaucoup moins et d'un autre degré de plasticité que le sel.

Considérons maintenant les transformations qui se passent dans ce système lorsque son équilibre est troublé par les forces de plissement.

Comme nous l'avons déjà dit, le sel, à cause du refoulement produit par les forces orogéniques et par les pressions exercées sur les couches de son toit, s'agglomère d'abord grâce à sa plasticité sur les points ou sur les lignes de résistance minime qui naissent dans les couches de l'écorce terrestre pendant leur plissement et prend la forme d'un corps plus ou moins homogène, lenticulaire ou ovoïde, massif ou allongé en lames, perdant donc sa forme primitive.

Par conséquent il résulte que cet aspect de lame ou de massif ou tout autre aspect est un phénomène secondaire et postérieur à la déposition du sel, produit pendant qu'il se trouvait dans une première phase du plissement.

Par la rupture de l'équilibre primordial des couches qui en quittant leur position horizontale tendent à se courber sous l'action des forces orogéniques pour prendre la forme de voûtes anticlinales, les masses de sel qui se sont réfugiés dans le noyau de ces anticlinaux, ne pouvant s'accomoder aux nouvelles circonstances à cause de leur forme et de leur nature, joueront le rôle d'un corps homogène mais étranger par rapport aux couches qui se ployent en voûte. Nous pouvons faire une comparaison plastique en approchant notre cas de ce qu'il advient lorsque nous pressons un pépin de citron entre les doigts. La masse de sel joue dans notre cas un rôle identique. Saisie entre les deux paquets de roches formant les flancs de la voûte qui la pressent et la serrent avec une force croissante, elle se déforme d'abord puis elle se fraye un passage sur la ligne de résistance minima qu'elle

Institutul Geologic al României

rencontre en chemin et qui est le plan axial de la voûte anticlinale. Le soulèvement du noyau de sel devient un véritable écoulement ascensionnel de la masse plastique du sel sur les lignes anticlinales.

Et il est facile à comprendre que dans les roches de son enveloppe, il se produit par l'écoulement du sel, des effilements, des laminages, des broyages et des breccifications, des phénomènes qui caractérisent la „brèche du manteau de sel" de Popescu-Voitești.

Dans le cas des lames de sel, sur des lignes de chevauchement, la formation de cette brèche peut comprendre bien entendu, d'autres formations que le sel a rencontré dans son chemin.

Il est évident, qu'on puisse rencontrer des types des plus variés de plis diapirs à noyau de sel, avec toutes les transitions possibles.

En réalité, les massifs de sel peuvent être associés dans l'anticlinal, de manière la plus différente à des roches de nature très diverse, formant des complexes de couches d'épaisseur très variable. Dans l'évolution de ces plis interviennent en outre des facteurs, comme par exemple les conditions morphologiques des contrées (chaînes et dépressions, fossés, etc., anciens) sous l'influence desquels s'est déposé le sel, facteurs qui peuvent acheminer la tectonique de la région vers une structure en écailles ou même nappes-écailles, avec klippes de rabottage et avec formations de mylonites, etc. Il est enfin possible que, pendant la période de plissement interviennent dans des régions thalassiques, des mouvements d'ingression et régression pouvant avoir une certaine influence sur la sédimentation et l'érosion, pouvant donc parfois modifier sensiblement tout ce qui se rattache aux facteurs: poids et charge.

Ces observations s'appliquent d'ailleurs non seulement aux plis diapirs à sel, mais à tous les plis diapirs en général.

Mais quel que longue et variée que soit cette série, les plis diapirs, notamment ceux des Subcarpathes Roumaines peuvent se grouper aujourd'hui en deux types plus caractéristiques.

Ces types généraux sont: des dômes à noyau diapir et des anticlinaux diapirs longitudinaux. Ces

Institutul Geologic al României

derniers peuvent être divisés en plis dont la voûte est conservée ou fendue, en plis dont le noyau est normal ou dont le noyau chevauche et en plis-écailles diapirs qui tendent à se transformer en nappes-écailles, lorsque le chevauchement se développe sur un plan peu incliné, etc., etc.

L'étude détaillée de ces formes tectoniques nous permet, dans le cadre de nos connaissances actuelles de schématiser leur mode de formation et de distinguer quelques phases principales dans le cas spécial de la formation des plis diapirs à noyau de sel des Subcarpathes auquels nous voulons nous arrêter quelque peu.

Le mécanisme de percement des massifs de sel.

Reprenons ce qui a été décrit à la lumière de l'évolution de la tectonique régionale.

Comme je l'ai démontré précédemment, nous assistons dans la première phase de la formation d'un pli diapir, à l'agglomération du sel en forme de massifs dans l'axe de la voûte anticlinale naissante et sous une enveloppe de roches tendres et plastiques en leur totalité.

La deuxième phase commence avec le pincement du massif entre des mâchoires que forment les flancs de l'anticlinal; elle dure parfois jusqu'à ce que le sel apparaît au jour. Nous assistons à une série de phénomènes très compliqués et extrêmement variés, qui se déroulent durant la lutte engagée par le massif de sel dans son ascension jusqu'à ce qu'il se délivre de la prise des deux flancs.

C'est ici que les phénomènes de distraction jouent un rôle important.

Les couches du toit sont tendues sur l'arc de la voûte et il intervient des phénomènes de distraction et disjonction avec ou sans rupture, qui ont comme effet un effilement des couches vers l'axe de la voûte.

La voûte anticlinale peut être fracturée, se fendre et se fractionner avec formations de failles. Le masif de sel se fraye alors un passage entre ces fractures.

En même temps ou postérieurement, il se produit des phénomènes de tassement et d'épaississement des couches vers les axes synclinales, etc.

Enfin, avec la pénétration du sel jusqu'aux couches de la

Institutul Geologic al României

surface, ou même à la surface, nous entrons dans la troisième phase, lorsque la tête de la colonne de sel, n'ayant plus à lutter avec les forces latérales, peut se répandre, s'épanouir comme une masse visqueuse, dans toutes les directions. A ce moment, ou au moment que la totalité des forces de résistance rencontrées par le sel en son chemin est plus grande que sa puissance d'ascension et d'expansion, le massif ne peut plus opposer à la totalité des pressions latérales des couches que sa masse inerte et plastique. Il se produisent des phénomènes de laminage sur les parois du noyau, auxquels contribuent dans une large mesure les pressions dues au tassement des couches qui ont été traversées et qui ont tendance à revenir à leur équilibre primordial.

Si la tête de la colonne de sel a pénétré assez haut dans la voûte ou si elle a atteint la surface l'action de toutes ces pressions latérales sur le noyau, aura comme effet immédiat, comme je l'ai déjà dit, un étranglement et le développement de la structure en forme de chou-fleur ou de champignon de la masse de sel, structure tellement caractéristique pour la plupart des massifs qui présentent une section circulaire ou elliptique. Le phénomène peut s'acheminer ensuite vers un amincissement progressif du pédoncule. Nous avons vu que cet amincissement peut être poussé, dans certains cas, jusqu'au fractionnement de la masse de sel dans une partie supérieure, constituant un corps plus ou moins grand et un pédoncule, qui, si le laminage est poussé très loin, s'amincit de plus en plus jusqu'à la rupture.

Le corps supérieur du sel reste attaché a son pédoncule par une brèche de friction ou il est possible que cete attache disparaisse complètement par des plissements postérieurs. Alors le corps supérieur se présente sous la forme d'une klippe sans racine, égarrée dans des masses de couches étrangères au cas d'éventuels plissements postérieurs.

De tout ce qui vient d'être exposé, il ressort que le profil et la structure des massifs de sel peuvent être très variés et que cette variabilité qui dépend, comme nous l'avons vu, de facteurs tellement nombreux, se complique encore du fait que le diapirisme peut être, suivant les circonstances locales ou régionales, vertical, incliné ou sur une ligne de chevauchement avec laminage, ce qui sans doute se réper-

Institutul Geologic al României

cute aussi dans la forme du massif de sel, comme profil et structure.

Les modifications internes du sel des massifs des plis diapirs.

Les forces auxquelles sont soumis les massifs de sel durant le diapirisme, se répercutent même sur les grains de sel ou des sels dont ils sont constitués, autant au point de vue physique qu'au point de vue de la composition chimique de ces sels. Au point de vue physique, le sel ou les sels d'un massif souffrent soit des simples récristallisations soit des récristallisations avec changement d'équilibre chimique produit pendant la coulée à laquelle ils sont soumis durant les plissements auxquels ils prennent part. Mais dans l'un et l'autre des cas, l'aspect pris par les grains dans la masse de sel varie, selon que la pression dominante, sous l'action de laquelle s'est effectuée la récristallisation, a présenté le caractère de pression hydrostatique ou de pression latérale (Stress).

Dans le premier cas, les grains sont étroitement serrés dans une masse où ils prennent un aspect idiomorphe, grenu, peu indenté sur leur contour. Sous l'influence du Stress et de l'écoulement, les grains s'allongent, quoique arrondis ils s'indentent et gagnent l'aspect des grains des glaciers. Le mouvement des glaciers d'ailleurs ressemble en quelque sorte au mouvement imposé aux massifs de sel.

En ce qui concerne les modifications dans la composition chimique des sels, il est probable, comme les géologues et les chimistes allemands l'ont relevé, que de nouveaux équilibres chimiques peuvent s'établir par le jeu de la pression et les phénomènes de détente durant le diapirisme, soit entre les différents sels qui entrent primitivement dans la constitution des massifs de sel, soit seulement entre le sel gemme et les minéraux de ses anneaux annuels.

Le sel gemme est très répandu dans les Carpathes. Quoique les opinions soient encore fort partagées en ce qui concerne l'âge du sel car quelques-uns de nos collègues considèrent ce sel comme appartenant au Méditerranéen supérieur, d'autres comme étant plus ancien que le Tertiaire, probablement mésozoïque ou permien, néanmoins il paraît que toutes les données convergent vers un âge tertiaire et notamment la

Institutul Geologic al României

Formation à sel semble se trouver à la base du Miocène ou dans l'Oligocène supérieur.

Dans les Carpathes nous devons faire la distinction entre les massifs du Bassin Transylvain et de la bordure du Bassin Pannonique et ceux de l'Arc Carpathique. Les premiers semblent être dans la plus grande partie des massifs à section plus ou moins circulaire et à structure en forme de champignon, sur laquelle F. Posepny a le premier attiré l'attention.

Dans les Carpathes du Flysch et dans les Subcarpathes la Formation à sel apparaît généralement en des ruptures anticlinales dans la Zone ou la Nappe Marginale du Flysch et dans les plis subcarpathiques. Il se présente surtoutsous la forme de lames diapires.

Comme exemples typiques, je cite seulement les lames de sel de Ţintea-Băicoi, de Moreni-Gura Ocniţei, de Ochiuri. La Formation à sel apparaît ici en lames diapires sur des lignes de chevauchement, le sel s'est élevé jusqu'à la voûte levantine. Sur les lignes de dislocation probablement des lignes de chevauchement, à la limite extérieure des Subcarpathes, affleure le sel de Sărăţel-Bacău, Câmpuri, Valea Sării (M-ţii Vrancei, District Putna), Bisoca et Reghiu (R. Sărat) etc.

La question qui se pose encore est: peut-on déterminer le rejet du diapirisme dans les Carpathes? La valeur de cet élément dépend de l'âge stratigraphique du sel.

Pour des motifs déjà assez discutés, nous pouvons admettre, comme je l'ai dit précédemment, un âge tertiaire du sel, au dessous des Conglomérats de Brebu mais supérieur aux couches oligocènes à ménilites. Il est probable que la Formation à sel correspond aux Couches dites de Cornu. Dans les Subcarpathes méridionales le sel entre en contact tectonique même avec les couches les plus supérieures du Levantin. Par conséquent il a traversé l'Helvétien, le Sarmatien et tout le Pliocène, un complexe de couches dont la puissance totale est dans ce cas d'environ 2000 m.

Encore un mot relativement aux causes qui ont provoqué les ascensions du sel.

Posepny croit que le soulèvement des massifs de sel est dû à certaines forces moléculaires. Lachmann et Arrhenius supposent, que l'ascension du sel est provoquée par la pression

Institutul Geologic al României

qu'exercent les roches du toit, ayant un poids spécifique plus grand que celui du sel, sur les masses de sel. Jusqu'à preuve contraire, je n'ai rien à changer à l'opinion que j'ai exprimée, il y a plus de 15 ans, que les forces orogéniques seules et non pas le poids des couches oppressives et ni des modifications moléculaires soient la cause principale du diapirisme. D'ailleurs d'après ce que nous connaissons sur la tectonique du sel des gisements européens, ces massifs occupent toujours une position anticlinale. La majorité des géologues allemands qui se sont occupés de la tectonique du sel, en sont arrivés du reste au même résultat dans le cours de ces dernières années.

VI. **Diapirisme régional.**

De ce qui a été exposé ci-dessus, il résulte qu'on peut définir le diapirisme comme une émergence tectonique de couches inférieures de leur toit de couches supérieures.

Il résulte en outre que le phénomène est fort probablement un phénomène général, caractéristique principalement pour les régions plissées constituées par des formations plastiques et meubles dans lesquelles le plissement se produit dans certaines profondeurs, relativement petites et ainsi, que les couches les plus supérieures, formant couverture — la zone périphérique, — ne soient pas atteintes directement par ce mouvement.

On peut parler donc d'un diapirisme régional, lorsque des plis à noyaux perçants apparaissent sur des grandes surfaces, soit isolés, soit en zones ou traînées, ou lorsque des chaînes entières sont soulevées en émergence d'une couverture de couches jeunes.

Dans des publications antérieures (1907 et 1908) j'ai attiré l'attention sur la généralité du phénomène dans les Subcarpathes de la Mounténie et dans les zones de plissements récents qui entourent ou accompagnent les plissements alpins.

Ponr illustrer la régionalité et l'évolution des plis diapirs à noyau perçant, je donnerai un bref apperçu sur un type des Subcarpathes méridionales.

L. Mrazec et W. Teisseyre, ont démontré, en quelques notes

Institutul Geologic al României

générales, que dans la Mounténie orientale, entre les rivières Ialomița et Buzău, on pouvait distinguer dans les collines des Subcarpathes, deux zones tectoniques, orientées presque Est – Ouest: 1) Une zone septentrionale formée principalement par le Paléogène portant sur ses lignes de refoulement du Miocène en lambeaux et synclinaux. Le Crétacé est subordonné, en traînées étroites et en klippes. Elle est dominée vers le Nord par la masse du Crétacé inférieur et du Cénomanien constituant la région montagneuse; 2) La deuxième zone, au Sud de la première, est formée par du Pliocène, dans lequel apparaît le Miocène en général dans des déchirures des lignes anticlinales, accompagné parfois de klippes paléogènes.

Cette zone pliocène présente un intérêt particulier pour l'étude des plis à noyau perçant. La direction générale des plissements est du NEE vers le SWW.

La caractéristique de ses plis diapirs est qu'ils sont généralement déversés vers le Sud et que leur noyau affleure en couches redressées formant des lames ou des massifs ellipsoïdaux. Il chevauche vers l'extérieur, vers le Sud, vers la grande et profonde dépression qu'est la Plaine Roumaine.

En général on remarque dans l'évolution des plis parfois unis en faisceaux, d'autres fois isolés une tendance à former des écailles et des gradins.

Outre ces anticlinaux on rencontre encore de larges voûtes dont le noyau ne perce pas, ou très peu.

J'ai démontré, à une autre occasion, que le refoulement en plis aigus à noyau p rçants est dû au fait que la zone pliocène est pincée entre l'avant-pays des Carpathes, la Plateforme pré-balcanique et la Chaîne cimmérienne en mouvement de souspoussée vers le Nord, et entre le Crétacé qui chevauche vers le Sud en masse de charriage.

La zone paléogène-miocène, en nappe, chevauche, avec son autochtone et ses lambeaux pliocènes flottants, sur la zone pliocène. Elle est débordée et chevauchée à son tour par le Crétacé inférieur et moyen venant du Nord.

Ces trois unités: la zone du Crétacé, la zone paléogène-miocène et la zone pliocène correspondent à trois marches d'altitude. La plus basse est la zone du Pliocène dont les

Institutul Geologic al României

plis s'arrêtent ou disparaissent sous la Plaine Roumaine qui constitue leur niveau de base tectonique.

Cette structure en gradins du segment de l'Arc carpathique de la Mounténie orientale se répercute d'ailleurs dans la zone pliocène même où, comme je l'ai montré à une autre occasion, on peut constater une descente en gradins des plis diapirs du Nord vers le Sud (1908) (Fig. 28).

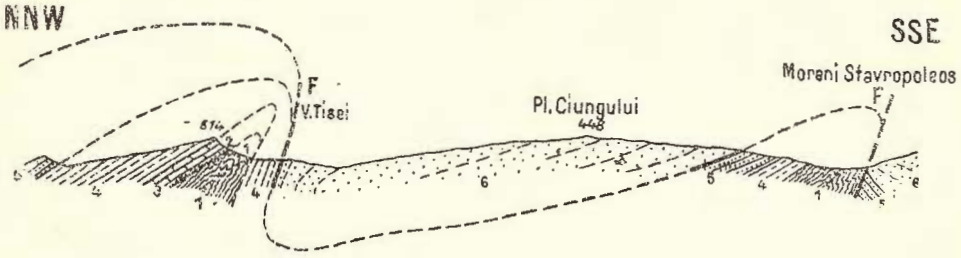


Fig. 28. Coupe de Colibași (gauche) à Moreni-Stavropoleos.

6=Graviers des Couches de Cândești (Levantin).
5=Dacien (couches à *Viviparа bifarcinata* Bielz).
4=Pontien (couches à *Congéries*.
3=Méotien.
2=Couches à *Cerithium pictum* Bast. 1=Formation à sel. F=lignes de chevauchement.

A Moreni, type d'un pli diapir. La formation à sel est noyau du pli et chevauche sur le flanc meridional affaissé de la voûte. Le Méotien percé, reste en profondeur; le Pontien du flanc Nord paraît être légèrement refoulé, celui du flanc Sud réduit par laminage. Le Dacien du flanc septentrional est légèrement étiré par le glissement de ses couches sur le noyau; le Dacien du flanc méridional est laminé et chevauché. Le gisement de pétrole est dans les couches daciennes et dans le Levantin inférieur du flanc Sud. A l'Est de Moreni Stavropoleos, à Bana, on exploite également le Méotien.

A Colibași, la Formation à sel, noyau d'un pli diapir, chevauche sur le Pontien; le Méotien du flanc Sud est étiré et laminé ainsi que le Dacien.

Pétrolifères sont les couches miocènes qui couvrent le gisement de sel et les couches à *Cerithium pictum* Bast. Le gisement méotien du flanc Nord est dégradé.

Le synclinal de Couches de Cândești (Levantin) qui sépare les deux plis est asymétrique et typique pour les régions des plis diapirs. On remarque en outre que les deux plis parallèles sont disposés en gradins descendants vers le Sud. La différence de niveau entre l'arête de la marche de Colibași et celle de Moreni est d'approximativement 200 m, la distance séparant les deux crêtes étant d'environ 4 km.

Dans les soulèvements de la zone pliocène, nous pouvons distinguer de larges zones anticlinales, comprenant des faisceaux de plis. Je désigne provisoirement ces grandes voûtes qui unissent sous leur bouclier plusieurs anticlinaux,

Institutul Geologic al României

sous le nom „d'anticlinaux ou voûtes majeures„ jusqu'à ce que l'on trouve peut-être une dénomination plus appropriée.

Un cas typique présente la voûte majeure qui, en se détachant du complexe des plis de Buzău, à l'Est de Cricov de Urlaţi, se dirige vers le WSW sur le Teleajen, pour mourir dans la vallée de la Ialomiţa.

Au Nord elle est limitée par la dépression du fossé Mărgineni-Podenii Noi, au Sud ses ramifications anticlinales se perdent dans la dépression de la Plaine Roumaine.

On a pu distinguer jusqu'à présent dans cette voûte majeure les anticlinaux suivants: Ceptura, Boldeşti, Băicoi-Ţintea, Filipeştii de Pădure, Ciufu, Moreni, Gura Ocniţei, Novăceşti et Ariceşti, alternant en relais dans leur courant.

Dans l'esquisse annexe et dans la coupe général schématique, on peut se rendre compte de la structure de la voûte autant qu'elle nous est connue actuellement.

Dans les rides comprises dans la vague majeure on peut distinguer deux types généraux: un type anticlinal, probablement normal ou à peu près normal, et un type diapir.

La voûte majeure est pliocène, formée par les étages: Méotien, Pontien, Dacien et Levantin. On y distingue les trois éléments suivants: 1) Le Levantin formé de roches meubles prédominantes, joue le rôle tectonique d'une masse de remplissage; 2) le Dacien avec le Pontien et le Méotien sont plissés ensemble, formant un corps tectoniquement unitaire; le Méotien, partiellement l'Helvétien (?) et la Formation à sel apparaissent comme un noyau plus ou moins diapir. Le Sarmatien paraît manquer.

La sinuosité de la ligne des noyaux unis dans un même plan illustre la structure supposée de la voûte. (Fig. 29).

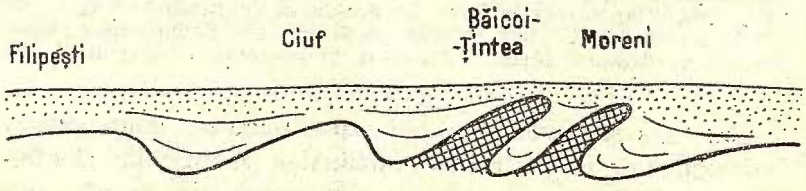


Fig. 29. Sinuosité de la ligne des noyaux, se trouvant dans la partie axiale de la voûte majeure, projetés sur un même plan.

Institutul Geologic al României

De ces plis secondaires, l'anticlinal Băicoi-Ţintea, est aujourd'hui partiellement mieux connu grâce à de nombreux forages. Le Dacien avec le Pontien et le Méotien, percés par la Formation à sel chevauchant vers le Sud et probablement imbriquée, se soulèvent de la masse des graviers et pes sables levantins. (Voir le profil de Botez, Fig. 3).

Une structure analogue présente l'anticlinal Moreni-Gura Ocniţei, tandis que la structure des anticlinaux de Filipeştii de Pădure et Boldeşti, semble s'approcher d'un pli normal. Néanmoins l'inclinaison rapide du flanc méridional du premier pli parle en faveur d'un diapirisme possible, mais plus faible.

En ce qui concerne l'anticlinal Ciufu et les anticlinaux supposés de Aricești et Novăceşti, nous n'avons pas d'indications sur leur structure intime. Il est cependant à relever, que le Levantin de la ligne de Novăceşti, est très disloqué dans ses affleurements sur la Prahova.

Bref, des données actuelles il ressort clairement que le noyau de la voûte majeure est décomposé en plusieurs noyaux secondaires, dont certains percent, en écailles la ligne de la voûte s'individualisant, dans des anticlinaux secondaires.

VII. **Les synclinaux dans la région à plis diapirs.**

Je ne donnerai que des notions générales et théoriques sur la structure de ces synclinaux.

Il est évident que les synclinaux des régions diapirs doivent nécessairement présenter une structure différente des synclinaux des régions à plis normaux. Dans les régions où les noyaux jaillissent en lames et en écailles, ils présenteront un profil différentde celui où des noyaux larges, émoussés, ou refoulés en massifs, percent leur enveloppe en la fendant.

Les flancs de ces synclinaux sont en général courts et présentent une dissymétrie plus ou moins prononcée. Leurs couches inférieures sont plus inclinées que les supérieures (Fig. 30).

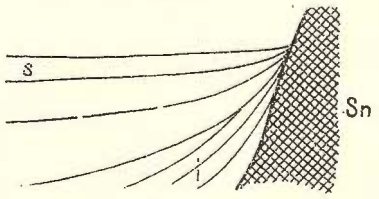


Fig. 30.

Les couches du synclinal apparaissent en conséquence accrochées ou suspendues par leurs bords au corps du massif

Institutul Geologic al României

anticlinal (Fig. 31). Lorsque les synclinaux sont étroits et serrés entre des noyaux diapirs, les couches inférieures sont pincées sous un angle aigu tandis que les couches supérieures faiblement ployées et légèrement soulevées sur leurs bords, ferment comme un couvercle la ligne ressemblant à un calice (1908) (Fig. 32). Bien entendu que les phénomènes d'amincissement par effilage et laminage y sont très développés.

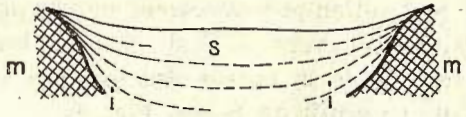


Fig. 31.

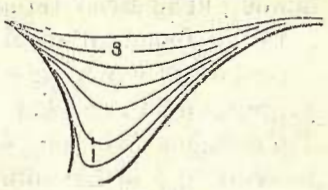
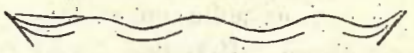


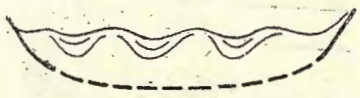
Fig. 32.

Quelques mots encore regardant des synclinaux dont les couches n'ont pas été soumises d'une manière égale aux pressions de plissement. Ces synclinaux représentent un type plus complexe ; leur structure est composée.

En réalité dans les régions, dans lesquelles les mouvements se traduisent par une tendance générale vers le diapirisme, les grands synclinaux à contours irréguliers, des grandes cuvettes, présentent fréquemment une disharmonie dans la structure des couches constituantes, aussi bien sur le plan vertical que sur le plan horizontal. La cuvette se décompose parfois par un léger ridement de sa surface en petites cuvettes secondaires dont les contours varient entre la forme elliptique et la forme presque circulaire (Fig. 33).


Fig. 33.

Les couches du support de ces cuvettes forment dans certains cas des synclinaux plus aigus qui portent sur la pointe de leurs ailes des couches peu disloquées ou, d'autres fois, elles s'allongent en synclinaux plats embrassant plusieurs de ces petites cuvettes (Fig. 34).


Fig. 34.

Mais le cas contraire peut également se présenter. Les couches supérieures forment un synclinal plat qui flotte sur un soubassement de couches dont la ligne est interrompue d'ondulations et ridements de quel-

Institutul Geologic al României

ques plissements légers, qui peuvent évoluer vers de plis aigus, en général diapirs et vers des écailles (Fig. 35 a et 35 b).



Fig. 35 a.



Fig. 35 b.

Ces dislocations peuvent se refléter, de manière la plus diverse, jusque dans les couches les plus supérieures de la cuvette.

Il est inutile, je crois, d'insister sur la variabilité infinie dans ses détails de la structure disharmonique des cuvettes formées par des couches meubles et spécialement par de couches argileuses-gréseuses. Cette disharmonie paraît être caractéristique surtout pour les grandes cuvettes sédimentaires prises et pincées dans le cadre d'autre systèmes tectoniques plus anciens.

VIII. Régions en dehors de la Roumanie dans lesquelles ont été observés des plis diapirs.

Dans une publication antérieure (1) j'ai indiqué que des plis diapirs ont été décrits premièrement par N. Androussow, dans les presqu'îles de Kertsch et de Taman; dans la Sumatra méridionale ils paraissent exister d'après les profils de Tobler; ils semblent être fréquents dans les collines septentrionales du Caucase (Grozny, Baku, etc.), les Indes Hollandaises en général et peut-être dans les Indes Anglaises, probablement dans les Chaînes Iraniennes, etc.

Je les ai rencontrés dans les plis post-paléogènes du Crétacé, le long et à l'Est des Bighorn Mountains (Montagnes Rocheuses) dans l'Amérique du Nord. Les massifs de sel de l'Allemagne du Nord sont diapirs. Ces plis paraissent être fréquents dans les parties plissées des bassins fermés, comme c'est le cas du Bassin tertiaire de la Transylvanie, d'après les descriptions des géologues hongrois, dans le bassin paléogène de la Catalogne, etc.

1) **Uber die Bildung der Rum. Petroleumlag.** Congrès Int. du Pétrole, Bucarest 1907, p. 40.

Institutul Geologic al României

D'après les intéressantes coupes faites dans la Cordillière des Andes boliviennes par Th. Herzog (1) les crêtes de ces montagnes paraissent présenter une structure typique diapire. Des traînées d'anticlinaux aigus, séparés par des cuvettes plattes ou non, couronnent la crête d'une des plus magnifiques chaînes en lui imprimant une physionomie morphologique toute spéciale. L'important c'est que les couches appartiennent au Paléozoïque moyen et le plissement est probablement prétertiaire. Ee tout cas le plissement n'est pas trop profond.

D'ailleurs, M. Charles Couchet, m'a communiqué (1811) une coupe générale et des photographies de la mine de cuivre de Corocoro (Bolivie) où l'on diktingue claire. ment une lame d'un noyau percant et probablement transormé en une ligne d'écailles par chevauchement.

Dans une publication antérieure (1907) j'ai émis l'opinion que l'émergence de massifs et des anticlinaux mésozoïques-paléogènes des Alpes genevoisos ainsi que l'emergence de la chaîne du Jura, de leur couverture de molasse peut être considérée comme un phénomène de diapirisme.

Un examen minutieux dans le cadre de ces unités pourra seul montrer si cette supposition est juste.

IX. L'importance de reconnaître le diapirisme au point de vue de la genèse et de l'exploitation de gisements.

Il est très souvent d'une grande importance pour des exploitations minières de reconnaître la structure diapire.

Je ne connais aujourd'hui qu'une seule mine métallique, dont la structure diapire paraît avoir eu un rôle prépondérant dans sa genèse. C'est la mine de cuivre de Corrocorro mentionée ci-dessus. Selon Ch. Couchet, la minéralisation semble être restreinte au noyau, lequel par sa structure paraît avoir dirigé les solutions cuprifères et favorisé leur ascension et leur circulation.

La majeure partie des gisements de sel et notamment les massifs de sel se présentent en général comme des noyaux

1) Th. Herzog.— Beiträge zur Kenntniss von Tektonik u. Glazial des bolivischen Ost. Kordillere. Geol. Rundschau, p. 353, 1914.

Institutul Geologic al României

diapirs. On rencontre le sel dans les Carpathes principalement sous la forme de massifs diapirs, à savoir : dans la Zone du Flysch, dans les Subcarpathes, dans la Cuvette Transylvaine et le bassin du Maramureş. Il forme des noyaux perçants dans ses gisements de l'Allemagne septentrionale, de l'Oural, de la Catalogne, du Texas, de la Louisiane et du Mexique. Il est probable que les massifs de sel d'autres pays et d'autres régions présentent la même structure et origine tectonique. Il est connu que l'exploitation du sel en massifs présente de grands avantages techniques par rapport à l'exploitation du sel en couches.

Mais il est d'une importance capitale de connaître la structure diapire pour de nombreux gisements de pétrole. Nous avons des exemples des plus intéressants dans les régions pétrolifères des Subcarpathes méridionales de la Roumanie.

Le pétrole peut former des gisements : 1) dans le noyau du pli, comme par exemple dans le Sarmatien et le Méotien de l'anticlinal Berca-Policiori-Arbănaşi; 2) dans les couches traversées comme par exemple a Moreni sur le flanc méridional et septentrional de l'anticlinal; dans le flanc Sud du chantier „Schela Veche" à Băicoi, ainsi qu'à Ochiuri; 3) dans la voûte du pli à Ţintea et à Băicoi-Ouest (Fierbători), etc.

Je ne crois pas qu'il soit nécessaire d'insister davantage sur la grande importance que présente la connaissance exacte de la structure des plis diapirs pour l'exploitation du pétrole et des gaz naturels.

Il est à retenir encore ceci relativement à la migration du pétrole dans les plis diapirs. La migration des hydrocarbures liquides et gazeux est provoquée et facilitée dans les plis diapirs si des formations primaires de pétrole se trouvent dans le noyau ou dans les couches percées.

Donc les lignes de percement et notamment les plans de chevauchement du noyau peuvent devenir les voies principales de migration pour former de nouveaux gisements, secondaires, ou pour dégrader un gisement primaire déjà existant.

On rencontre de nombreux exemples dans les régions pétrolifères des Subcarpathes. Je me rapporte au pli majeur dé-

Institutul Geologic al României

crit ci-dessus. Seulement là, où la voûte levantine-dacienne est percée par la Formation à sel, le Dacien devient gisement de pétrole. Le gisement primaire est dans le Méotien et peut-être même dans la Formation à sel.

Si nous avons à faire à un noyau chevauchant comme par exemple à Moreni, le pétrole a migré dans la direction du chevauchement. Le Dacien du flanc sud chevauché, abrite le plus puissant gisement de pétrole connu en Roumanie, tandis que les mêmes couches du flanc nord sont faibles ou exemptes de pétrole contenant au plus un peu de gaz. Dans les plis voisins comme par exemple à Filipeştii de Pădure, le Dacien est absolument libre de pétrole et le Méotien seul forme gisement.

Un exemple plus frappant et instructif nous fournit la région Păcureţi-Matiţa.

Une ligne à gisements de sel sépare les Subcarpathes pliocènes des vallées Matiţa et Lopatna en deux régions. Au Nord de cette ligne le Pontien, le Dacien et le Levantin dans leur ensemble légèrement plissés et formant des cuvettes et lambeaux synclinaux, sont libres de pétrole. Le Méotien seul est, par place, pétrolifère. Au Sud de cette ligne, tout le Pliocène, du Méotien jusqu'au Levantin inclusivement et quelquefois même le Sarmatien sont pétrolifères. Le Méotien joue partiellement le rôle de noyau diapir dans le pli Păcureţi-Matiţa-Măgura.

Il faut relever que le Méotien des Subcarpathes méridionales porte tous les caractères d'une formation primaire de pétrole, quoique son faciès faunistique est plutôt d'eau douce. Il est fort probable que le pétrole du Pontien et le pétrole lourd et l'asphalte du Dacien et du Levantin proviennent principalement du pétrole migré du Méotien.

L'anticlinal Podeni qui succède au Sud à l'anticlinal Păcureţi-Matiţa-Măgura, est un diapir de formation à sel d'apparence imbriqué, avec des klippes oligocènes et des traces de pétrole. Il chevauche vers le Sud, vers la dépression du fossé Mărgineni-Podeni. Pétrolifères sont ici le Pliocène et subordonné le Sarmatien.

Ces quelques exemples choisis suffisent pour illustrer la migration et la formation des gisements secondaires de pétrole sous l'influence du diapirisme.

Institutul Geologic al României

X. Théories sur l'origine des plis diapirs

Dans la première partie de cette communication, j'ai exposé le mécanisme du diapirisme en couches primitivement conformes.

La discordance entre le noyau des plis et leur enveloppe dans les plis de Taman et de Kertsch, a été déjà observée et relevée par Nicolas Androussow. Quoiqu'il avait constaté que dans la succession des couches néogènes, il n'existe en général pas de lacune et que donc celles-ci n'auraient pas souffert de plissement jusqu'à la fin du Tertiaire il supposait tout de même, basé sur l'étude comparative du Tertiaire de Kertsch et Taman, qu'on pouvait admettre des plissements sous-marins durant l'Epoque néogène. Dans les synclinaux il aurait pu se produire un colmatage plus actif, de telle sorte qu'en général le fond de la mer se nivelait ainsi, que les parties qui se soulevaient ou celles qui s'affaissaient en synclinal, se maintenaient au même niveau. Il en résulterait l'épaississement des depôts dans les synclinaux.

Androussow cite l'exemple du Méotien dont les couches s'épaississent dans le synclinal et s'amincissent sur les bords des cuvettes. Le fait que les crêtes des anticlinaux ne sont pas recouvertes du Dacien, lui suggère l'idée que ces crêtes formaient des îles dans les eaux daciennes (1).

J'ai eu l'occasion de visiter en 1907 les environs de la ville de Kertsch et la presqu'île de Taman. J'y ai constaté que le plissement est post-dacien, synchronique aux plissements des Subcarpathes de la Mounténie et de la Moldavie septentrionale. Dans la coupe de la colline Zelene Gora, à Taman, sur la rive de la Mer Noire (2), nous trouvons un plis diapir absolument typique. Le Sarmatien et le Pliocène inférieur percent une voûte dacienne (les Couches de Ka-

1) N. Androussow. — **Recherches géologiques dans la Presqu'île de Taman,** 1903 (en russe).

Geolog. Untersuchungen auf der Halbinsel Taman. Mater z. Geologie Russlands. XXI, 1904.

— **Die Geotektonik der Halbinsel Kertsch.** Mater. z. Geologie Russlands. XVI. 1893. p. 63.

— **Environs de Kertsch.** Guide des excursions du VII Congrès géol. internat. 1892.

Institutul Geologic al României

mischboroum). Le noyau miocène chevauche. Le Miocène ne renferme pas de sel, ni en couches ni en massifs. Les manifestations salines qui accompagnent les couches du noyau proviennent des eaux fossiles de gisement. Les célèbres salses de Taman paraissent être localisées sur ces lignes de percement.

Dans la plupart des cas observés en Europe, la discordance entre les couches du noyau d'un pli et les couches de ses flancs, a été expliquée par des failles et fractures.

Les gisements permiens de sel de l'Allemagne du Nord, ont été considérés comme des horsts.

Th. Herzog suppose que la présence de crêtes isoclinales typiques observées par lui dans les Andes de la Bolivie permettent de conclure plutôt à des chevauchements ou des failles répétées, qu'à des plis.

Dans tous les cas que j'ai pu contrôler de plus près, nous avons à faire à des plis diapirs. Il sont le produit d'un plissement relativement superficiel et notamment d'une action inégale sur la verticale des forces de plissement.

Toutes les observations convergent vers cette conclusion.

Néanmoins, l'explication donnée par N. Androussow, ne doit pas être complètement rejetée. Si le phénomène de percement à Taman et Kertsch, paraît être produit dans des couches conformes, rien n'exclut la probabilité que des plis naissants dans des dépressions dans lesquelles la sédimentation se produit, puissent devenir des noyaux perçants, dans leur évolution, durant la sédimentation, ou après cette époque.

XI. Le diapirisme dans des régions de fractures non plissées.

Avant de clore ma communication je désire attirer encore l'attention sur deux phénomènes considérés par moi également dans la catégorie du diapirisme :

1) Des percements de roches de l'horizon de base, le plus inférieur, dans lequel il ne se produit pas de plissements, à travers la couverture supérieure, l'horizon moyen manquant ; 2) ce que je dénomme provisoirement le diapirisme magmatique.

Je citerai un exemple pour illustrer le premier cas.

Sur les côtes égyptiennes, occidentales de la Mer Rouge,

Institutul Geologic al României

dans la partie méridionale du Golf de Suez, s'étend sur dix km, au bord de la mer, la crête du mont Djebel Zeït.

Djebel Zeït est une lame de roches principalement granitiques et porphyriques, qui perce le Crétacé — Eocène et sa couverture de Miocène formée presqu'exclusivement d'anhydride.

Le soubassement de la région, constitué de roches éruptives et de puissants complexes de tufs et de phyllites précarbonifères, s'affaisse en gradins vers la Mer Rouge. Chaque marche correspond à une faille dans ce soubassement et à une flexure dans la couverture mesozoïque-tertiaire. En général, le flanc qui s'affaisse s'effile et la flexure passe à un chevauchement du soubassement sur la partie affaissée de la couverture (Fig. 36).

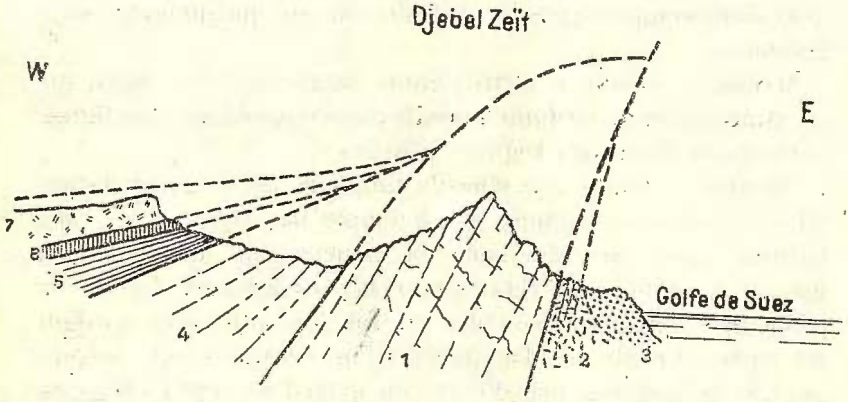


Fig. 36. Coupe schématique par le Djebel Zeït.
1=roches granitiques et porphyriques; 2=brèche de laminage formée par du grès nubien, des calcaires miocènes et gypses; 3=récifs de coraux pléistocènes; 4=grès nubien; 5=Crétace; 6=calcaires miocènes; 7=anhydrite (gypse).

Dans l'angle de la marche, probablement parallèle à la faille il se produit un clivage dans le soubassement pouvant conduire à l'individualisation d'une lame, laquelle paraît jaillir de ce soubassement comme un coin, sous la pression des parties en affaissement. Dans le cas du Djebel Zeït la lame de l'éruptif perce tout le complexe puissant crétacé-miocène formant couverture. Par le chevauchement de la lame par dessus la partie affaissée, la couverture sédi-

Institutul Geologic al României

mentaire s'amincit sur ce flanc affaissé, formant une brèche de laminage a mylonites.

La structure de percement se soumet d'ailleurs aux règles générales du diapirisme.

Nous avons dans ce cas à faire donc à deux mouvements dans la couverture percée, d'abord un soulèvement par la lame jaillissante de son soubassement et puis probablement un affaissement sur les deux flancs de la couverture sédimentaire, affaissement très accentué sur le flanc chevauché.

Il s'agit en réalité d'un type spécial de percement d'un noyau sur le flanc d'une flexure.

XII. Diapirisme éruptif.

En ce qui concerne le diapirisme en rapport avec les intrusions magmatiques, je ne désire donner que quelques suggestions.

Marcel Bertrand a attiré depuis longtemps l'attention sur la coïncidence de certains massifs granitiques avec des lignes anticlinales dans des régions plissées.

En effet, l'étude des massifs intrusifs des régions intensivement plissées comme par exemple les Alpes et les Carpathes, met en évidence la pénétration profonde de masses magmatiques fluides sous la pression des forces de plissement dans la voûte du pli ou des plis, qui abritent les roches éruptives. La pénétration éruptive est accompagnée de phénomènes d'injection avec tout leur cortège de différentiations et de métamorphisme d'injection magmatique. D'autre part, le fait que le noyau magmatique entre en contact sur sa ligne anticlinale avec des formations d'âges différents, en commençant par celles qui se trouvent dans le toit du four magmatique, généralement plus ou moins assimilé, jusque parfois aux couches les plus récemment plissées, nous permet de supposer que l'intrusion ne s'est pas effectuée seulement par un simple emprisonnement du magma dans les couches voûtées. Au contraire, selon toutes les apparences, dans les régions ou les magmas sont prises formant le noyau des plis, il est probable que par le plissement il s'est produit un appel des masses fluides vers les voûtes naissantes, points de résistance minima. C'est un

Institutul Geologic al României

phénomène analogue à celui de la formation des noyaux de sel.

A la puissance d'ascension, de dissolution et d'assimilation du magma, s'ajoutent les pressions en général croissantes des forces orogéniques.

Il est probable que par le concours commun de la distraction dans la voûte sédimentaire et de la pression magmatique d'ascension, il s'est produit un véritable diapirisme magmatique, accompagné bien entendu, de phénomènes periphériques de métamorphisme magmatique d'une variation infinie.

Par le tassement des couches et par l'étranglement plus que par une simple poussée est naît peut-être ou à éte amorcée cette structure en éventail des massifs éruptifs qui caractérisent certaines zones cristallophylliennes à massifs éruptifs.

Cette impression m'ont fait certains massifs granitiques des Alpes occidentales comme par exemple le massif du Mont Blanc, du Gothard, etc.

Nous savons aujourd'hui que la mise en place de la protogine (le granit du Mont Blanc) ne s'est pas fait seulement dans les phyllites anciennes injectées, mais que le magma a pénétré jusque dans le Carbonifère. Des lames éruptives pénètrent dans cette formation et des enclaves synclinales du Carbonifère sont pincées dans le système eruptif, ce que prouve, que l'intrusion est en tout cas postérieure au Carbonifère.

La structure en éventail était peut-être amorcée à cette époque. Bien entendu qu'elle s'est accentuée par des plissements postérieurs lorsque probablement le noyau granitique et son enveloppe schisteuse ont été refoulés vers le haut. D'ailleurs le fait que le Liasique entre, sur de grandes étendues, en contact direct avec la roche éruptive ou les schistes cristallins, que la ceinture triasique manque ou est excessivement réduite par étirement, tous ces faits, témoignent en faveur de la continuation du mouvement de percement et par suite explique le développement de la structure classique en éventail de la masse de granit.

Il est certain, qu'il n'y a que des études minutieuses qui puissent montrer si ma supposition est exacte, études dans lesquelles on devrait tenir compte de l'évolution tectonique de l'intrusion.

Institutul Geologic al României

Dans ma communication d'aujourd'hui, j'ai laissé de côté les considérations sur la transformation des plis diapirs en nappe-écailles, question que j'ai effleurée en passant en 1908 dans: „Les gisements de pétrole".

Aussi bien dans cette brochure, que dans la communication sommaire d'aujourd'hui, je désirais attirer l'attention sur le phénomène de diapirisme et sur les types à moi connus, sur la généralité du phénomène et l'importance que présente sa connaissance, notamment pour la géologie pratique et spécialement pour les travaux miniers.

L'assertion que les plis diapirs n'existeraient pas, ou que le diapirisme ne serait en quelque sorte que l'apanage structural exclusiv des massifs de sel, n'est point fondée. La preuve en est les plis diapirs de Kertsch et Taman les plissements de Baku, ceux du Crétacé sur le Powder River (Wyoming) et certains diapirs de Roumanie. Mais il n'y a que des observations très minutieuses et rigoureusement exactes qui puissent mettre en évidence le phénomène, qui bien entendu, ne se présente pas toujours sous une forme frappante. Il ne dépend que de la sensibilité et de l'exactitude de l'observateur pour en déchiffrer la structure. D'un autre coté, je dois insister sur le fait que les couches plastiques et meubles se prêtent de préférence à la formation d'une telle structure.

La place que le sel peut gagner dans la structure d'un anticlinal, peut être acquérie également par tout autre complexe de couches, mais bien entendu pas dans la même mesure, car non tous les sédiments possèdent ou peuvent acquérir la plasticité et l'homogénéité du sel.

Le phénomène apparaît, comme je crois avoir pu démontrer, comme une conséquence naturelle, là où l'effet maximum des plissements ne se produit pas dans de profondeurs très grandes et où les couches supérieures ne sont pas directement atteintes par les forces de plissement.

Institutul Geologic al României

TABLE DES MATIÈRES

Tome VI (1914—1915)

	Page
Botez G. — Nouvelles données sur le gisement de pétrole de Băicoi.....	81
Botez G. et Macovei Gh. — Communication sur les phénomènes de glissement et d'affaissement de terrain du district de Râmnicu-Sărat	181
Cădere D. — Note préliminaire sur le porphyre et la zone d'injection dans les roches vertes de Camena-Ciamurli	34
Dumitrescu-Aldem Al. Gh. — Le véritable problème de la Plaine Roumaine	119
Grozescu H. — Les conditions de sédimentation de la Formation salifère sub-carpathique	96
Ionescu-Argetoaia I. P., Murgoci Gh. et Protopopescu-Pake Em. — Le Quaternaire de l'Olténie	32
Ionescu-Argetoaia I. P. — Le Bassin pliocène de la Dépression gétique et ses rapports avec les bassins voisins	44
Macovei Gh. — Observations géologiques dans les Steppes kirghizes (Russie)..	134
„ Relation sommaire sur l'hydrologie de la Dobrogea méridionale.....	219
Macovei Gh. et Botez Gh. — Communication sur les phénomènes de glissement et d'affaissement de terrain du district de Râmnicu-Sărat	181
Manolescu St. — Communication préliminaire sur le Pliocène de la rive droite du Danube dans la Dobrogea du SO.....	68
Mrazec L. — Sur la composition des eaux fossiles de gisement des formations pétrolifères et l'origine de leur iode.....	104
„ I. Les traces de reptation dans les vases des lagunes de la Mer Rouge; II. Sur un cas de formation de lentilles de marnes argileuses dans des dépôts côtiers sableux	124
„ Quelques observations relatives à l'origine des manifestations salines régionales	130
„ Formes de cimentation dans les sables des côtes de la Mer Rouge..	176
„ Observations relatives à l'origine des gisements de nitrate de sodium dans la nature	189
„ Discussion sur la communication des M. M. G. Murgoci et Fr. Nopcsa : Nouvelles données sur la tectonique des Carpathes du Banat.....	207
„ Les Plis diapirs et le diapirisme en général	226
Murgoci Gh. — Etudes hydrologiques aux alentours de la ville Râmnicu-Sărat	4

Institutul Geologic al României

Page

MURGOCI GH. Sur la classification des amphiboles et spécialement des amphiboles bleues 85
MURGOCI GH., EM. PROTOPOPESCU-PAKE et I. P. IONESCU-ARGETOAIA — Le Quaternaire de l'Olténie 32
NICULESCU C. — Sur le Miocène de la dépression de Grebena (Macédoine méridionale) 54
NOPCSA FR. BARON DE. — Sur la géologie de l'Albanie et spécialement sur sa tectonique 30
POPESCU-VOITESTI I. P. et G. PROTOPOPESCU. — Quelques observations sur le Bassin pliocène de Comănești (District de Bacău) 195
„ Discussion sur la communication de M. M. G. MURGOCI et FR. NOPCSA : Nouvelles données sur la tectonique des Carpathes du Banat..... 211
PROTESCU O. — Quelques données relatives à l'âge de certaines unités stratigraphiques de la région de Sotrile-Brebu-Breaza (District de Prahova) 112
PROTOPOPESCU G. et POPESCU-VOITEȘTI I. — Quelques observations sur le Bassin pliocène de Comănești (District de Bacău) 195
PROTOPOPESCU-PAKE EM., MURGOCI GH., IONESCU-ARGETOAIA I. P. — Le Quaternaire de l'Olténie 32
PROTOPOPESCU-PAKE EM. et SAIDEL T. Recherches sur les essais de végétation effectués sur divers types de sols du pays 65
SAIDEL T. et EM. PROTOPOPESCU-PAKE. — Recherches sur les essais de végétation effectués sur divers types de sols du pays..... 65
TĂNĂSESCU I. — La réserve de gaz naturels dans les gisements de pétrole de la Roumanie et les pertes en gaz et essences benzineuses 59

Institutul Geologic al României

INDEX

DES CARTES, COUPES ET FIGURES

	Page
St. Manolescu. — 1. Coupe de la rive droite du Danube à Turtucaia Ech. 1 : 3000	74
2. Coupe de la rive droite du Danube à Ostrov. Malul de piatră	74
3. Coupe transversale dans les dépôts pliocènes du SW de la Dobrogea entre Turtucaia et Belica	75
G. Botez. — 1. Coupe schématique entre Cotoiu et Fierbători (Région pétrolifère de Băicoi). Ech. 1 : 10000	82
L. Mrazec. — 1. Mode de formation des pistes sur les boues des lagunes de la Mer Rouge. pl. I, fig. 1—12	127
2. Mode de formation des lentilles marneuses dans les dépôts sablonneux côtiers, pl II	129
„ — Témoins de déflation, fig. 1 et 2	131
G. Macovei. — 1. Coupe dans les dépôts mésozoïques de Koï-Kara (Steppe Kirghize)	141
2. Coupe dans les dépôts mésozoïques de Kopa (Steppe Kirghize)	147
3. Esquisse géologique de la région Martouk (Steppe Kirghize) Ech. 1 : 500.000	156
4. Coupe schématique de la région Martouk (Steppe Kirghize)	158
5. Esquisse géologique de la région Kopa (Steppe Kirghize) Ech. : 1 : 130.000	162
6. Esquisse géologique de la région Tersakan (Steppe Kirghize) 1 : 410.000	164
7. Coupes à travers la voûte de Tersakan	168
I. Popescu-Voiteşti et G. Protopopescu. — 1. Situation schématique du bassin pliocène de Comăneşti (dépt. Bacău) 1 : 200.000	202
2. Coupes à travers le Bassin pliocène de Comăneşti	203
L. Mrazec. — 1.—36. Coupes schématiques dans les plis diapirs	228—267
„ — Esquisse tectonique générale de la Zone pliocène des Subcarpathes entre la Ialomiţa et le Cricov-Urlaţi. Ech. : 1 : 300.000. Planche No. 1	256—257
Coupes par la voûte majeure. Planche No. 2	256—257

Fin de l'index des cartes, coupes et figures.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

TABLE DES GENRES ET DES ESPÈCES MENTIONNÉES DANS CE VOLUME

Ammonites, p. 156.
Ancillaria glandiformis LMK., p. 57.
Assilines, p. 117.
Bélemnites, p. 80.
Belemnites corpulentus, p. 142, 143.
— *(Neohibolites)* cf. *minimus* LISTER p. 112.
Belemnitella sp., p. 156, 157.
— *lanceolata*, p. 151, 156, 165.
— *mucronata*, p. 151.
Boskovicia cf. *Kuzmici* BRUS., p. 72.
Brachyures, p. 30.
Brachyopodes, p. 114.
Bryozoaires, p. 113, 114, 115.
Bythinia sp., p. 199.
Cardiacés, p. 51.
Cardium Abichi HOERN.,p. 71.
— *littorale*, p. 80.
— *syrmiense* HOERN., p. 71.
— *trigonoides*, p. 153.
Cardita intermedia BROCCHI, p. 57.
Cassidaria taurinensis SACCO, p. 57.
Cérithes, p. 84.
Cerithium sp., p. 83.
— *bidentatum*, p. 55.
— *disjunctum* SOW., p. 83.
— *lignitarum* EICHW., p. 57.
— *pictum* BAST., p. 83, 257.
Chara, p. 199.
Clavulina Szabói HANTK., p. 115.
Congéries, p. 48, 79, 198, 199, 205, 257.
Congeria Neumayri ANDRUSS., p. 199, 200.
— *novorossica* SINZ., p. 83, 84.
— *rhomboidea* HOERN., p. 48, 51, 52.
Coraux, p. 57.
Corbula elegans, p. 145.
Coretus corneus WESSTERL., p. 72.
Crassatella Hardeggeri HOERN ., p. 57.
Crassitina concentrica DUJ. ,p. 57.
Dendroconus betulinoides LMK., p. 57.
Dentalium sp., p. 57.
Discocyclina GUEMB., p. 115.
Dosinia, p. 50.
Dréissensides, p. 71.
Dreissensia polymorpha PALLAS, p. 72, 153, 199.
Echinodermes, p. 114.
Exogyra columba, p. 41, 42.
Foraminifères, p. 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118.
Fruticicola sp., p. 72.
Fuscoscala (Scalaria) cf. *frondicula* WOOD., p. 57.
Fucus, 109.
Gastéropodes, p. 56, 72, 156.
Globigérines, p. 118.
Glycymeris (Panopaea) intermedia var *substriangula* SACCO, p. 57.
Gypsina globulus REUSS., p. 114, 115, 116.
Haustator (Turitella) desmarestinus var. *perstriolata* SACCO, p. 57.
— *(Turitella) desmarestinus* var *substrangulata* SACCO, p. 57.
Haustator (Turitella) asperulus BRONGN., p. 57.
Helladotherium, p. 80.
Helicogena lutescens ZIEGLER, p. 72.
Helix, p. 72, 106, 199.

Institutul Geologic al României

— *pomatia* LINNÉ, p. 72.
Hoplites sp., p. 149.
— *bicurvatus*, p. 148.
Hyalina sp., p. 72.
— *nitens*, MICH., p. 72.
— *pura* ALDER., p. 72.
Hydrobia sp., p. 83.
— *grandis* Cob., p. 72.
Inoceramus, p. 41, 150, 152, 162, 166.
— *Cripsii* MANTELL., p. 42.
Laminaires, 109.
Lamellibranches, p. 56, 149, 156.
Leda aff. *scapha*, p. 145.
Lepidocyclina GUEMB., p. 115.
Limnaea, p. 47, 72, 159, 160.
— *stagnalis* LINNÉ, p. 72.
— *truncatula* MUELL., p. 72.
— *valvata*, p. 199.
Lithoconus subacuminatus d'ORB., p. 57.
Lithoglyphus Neumayri BRUS., p. 72.
Lithothamnium, p. 57.
Lucina globulosa var. *perlunalata* SACCO, p. 57.
Melanopsis sp., p. 199.
— *Bouéi* FER., p. 199.
— *decollata* STOLICZK, p. 72.
— *rumana* TOURN., p. 72.
Meletta crenata HAECK., p. 117.
Micraster cor testudinarum, p. 42.
Miogypsina SACCO, p. 115.
Myriapodes, p. 117.
Nautilides, p. 30.
Natica sp., p. 57, 70.
Neohibolites cf. *minimus* p. 112.
Neritina sp., p. 83, 200.
— cf. *rumana* SABBA., p. 199.
Nucula pectinata, p. 148.
Nummulites, p. 30, 114, 115, 116, 117, 197.
Nummulites Boucheri DE LA HARPE p. 115.
— *Fichteli* MICH., p. 114.
— *striata* d'ORB., p. 114.
— *variolaria* SOW., p.114.
Operculines, p. 114, 116, 117.
Orbitoïdes, p. 113, 114, 115, 116. 117,
Orbitolina sp., p. 70.
Orthophragmina MUN. CHALM., p. 115, 197.
Ostracodes, p. 71, 114.
Ostrea sp., p. 57, 70, 145.
— *vesicularis*, p. 151, 156, 157.
Pachydiscus, p. 42.
Paludines, p. 49.
Panopaea neocomiensis, p. 145.
Pectinatarca (Arca) pectinata BROCCHI, p. 57.
Pectunculus, p. 57.
Phyllocardium planum DESH., p. 71.
Pinus, p. 98.
Pirinella mamelata, p. 125.
Plagiocardium hirsutum BRONN., p. 57.
Planorbis, p. 47, 72, 199.
— *marginatus* DRAP., p. 72.
Poissons, p. 117, 156.
Pontalmyres, 80.
Pontalmyra Constantiae SABBA, p. 71.
— *placida* SABBA, p. 72.
Prosodacna Cobălcescui FONT., p. 72.
— *Haueri* COB., p. 72.
— *serena* SABBA, p. 72.
— *stenopleura* SABBA, p. 72.
— *Sturi* COB., p. 72.
Pterocera, p. 74.
— *pelagi* d'ORB., p. 70.
Requienia, p. 70.
Rhynchonella, p. 70.
Rudistes, p. 30,
Salicornia salina, p. 159.
Salsola Kali, p. 159.
Schloenbachia varians, p. 50.
Strombus nodosus form. *sub-cancellata*, SACCO, p. 57.
— *nodosus* form. *fusolacvis* SACCO, p. 57.
— *nodosus* var. *intermedia* GRAT. p. 57.
Stylodacna Heberti COB., p. 72.
Tapes (?) *taurelliptica* SACCO, p. 57.
Terebralia (Cerithium) bidentatum SCHAFFER, p. 57.
Turriscala torulosa SACCO, p. 57.
Turitella bicarinata, p. 55.
Tympanotomus calcaratus GRAT., p. 57.

Institutul Geologic al României

Unionides, p. 49, 72, 106, 159, 160, 199.
Unio Beyrichi NEUM., p. 72.
— *Brandzae* SABBA, p. 72.
— *Herjeui* PORUMB., p. 72.
— *lenticularis* SABBA, p. 72.
— *maximus*, p. 80.
— *procumbens* FUCHS, p. 72.
— *recurvus* SABBA, p. 72.
— *rumanus*, p. 79.
— *Wilhelmi* PENECKE, p. 72.
Valenciennesia, p. 51.
Varech, p. 109.
Venus multilamella LMK., p. 57.
Vivipara bifarcinata BIELZ, p. 81, 257.
— *Popescui* COB., p. 72.
— *rumana* TOURN., p. 72.
— *turgida* BIELZ, p. 72.
Zagrabica naticina BRUS., p. 199.

Fin de la table des genres et des espèces.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ERATA

Page 18, ligne 6, *au lieu de :* La qualité d'eau, *lire :* Qualité de l'eau.
„ 43, ligne 20, *au lieu de :* parphyrîque, *lire :* porphyrique.
„ 74, devient page 47.
„ 52, ligne 14, *au lieu de :* darallèlement, *lire :* parallèlement.
„ 53, ligne 34, *au lieu de :* qued'après, *lire :* que d'après.
„ 44, devient page 54.
„ 55, ligne 17, *au lieu de : Turitella, lire : Turritella.*
„ 70, ligne 8, *au lieu de :* blanches, *lire :* blancs.
„ 73, ligne 22, *au lieu de :* vile, *lire :* ville.
„ 97, ligne 20, *au lieu de :* prenaint, *lire :* prenaient.
„ 97, ligne 29, *au lieu de :* lac, *lire :* laque.
„ 99, ligne 18, *au lieu de :* lac, *lire :* laque.
„ 113, ligne 21, *au lieu de :* sénonlennes, *lire :* sénoniennes.
„ 114, ligne 16, *au lieu de :* partle, *lire :* partie.
„ 116, ligne 16, *au lieu de :* limiţe, *lire :* limite.
„ 227, note infrapaginale, ligne 4, *au lieu de :* diapir folds" en Roumein., *lire :* diapir folds"; en roumain : „cute cu sâmbure de străpungere=cute diapire".
„ 229, ligne 17, *au lieu de :* reduite, *lire :* réduite.
„ 231, ligne 26, *au lieu de :* dansses, *lire :* dans ses.
„ 231, ligne 37, note infrapaginale, *au lieu de :* Davisqn, *lire :* Davison.
„ 238, ligne 23, *au lieu de :* Teisseyee, *lire :* Teisseyre.
„ 239, ligne 8, *au lieu de :* développés, *lire :* développées.
„ 249, ligne 29, *au lieu de :* réfugiés, *lire :* réfugiées.
„ 254, ligne 12, *au lieu de :* surtoutsous, *lire :* surtout sous.
„ 255, ligne 35, *au lieu de :* Ponr, *lire :* Pour.
„ 255, ligne 36, *au lieu de :* apperçu, *lire :* aperçu.
„ 257, légende de la fig. 28, ligne 9, *au lieu de :* meridional, *lire :* méridional; ligne 12, *au lieu de :* couches, *lire :* couches; ligne 16, *au lieu de :* égalment, *lire :* également.
„ 256—257, légende de la planche No. 1, *au lieu de :* Pleistocène, *lire :* Pléistocène.
Au lieu de : Lignes principaux de chevauchement; pour la zone cretacée peutêtre bordure de nappe, *lire :* Lignes principales de chevauchement; pour la Zone crétacée peut-être bordure de nappe.
Au lieu de : Anticlinaux secondaires reconnus et soupposés du plis majeure, *lire :* Anticlinaux secondaires reconnus et supposés du pli majeur.
Au lieu de : Zone cretacée, *lire :* Zone crétacée.
Au lieu de : Formation à sel perçant le pliocène du plis majeure, *lire :* Formation à sel perçant le Pliocène du pli majeur.

Institutul Geologic al României

Page 256—257, Titre de la planche No. 2, *au lieu de :* Coupes par le voût majeure, *lire :* Coupes par la voûte majeure.

„ 258, légende de la fig. 29, ligne 1, *au lieu de :* Sinuostité, *lire :* Sinuosité.

„ 259, ligne 28, *au lieu de :* différentde, *lire :* différent de.

„ 261, ligne 7, *au lieu de :* disharmonique, *lire :* dysharmonique ; ligne 9, *au lieu de :* disharmonie, *lire :* dysharmonie.

„ 262, ligne 9, *au lieu de :* Ee, *lire :* En.

„ 262, ligne 11, *au lieu de :* Charies, *lire :* Charles.

ligne 11, *au lieu de :* (1811), *lire :* (1911).

ligne 13, *au lieu de :* diktingue claire. ment, *lire :* distingue claire-ment.

ligne 14, *au lieu de :* percant, *lire :* perçant.

ligne 14—15 *au lieu de :* trans-ormé, *lire :* trans-formé.

ligne 18, *au lieu de :* genevoisos, *lire :* genevoises ; *au lieu de :* emergence, *lire :* émergence.

ligne 31, *au lieu de* mentionée, *lire :* mentionnée.

note infrapaginale, ligne 1, *au lieu de :* **Kenntniss,** *lire ;* **Kenntniss.**

„ 265, ligne 30, *au lieu de :* plis, *lire :* pli.

„ 266, ligne 4, *au lieu de :* célébres, *lire :* célèbres.

„ 267, ligne 1, *au lieu de :* Golf, *lire :* Golfe.

ligne 6, *au lieu de :* anhydride, *lire :* anhydrite.

ligne 11, *au lieu de :* mesozoïque, *lire :* mésozoïque.

légende de la fig. 36, ligne 4, *au lieu de :* Crétace, *lire :* Crétacé.

„ 269, ligne 12, *au lieu de :* éte, *lire :* été.

„ 270, ligne 22, *au lieu de :* coté, *lire :* côté.

Soins d'imprimerie du VI-e Tome : G. MURGEANU, géologue à l'Institut géologique de Roumanie.

Institutul Geologic al României

Toutes informations, réclamations, envois de communications doivent être adressées à :

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI
2, ALEEA KISELEFF
BUCUREȘTI (România)

Institutul Geologic al României

„COMPTES-RENDUS DES SÉANCES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE"

Parus :

Tome I 1910
„ II 1910 — 1911
„ III 1911 — 1912
„ IV 1912 — 1913
„ V 1913 — 1914
„ VI 1914 — 1915

En préparation :

Tomes VIII — XV 1919 — 1926

Sous presse :

Tome VII 1915 — 1916.

Vient de paraître :

Bibliographie géologique de la Roumanie (Bibliografia geologică a României) par D. ROMAN et AL. CODARCEA, géologues à l'Institut géologique de Roumanie.

1 vol., 155 pages, contenant par ordre alphabétique, environ 3000 titres de publications relatives à la Géologie de la Roumanie. Bucarest 1926.

Carte géologique de la Roumanie. 1:1.500.000.

Carte agrogéologique de la Roumanie. 1:1.500.000.

Editions de l'Institut géologique. Bucarest 1927.

Pour échange ou vente des publications de l'Institut géologique de Roumanie s'adresser à la Bibliothèque de l'Institut, Chaussée Kiseleff 2, Bucarest.

Institutul Geologic al României