

MIRCEA ILIE. — *Podișul Transilvaniei (Le plateau de Transylvanie)*. Édition scientifique, Bucarest, 1958, 260 pages, 53 figures.

Désirant faire connaître à mes collègues de langue française les travaux récents des géologues roumains j'ai déjà présenté, à la Société géologique de Belgique à Liège, un résumé d'un important travail de synthèse de M. ILIE : *Structure géologique de la Roumanie* (1956). Après avoir publié un ouvrage sur *Les monts Apuseni* (1957), M. ILIE, géologue chevronné du Comité géologique de Bucarest, élève des maîtres de la géologie roumaine, a donné en 1958 un travail sur *Le plateau de Transylvanie*, que je présente ici. M. ILIE écrit d'une plume alerte, dans un style fleuri, où abondent les évocations poétiques inspirées par la beauté des régions étudiées. Mais ce « géopoète » amoureux de son pays se double du géologue le plus averti.

Le plateau de Transylvanie est une région de collines d'altitude moyenne comprise entre 500 et 600 m, entourée de toutes parts par les trois branches des chaînes carpatiques. Les particularités géographiques en font un plateau. Le géologue, par contre, parle de dépression ou cuvette et, de par la lithogenèse qui y a pris place, caractérise ce « plateau » de « bassin ». Il s'agit, en somme, d'une zone d'ennoyage soumise à une subsidence continue depuis le début du Tertiaire. Cette subsidence explique l'importante épaisseur de sédiments déposés dans des conditions bathymétriques restées pratiquement inchangées. L'approfondissement du bassin fut constamment compensé par la sédimentation. Les dépôts comprennent un Tertiaire complet dont la richesse faunique fait de la Transylvanie une région classique pour l'étude de ces dépôts. Au cours de son développement le bassin transylvain eut des liaisons avec le bassin pannonique, les bassins intramontagneux des Carpates méridionales et des monts Apuseni, avec le géosynclinal du flysch paléogène des Carpates orientales. Son isolement actuel est l'œuvre de l'érosion, qui a détruit ses liaisons initiales.

Au point de vue géographique on distingue :

au Sud, les *collines des deux rivières Tirnava*, crêtes élevées orientées Est-Ouest, avec vallées larges et terrasses étendues;

au centre, la *plaine transylvaine*, comprise entre les vallées du Muresh et du Somesh, formée de collines monotones;

au Nord, la *plateforme du Somesh*, faiblement ondulée et de nature calcaire.

Au point de vue stratigraphique on peut distinguer un bassin n'englobant que le Néogène; dans ce cas, sa limite nord se place à la vallée du Somesh. Au sens habituel, on étend le bassin de Transylvanie jusqu'à la guirlande d'îlots cristallins Mezesh-

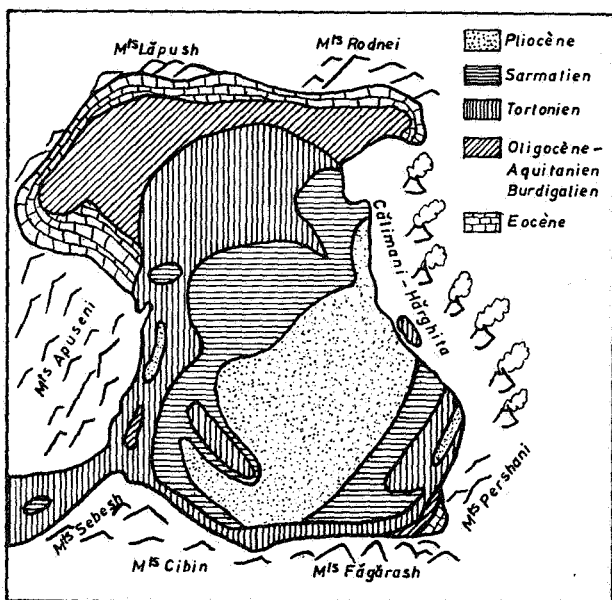


FIG. 1. — Extension des dépôts tertiaires du bassin de Transylvanie (d'après M. ILIE).

Preluca qui relie, par les monts Rodnei, l'extrémité septentrionale des monts Apuseni à celle des Carpatés orientales (voir fig. 1); on englobe ainsi le Paléogène qui borde, au Nord, le bassin néogène. On peut aussi envisager le bassin tertiaire de Transylvanie dans un sens beaucoup plus large, débordant l'alignement insulaire et se reliant à la zone paléogène-miocène du Maramuresh ainsi qu'au bassin pannonien.

En ce qui concerne la stratigraphie, que j'ai développée quelque peu dans ma publication précédente (Ann. Soc. géol. de Belgique, t. 82, 1958-1959, pp. B 397-480, 18 fig., 2 pl. et 1 tabl.

hors texte), je me contenterai de la résumer dans le tableau ci-dessous, pour ne développer que la tectonique et m'attarder sur le problème du gaz naturel, richesse principale du sous-sol transylvain.

PLÉISTOCÈNE Argile jaune éolienne, graviers fluviatiles avec restes de mammifères.

NEOGÈNE { *Levantin* : inconnu.

PLIOCÈNE { *Dacien* (lacustre) : dépôts dans les dépressions installées sur les Carpates orientales; pyroclastites basaltiques.

NEOGÈNE { *Pontien* (lacustre) : facies éruptif, sédimentaire dans l'Est du bassin, pélitique-psammitique à l'intérieur, torrentiel en bordure.

NEOGÈNE { *Sarmatien* (eau saumâtre) : facies argilomarneux en continuité de sédimentation avec le Tortonien au centre du bassin, facies grésoconglomératique transgressif en bordure.

MIOCÈNE { *Tortonien* (marin, transgressif) : facies néritique étendu; facies lagunaire dans la partie occidentale du bassin; facies littoral-récifal en bordure des Métallifères; facies littoral-détritique au contact du substratum.

Burdigalien : facies marin au centre du bassin, conglomératique en bordure.

Aquitainien : facies marin à la partie supérieure, lacustre à la base.

PALÉOGÈNE { OLIGOCÈNE Calcaires, marnes, grès riches en mollusques et échinides.

PALÉOGÈNE { *supérieur* : alternance de facies d'eau douce, marin, lagunaire.

PALÉOGÈNE { *ÉOCÈNE* (de composition variable suivant la nature du substratum envahi) *moyen* (Lutétien) : marnes à nummulites, calcaires divers.

PALÉOGÈNE { *inférieur* : complexe rouge; graviers, argiles bariolées, calcaires à mollusques d'eau douce.

Substratum cristallin-éruptif ou créacé.

Le bassin de Transylvanie, tel qu'il a été défini ci-dessus au sens restreint du terme, est entouré à sa périphérie par le Tortonien, tandis que l'intérieur est occupé, en proportions égales, par le Miocène supérieur (Sarmatien) et par le Pliocène inférieur (Pontien).

Le bassin de subsidence formé au centre du bastion carpatique se superpose à une zone d'ennoyage du cristallin qui forme son substratum. Il est envahi par la mer à l'Éocène. Il subit une seconde transgression, la plus importante de son histoire, au Tortonien. Suit enfin une période de remplissage lent, donc de longue durée. La sédimentation, effectuée sous des niveaux d'eau de mer de plus en plus réduits, atteint le stade eaux saumâtres au Sarmatien et s'achève par les dépôts lacustres du Pontien.

L'affaissement du fond du bassin fut discontinu dans le temps et irrégulièrement réparti sur l'espace intéressé. La subsidence différentielle produisit des déformations du fond qui conduisirent à l'établissement de dépressions dont certaines ont fonctionné comme lagunes. Vu l'allure de la subsidence, ce jeu des lagunes s'est répété à de nombreuses reprises; il a aussi bénéficié d'une durée de temps appréciable dont témoigne l'importance des sédiments tortoniens. Chaque phénomène lagunaire s'intercale entre un arrêt de la subsidence, qui entraîne une période de colmatage, et la reprise de l'approfondissement.

La présence de niveaux à charbon au Sarmatien indique des apports importants d'eau continentale et une diminution de la salinité des eaux.

Un problème stratigraphique essentiel du Miocène transylvain est posé par la présence d'un facies lagunaire dans un complexe marin résultant d'une transgression importante. La théorie habituelle sur la formation lagunaire du sel convient bien pour la zone périphérique et les golfes. Elle est inadéquate pour des massifs de sel formés loin de la zone littorale. Or, en Transylvanie, on en a identifié en plein milieu du bassin. Ce bassin a fonctionné, comme zone de sédimentation subsidente, depuis le début du Paléogène et a enregistré une série d'oscillations du niveau de la mer. Pendant des périodes d'accélération de la sédimentation, la couche d'eau se réduisant en épaisseur, des petites dépressions du fond ont pu se transformer en lacs; un climat aride aidant y a conduit à l'augmentation de la concentration et au dépôt de couches de sel. Des oscillations fréquentes, de faible amplitude, aux temps tortoniens, expliquent ainsi la formation de lentilles de sel sur toute l'étendue recouverte par les eaux tortoniennes.

Pendant la phase subsidente d'accumulation des dépôts, loin de rester rigide, le bassin s'est déformé continuellement. On constate un soulèvement graduel au Nord, compensé par

une descente au Sud, phénomène qui devient très sensible au Tortonien et produit un déplacement du bassin qui a contribué à l'invasion de la plateforme préfrontale du Făgăraş. Pendant le Pontien la déformation se complique d'une déviation vers le Sud-Ouest qui a permis aux eaux lacustres d'atteindre le cristallin des Carpates méridionales.

La sédimentation subsidente du bassin de Transylvanie s'achève avec la fin du Pontien; les eaux lacustres se retirent dans deux dépressions : Borsec et Tzara Birsei, installées sur les Carpates orientales. Un petit bras (Ungra-Fintina bogată-Racosh) a laissé des dépôts du Dacien (argiles, sables, grès micacés, charbons, pyroclastites basaltiques, avec couches riches en gastéropodes et lamellibranches) qui terminent la sédimentation aquatique. Aucun dépôt sédimentaire n'a pu être attribué au Lévantin (Pliocène terminal).

Après l'achèvement de la sédimentation lacustre, l'emplacement de l'ancien bassin est soumis aux actions éoliennes et à celle du réseau hydrographique. En contrebas des reliefs montagneux se forment de nombreux cônes de déjection dans la constitution desquels les matériaux morainiques jouent un rôle important. A l'intérieur les collines ont les pentes couvertes de dépôts pléistocènes comportant des graviers fluviaux dont les éléments ont été transportés de la région à haut relief, recouverts par une argile jaune riche en oxydes de fer, de nature éolienne. Les graviers sont riches en restes de mammifères pléistocènes. L'argile éolienne forme une couverture discontinue, épaisse au bas des pentes, mince et déchirée sur le flanc des collines.

TECTONIQUE.

Le fondement architectonique du plateau transylvain s'esquisse dès les mouvements calédoniens, se consolide par l'établissement du système de chaînes hercyniennes et alpines pour conduire à l'installation d'une cuvette synclinale à très large rayon de courbure, servant de bassin de dépôt subsident aux temps tertiaires. Un géosynclinal hercynien a recouvert une partie des Calédonides préexistantes, tandis que les plis hercyniens ont servi de support aux zones de sédimentation mésozoïques. La superposition architecturale, loin d'être simple, comporte des déformations puissantes allant jusqu'aux nappes tectoniques superposées. Les nappes hercyniennes paraissent

avoir recouvert l'entièreté de l'espace actuellement occupé par le plateau transylvain, tandis que les nappes carpatiques méso-crétacées sont descendues des bords des monts Apuseni ou ont pris naissance au fond du bassin pour se déverser sur le flanc sud-ouest des Carpates orientales.

Les dépôts tertiaires se succèdent en concordance de stratification, indiquant l'absence d'activité orogénique contemporaine de la sédimentation, en dehors des mouvements à grand rayon de courbure de la subsidence. Il existe, par contre, une activité orogénique post-tertiaire, indépendante de celle carpatique, et qui se manifeste par des structures qui ne cadrent pas avec l'action de pressions tangentielles venues de l'extérieur du bassin, mais sont l'effet de translations horizontales produites par l'exhaussement unilatéral des Carpates orientales.

Les déformations structurales du Paléogène, dans le Nord du bassin, se caractérisent par une grande variété de formes, dans une suite de couches de plasticité fort variée. Ces déformations sont en outre liées au substratum cristallin des Carpates orientales et des monts Apuseni et montrent une gamme continue allant des structures monoclinales aux nappes tectoniques embryonnaires. Dans la partie occidentale de la zone paléogène on observe une structure monoclinale avec pendage vers le centre du bassin. La morphologie met cette structure en évidence : la surface du terrain coïncide avec des surfaces de couches, tandis que des abrupts, dus aux niveaux durs, regardent vers la région montagneuse. Cette structure monoclinale occupe des surfaces étendues. Elle est affectée par une série de failles d'orientation variée, se disposant parallèlement aux plis du cristallin à l'approche de celui-ci. Avec le facies plus plastique dans la partie orientale de la zone paléogène et surtout par l'apparition du facies flyschöide, se développe un style plicatif, de direction Est-Ouest, avec plis normaux et plis-faille. Près des monts Rodnei il y a aplatissement conduisant à des structures simples semblables à celles existant dans la partie ouest de la zone paléogène. Les formes structurales les plus compliquées sont constituées par des nappes embryonnaires auxquelles participent également des dépôts plastiques crétacés et qui résultent de l'écrasement des masses plastiques entre des blocs rigides du substratum cristallin.

Les déformations structurales du Néogène, dans le Sud du bassin, consistent dans le développement de plis normaux associés à des dômes et des cuvettes. Ces structures ont inté-

ressé les géologues dès le début du siècle, vu leur importance pratique en liaison avec des gisements de sels potassiques et de gaz naturel. En bordure des monts Apuseni le Néogène a pénétré dans les parties dépressives et a été plissé, tout comme entre la rivière Olt et les monts Făgărăș et en bordure des monts Pershani (voir fig. 2). La direction des faisceaux de plis

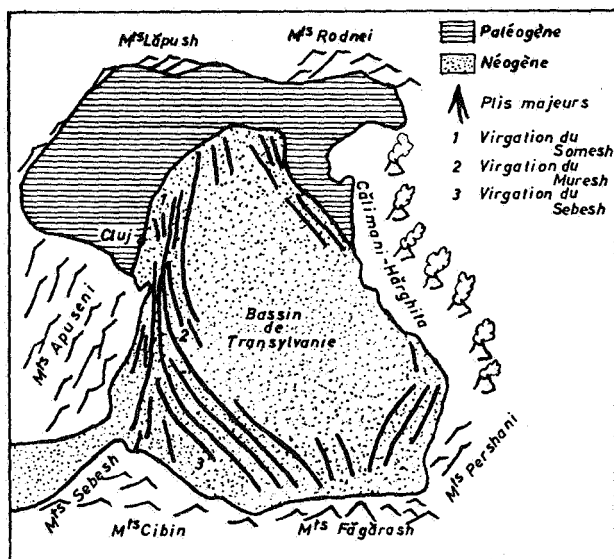


FIG. 2. — Disposition des plis majeurs du bassin de Transylvanie (d'après M. ILIE).

majeurs périphériques est approximativement Nord-Sud et manifeste des tendances de continuité avec la zone centrale des dômes. C'est ce contraste entre les structures centrales et périphériques qui est le caractère propre du bassin de Transylvanie. La disposition des éléments tectoniques néogènes indique leur indépendance par rapport au substratum. Les plis néogènes se dirigent perpendiculairement à la direction de ceux des schistes cristallins de la bordure montagneuse. Cette indépendance existe également là où le substratum est formé par le Mésozoïque. Par contre, les dômes de la région néogène centrale n'ont pas une origine différente des faisceaux de plis néogènes périphériques; ils ne représentent que le résultat atténué d'une même phase orogénique.

A. — La zone périphérique des plis majeurs néogènes présente de nombreuses complications locales. Toutefois, sur une carte à petite échelle, les discontinuités s'estompent et on parvient à raccorder les fragments de plis en faisceaux longitudinaux importants, dont le schéma (fig. 2) donne la disposition d'ensemble.

Les directions locales des couches sont très variables. Toutefois, les faisceaux médians gardent la direction générale qui est Nord-Sud. Les faisceaux latéraux s'écartent dans les deux sens de cette direction générale, en fonction de la chaîne montagneuse voisine. Ils moulent ce cadre de montagnes et subissent des changements au passage d'une unité montagneuse à l'autre. Le raccord de faisceaux voisins mais de directions modifiées se fait par l'intermédiaire des « virgations » dans lesquelles le pli externe continue à mouler le bord montagneux, tandis que le pli interne change progressivement d'orientation, se rapprochant de la chaîne montagneuse. Des virgations successives (Cluj, Turda, Aiud) assurent la continuité du faisceau latéral chaque fois qu'un obstacle se présente (par exemple zones synclinales transversales).

Si on suit les variations axiales de l'ensemble de ce système structural, on constate une surélévation axiale continue du faisceau occidental, du Sud vers le Nord. Au Sud de la vallée du Muresh les plis ont une tendance à s'envoyer sous les dépôts pliocènes, tandis qu'au Nord de l'Ariesh ils remontent progressivement, de telle sorte que dans le bassin du Petit-Somesh ils disparaissent complètement, par érosion du Miocène. Dans cette marche ascendante des plis, du Sud vers le Nord, on observe une série d'inflexions axiales, dont les points élevés sont mis en évidence par l'exhaussement de massifs de sel, entourés de dépôts miocènes plus anciens. Des variations d'amplitude des plis s'observent d'ailleurs également dans le sens transversal.

Le caractère tectonique essentiel de cette zone périphérique des plis majeurs est la présence de *plis diapirs à noyau de percement constitué par un massif de sel*. La tectonique salifère doit ses caractères dysharmoniques particuliers à l'existence d'importantes variations du degré de plasticité dans la masse des sédiments intéressés. Presque chaque pli majeur montre un ou plusieurs massifs de sel dans son développement longitudinal. Le massif de sel s'est déplacé verticalement vers la

surface, prenant les formes et les positions les plus variées par rapport aux couches environnantes. Normalement la dysharmonie produite par la montée du massif de sel s'atténue de la profondeur vers la surface : c'est le noyau de sel qui est le plus puissamment plissé, tandis que les dépôts tortoniens encaissants, fortement chiffonnés en profondeur, ne présentent que des ondulations modérées en surface. Il existe toutefois également des cas de dysharmonie inverse, dans lesquels l'intensité du plissement produit par la montée du sel décroît vers la profondeur. L'existence d'un diapirisme négatif, dans lequel la masse plastique de sel aurait effectué un mouvement gravitationnel, n'a pas encore pu être mis en évidence dans le bassin transylvain.

Le plissement dysharmonique naît par le déplacement de masses sédimentaires sur un substratum plastique lequel, dans le bassin transylvain, est constitué par le complexe argilo-salifère du Tortonien. Le diapirisme est un phénomène secondaire lié à ce déplacement, car l'hétérogénéité du complexe sédimentaire conduit à des vitesses de déplacement différentes, en relation avec les différences de plasticité. Les couches de sel, de plasticité particulièrement élevée, se meuvent sous l'influence des couches surincombantes. La mobilité du complexe salifère dépend du volume du massif de sel et de l'épaisseur des sédiments qu'il supporte. Au moment de son dépôt, le sel s'accumule dans des dépressions que les premiers plissements accentuent. Les crêtes anticlinales en voie de formation repoussent latéralement le sel, l'accumulant dans les synclinaux voisins. Dès que l'érosion s'installe, les sédiments inertes sont enlevés des crêtes anticlinales où la pression lithostatique s'affaiblit, tandis qu'elle devient maximum au-dessus des synclinaux. Cette nouvelle répartition de la pression lithostatique conduit à la migration du sel des cuvettes synclinales vers les crêtes anticlinales. C'est ainsi que M. ILIE, suivant en cela sans doute les opinions admises par les géologues roumains, décrit le processus ayant conduit à la formation des plis diapirs. L'intensité du diapirisme est variable suivant les endroits. A *Ocna Dejului* le massif de sel a une forme lenticulaire disposée horizontalement et fort rapprochée de la forme initiale du dépôt. Celui de *Ocna Muresului* montre un stade tectonique plus avancé. La lentille de sel initiale s'est transformée en une colonne grossièrement cylindrique à bords déversés vers sa partie supérieure. Les dépôts tortoniens sont intensément chif-

onnés près du sel, l'atténuation étant toutefois rapide vers l'extérieur du pli abritant le sel. Le massif de sel reste compris dans l'épaisseur des sédiments tortoniens. C'est dans ce stade moyen du diapirisme que se trouvent la majeure partie des massifs de sel de Transylvanie (diapirisme atténué, du 2^e ordre, de M. ILIE). Dans la partie nord-est du bassin transylvain les massifs de sel ont été expulsés hors de leur situation de dépôt et entraînés vers la surface par le percement et le laminage de l'entière des dépôts mio-pliocènes de recouvrement. C'est le diapirisme violent, du type subcarpatique, qui a fait l'objet de longues études de la part de L. MRAZEC et I. P. VOITESHTI (diapirisme de 1^{er} ordre de M. ILIE).

B. — La zone centrale des dômes : c'est L. MRAZEC qui a indiqué, le premier, la grande différence de structure de la zone centrale du bassin néogène par rapport à celle périphérique; ce sont ensuite les très nombreux sondages qui ont contribué à une connaissance détaillée de la zone centrale. Cette dernière est caractérisée par une tectonique calme à dômes dont la voûte, constituée des couches les plus anciennes, a les pentes les plus fortes, tandis que sur les flancs les pentes diminuent progressivement, tendant vers l'horizontale.

Dans pareilles structures la boussole de géologue ne peut plus servir à fixer la position des strates; il est difficile de trouver une surface propre aux mesures dans des masses de roches meubles et des glissements de terrain fréquents modifient la position initiale des dépôts. L'identification de ces structures peu accentuées a été faite au moyen de mesures de niveau d'une couche-repère, le tuf de Bazna, pris comme limite Sarmatien-Pontien. Elles apparaissent aussi sur les photographies aériennes prises sous éclairage approprié.

La plupart des dômes s'écartent de la forme d'une calotte sphérique, prenant un aspect elliptique normal ou déformé. Quand l'allongement est maximum le dôme se transforme en un brachyantoclinal.

La direction des dômes n'est pas constante mais, au contraire, fort variable. Les raccords sont difficiles, des dépressions synclinales isolant les soulèvements majeurs. On observe également des associations de dômes séparées entre elles par des zones déprimées plus ou moins développées (fig. 3).

Les dômes du centre du bassin présentent une dissymétrie qui se constate par le développement inégal de leurs flancs et

par l'apex qui change de position vers la profondeur. Ces dômes paraissent avoir subi un déplacement vers l'Ouest. C'est le cas du dôme de Sharosh dont le flanc oriental est allongé, le flanc occidental plus incliné et plus court, tandis que l'apex de surface ne se superpose pas à celui de profondeur mais se trouve déplacé vers l'Est. Cette dissymétrie des dômes n'est pas uniforme pour tout le bassin.

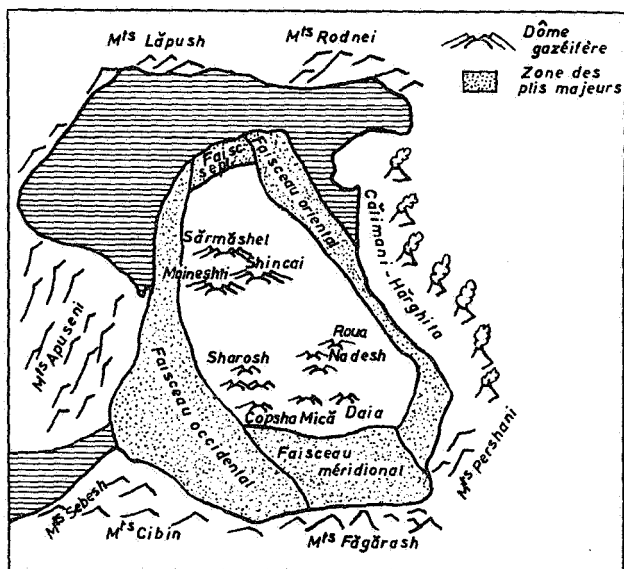


FIG. 3. — Représentation schématique des dômes du bassin de Transylvanie (d'après M. ILIE).

L'orientation des dômes et leur dissymétrie indique des relations avec la zone plissée périphérique et les études récentes ont montré une liaison étroite entre les deux structures. Des sondages profonds ont montré que, tout comme les plis diapirs, les dômes présentent dans leur axe des massifs de sel et que, en profondeur, il existe une tectonique similaire liée à un subsassement salifère plastique. Aucune interruption structurale n'existe entre la zone périphérique à plis diapirs et celle centrale à dômes. Les plis des faisceaux périphériques septentrional et méridional (fig. 3) passent à des brachyanticlinaux en entrant dans la zone centrale, auxquels succèdent des dômes, après

un ennoyage axial. Les trois formes structurales : pli majeur, brachyantoclinal, dôme, se succèdent longitudinalement et représentent des formes différentes d'un même accident tectonique méridien. Les structures en dôme se placent dans le prolongement des faisceaux de plis du Nord et du Sud et représentent des culminations majeures au centre du bassin.

Une autre particularité commune entre la zone néogène périphérique et celle centrale des dômes est la dissymétrie. Les plis périphériques présentent, dans certaines régions, des déversements accentués passant à des plis fortement inclinés, compliqués de courts chevauchements. L'orientation de ces déformations est conforme à la dissymétrie des dômes et indique la direction de l'effort les ayant produits. Cet effort se dispose de l'Est et du Nord-Est du bassin transylvain vers l'Ouest et le Sud-Ouest. L'orientation commune de ces déformations, transversales par rapport à la direction générale du plissement, est un argument sûr en faveur de leurs âge et origine communs.

C. — Les effusions néogènes : Le Néogène du bassin de Transylvanie comprend un abondant matériel pyroclastique, répandu à plusieurs niveaux déterminés. La provenance de ce matériel se trouve dans les éruptions volcaniques du Nord et de l'Est de la Transylvanie, beaucoup moins dans celles des monts Apuseni. Ce sont principalement des cinérites, dont la répartition est l'œuvre des courants aériens.

D. — Mécanisme de déformation et âge des mouvements tectoniques : Le poids des sédiments déclenche des phénomènes de déformation dès la période de sédimentation. Une fois la subsidence arrêtée, la pression lithostatique, continuant à s'exercer sur les dépôts inférieurs du bassin, a provoqué des translations horizontales, facilitées par le soulèvement unilatéral du bord du bassin. Dans les zones de résistance minimum ces translations ont conduit au décollement et à l'entraînement des matériaux sédimentaires. Ces phénomènes ont pu se produire grâce à la plasticité des marnes et massifs de sel du Tortonien, reposant sur un substratum paléogène relativement rigide.

Les déformations peuvent être mises à charge d'un champ de forces qui a dirigé le phénomène initial de la subsidence, puis a continué à déformer lentement les sédiments déposés.

M. ILIE (*op. cit.*, pp. 199 et 254) pense que la déformation par entraînement des masses sédimentaires, déformation déclen-

chée par le soulèvement accentué, sur la verticale, des Carpates orientales, compliquée par l'établissement d'un champ de vitesses différentielles dû à l'hétérogénéité de la masse mise en mouvement, peut expliquer tous les accidents tectoniques observés dans le bassin de Transylvanie. Le caractère essentiel de la tectonique néogène y est la dysharmonie à grande échelle : près du maximum de surélévation des Carpates orientales les plis sont renversés et chevauchent vers le Sud-Ouest; au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la chaîne élevée, les plis s'atténuent pour se transformer en dômes dans le centre du bassin, où interviennent les masses inertes sarmato-pliocènes. Dans la zone périphérique occidentale, où le complexe inerte se réduit, les plis réapparaissent avec tendance au déversement vers les bords des monts Apuseni.

La dysharmonie en coupe longitudinale et transversale se constate également suivant la verticale, entre la zone plastique de base et celle inerte superficielle. Les matériaux plastiques décollés de leur soubassement rigide se sont déplacés horizontalement et ont été fortement plissés, tandis que la masse inerte a atténué les mouvements inférieurs et a formé les dômes. M. ILIE évoque l'image d'une mer agitée près du littoral, avec vagues se brisant contre lui, tandis qu'en pleine mer règne la houle, avec ses vagues largement ondulées.

La translation sur l'horizontale a produit des plis d'entraînement, par déformation des sédiments en mouvement. Les déversements uniformes en bordure du bassin relèvent d'un phénomène d'entraînement à grande échelle et ce mécanisme rend bien compte du déversement général, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, donnant naissance dans certains secteurs à de courts charriages et se répercutant même dans la zone centrale des dômes. Ces derniers sont l'effet du tassement des masses sédimentaires du centre du bassin; la masse supérieure inerte a glissé sur sa base plastique, en voûtements larges et désordonnés qui ne respectent pas les alignements des plis périphériques. C'est ainsi qu'a été acquis ce *trait dominant de l'architecture du bassin transylvain : la différence de style entre la zone périphérique plissée et la zone centrale à dômes et cuvettes sans orientations précises.*

Il est arbitraire de diviser le long processus de formation des chaînes de montagnes en phases de lithogenèse suivies de phases d'orogénèse. Les deux se superposent et souvent s'imbriquent en un développement continu. Dans tous ses ouvrages de syn-

thèse géologique des régions carpatiques roumaines, M. ILIE met bien en évidence cet enchaînement continu de la sédimentation et de la déformation. Quant aux déformations qui ont affecté les sédiments déposés dans le bassin subsident de Transylvanie, elles correspondent aux derniers mouvements d'exhaussement des Carpates, qui se sont manifestés vers la fin du Pliocène et ont continué aussi dans le Pléistocène.

LE GAZ NATUREL.

Parmi les nombreuses richesses du sous-sol transylvain, le sel et le gaz naturel occupent la première place. Certains gisements de sel contiennent d'ailleurs aussi du gaz, soit dans leurs vides soit même infiltré entre les cristaux.

Le sel, formé par la concentration des eaux marines du Tortonien inférieur, se rencontre sur toute l'étendue du bassin de Transylvanie. Des couches de sel continues se sont formées pendant des phases de ralentissement de la subsidence, sous des couches d'eau de faible épaisseur et sous climat aride. Leur présentation actuelle, en massifs isolés dans l'axe des anticlinaux, est un effet de la tectonique. Les plus importants massifs de sel, dont certains sont exploités depuis les temps préhistoriques, sont ceux de Dej, Turda, Ocna Muresului, Ocna Sibiului, Praid, ce dernier ayant subi des déformations puissantes dans un mouvement qui lui a fait traverser tout le complexe tortonien-sarmatien, jusqu'à prendre contact avec les dépôts pontiens. I. P. VOITESHTI a décrit ses brèches à éléments de schistes cristallins.

Le gaz naturel est connu en Transylvanie de longue date par ses manifestations superficielles : volcans de boue et feux perpétuels.

Les « volcans de boue » (salses) sont très répandus, aussi bien dans la région des plis périphériques que dans celle centrale des dômes. Ce sont des accumulations de boue, entraînée par le gaz naturel dans sa montée vers la surface. Ce dernier s'échappe d'habitude par les voûtes anticlinales entraînant les matériaux des marnes et argiles transformées en boues par les eaux d'infiltration. En surface il se forme ainsi, soit des collines de boue, d'où le nom de « volcans de boue » qui leur est donné, soit des dépressions boueuses. Les « volcans » comportent un « cratère » boueux par lequel s'échappe le gaz. Le dégagement

gazeux varie avec la pression atmosphérique à tel point qu'il permet de prévoir les changements du temps. Les « volcans » portent une enveloppe herbeuse, verte même pendant les périodes de sécheresse, et autour d'eux abondent les cadavres de serpents et grenouilles, asphyxiés par le méthane. La zone des plis majeurs présente de nombreux volcans de boue, alignés principalement le long des axes anticlinaux ou des dislocations de leurs flancs.

Parmi les dégagements de gaz les plus anciennement connus figurent ceux de Sharosh (voir fig. 3). On savait, dès 1672, que du gaz méthane accompagnait les sources d'eau saline de Bazna. Toutefois, les découvertes importantes ont suivi les recherches et exploitations pour sels de potassium. Dans la « plaine » de Transylvanie, la stratification subhorizontale et l'absence de sources chlorurées ont conduit le géologue K. PAPP à penser que des massifs de sel profonds pourraient y exister, lesquels, à l'abri du lessivage par les eaux superficielles, ont pu conserver leurs sels potassiques. Cette conception était appuyée par l'existence de sources à sulfate de magnésium et c'est sur ces considérations qu'une première sonde fut forée à Sărmășel, en 1908, jusque 627 m. On y rencontra quelques faibles dégagements de gaz, des venues d'eau salée, et on observa d'importants dérangements des couches en profondeur. Ce premier essai fut suivi, la même année, d'un second, à Sărmășel, où l'on avait localisé, entretemps, une source salée à 0,050-0,135 % de chlorure de potassium.

C'est la richesse inattendue en gaz du dôme de Sărmășel qui fut à l'origine des recherches méthodiques sur toute l'étendue du bassin de Transylvanie. Dès 1911-1912, une équipe de géologues conduite par H. BÖCKH, dressa une carte tectonique de l'ensemble du bassin. Toutefois, avec une meilleure connaissance des conditions géologiques, on finit par localiser un nombre restreint de dômes productifs : Bazna, Sharosh, Copșămică, Shincai, Moineshti, tandis que les premiers travaux avaient conclu à l'existence d'un nombre de dômes beaucoup plus important. Quant aux recherches faites sur les plis majeurs, des manifestations de gaz y ont été rencontrées mais leur importance est secondaire.

Les gisements de gaz exploitables de Transylvanie sont localisés dans les dômes centraux. Leur formation géologique d'origine est le Sarmatien, formé par une alternance de marno-argiles et de sables, encadrée de tufs dacitiques (tuf de Ghirish,

tuf de Bazna). Dans le Sarmatien lui-même il existe des tufs dacitiques à plusieurs niveaux, le plus important étant le tuf de Sărmășhel, situé à 500 m au-dessus de la base du Sarmatien et qui sert de repère pour les forages.

C'est l'alternance de couches perméables (sables) et imperméables (marnes, argiles) qui a favorisé l'accumulation des gaz. C'est l'entière du Sarmatien qui est gazéifère : le complexe inférieur est exploité à Sărmășhel et Moineshti, le supérieur à Copsha mică, Bazna et Sharosh.

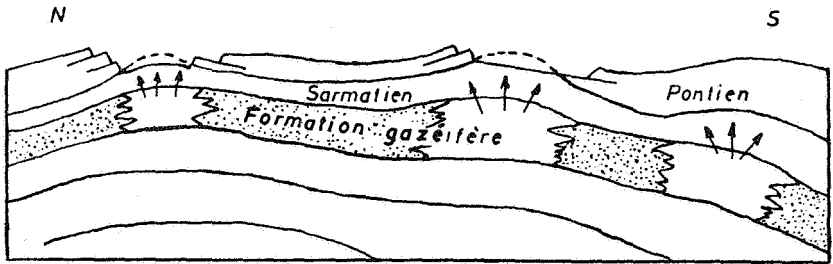


FIG. 4. — Profil géologique à travers les dômes gazéifères du bassin de Transylvanie (d'après M. ILIE).

L'origine du gaz est mise en relation avec les abondants restes végétaux que renferment les sables, grès et tufs dacitiques. L. MRAZEC considèrerait que le gaz se trouve *in situ* et qu'il se forme par un processus spécial de fermentation. M. DRAGHICEANU a émis une opinion différente; d'après lui, le gaz proviendrait d'une distillation de pétrole, à l'intervention des éruptions néogènes. Récemment St. AIRINEI, se basant sur la détection de certaines masses magmatiques au milieu du bassin transylvain, a repris et défendu l'origine volcanique du gaz naturel.

Le gaz naturel de Transylvanie est du méthane pratiquement pur (99 %), dépourvu d'hydrocarbures supérieurs. Cette dernière qualité plaide pour l'origine organique et pour la situation *in situ* des gisements de gaz. Les venues de gaz sont accompagnées d'eaux salées avec iode et brome, qui forment une soixantaine de sources, parfois utilisées dans des buts thérapeutiques. La concentration de ces eaux n'est que de l'ordre de la moitié de celle des eaux de gisement des pétroles carpatiques, ce qui indique une qualité saumâtre des eaux originelles

des dépôts gazéifères. Ces eaux de gisement des gaz transylvains occupent les couches perméables à l'endroit des zones synclinales et des couloirs déprimés profonds.

Les dômes gazéifères (voir fig. 4) sont des structures bien contournées, avec des flancs peu inclinés limitant une large voûte entourée de dépressions synclinales. Leur importance économique est due à la présence de l'épais paquet de couches sarmatiennes (1.000 m) et à l'existence des enveloppes imperméables. Les travaux de A. VANCEA et D. CIUPAGEA, sur le bassin transylvain, ont montré qu'il existe des dômes gazéifères, des anticlinaux gazéifères improductifs et des anticlinaux agazéifères. Avec l'avancement des forages on a constaté l'existence de groupements de dômes, formant une seule structure productive. L'association s'observe dans les structures soulevées sur la verticale, dans lesquelles les eaux de gisement sont chassées dans les dépressions profondes, tandis que le gaz s'accumule à leur place.

On trouve dans l'ouvrage de M. ILIE la description d'un certain nombre de dômes gazéifères productifs.

Bruxelles, novembre 1960.

B. ADERCA.
