

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINTELOR

VOL. LXII
1974-1975

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

12314

BUCUREŞTI
1976



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
Ş E D I N T E L O R

VOL. LXII
(1974—1975)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREŞTI
1976



Institutul Geologic al României

Tehnoredactor și corector; ELENA BANDRABUR
Traduceri; MARIA BORCOS, ADRIANA NĂSTASE
Illustrația; V. NITU, CONSTANTA BURLACU

Dat la cules; august 1976. Bun de tipar; ianuarie 1977. Tiraj; 950 ex. Hirtie
scris IA. Format 70 x 100/66 g. Coli de tipar; 18. Comanda 414. Pentru biblioteci
îndicele de clasificare 55(058)

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația”
str. Bresoiu nr. 23-25, București - România



Institutul Geologic al României

5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



Programme 25 Corrélations stratigraphiques Téthys-Paratéthys

CORRÉLATION PALYNOLOGIQUE PRÉLIMINAIRE DE QUELQUES FORMATIONS DE ROUMANIE ATTRIBUÉES AU TRIAS INFÉRIEUR¹

PAR

EMANUEL ANTONESCU, DAN PATRULIU, ILEANA POPESCU²

Abstract

Preliminary Palynological Correlation of some Rock-Sequences from Romania assigned to the Lower Triassic. A palynological assemblage with *Densoisporites nejburgii* has been identified in deposits assigned to the Lower Triassic, respectively, in thin-bedded limestones with *Eumorphites telleri* and Tirolitids, occurring as olistoliths in the Perșani Mountains, as well as in the upper part of the red detrital formation of the Moesian Platform (Salcia bore-hole). According to their palynological content these deposits have been assigned to the Vetzugian or Spathian and correlated with deposits from other regions of the world containing a similar microflora. The second palynological assemblage, characterized by species belonging to the *Triadispora* genus (together with other species and genera of spores and pollen), has been also identified in deposits assigned to the Lower Triassic, respectively: in the red detrital formation of Bucea (Pădurea Craiului Mountains) and in argillaceous silty shales associated with thin bedded limestones belonging to the Bucovian "Series" (Veneția-Perșani Mountains), or to the Brașov "Series" (Vulcan; Măgura Domnească-Leaota). Relying on the palynological content, these deposits have been assigned to the Vaslenian, respectively to the Upper Spathian?–Lower Anisian and have been correlated with the red deposits of the German Röt, the Rauchwacke Series of the Northern Calcareous Alps and the "Hydaspian" of the Southern Alps.

Le présent article a pour objet, d'une part, une synthèse des données palynologiques concernant les formations des Carpates Roumaines et de la Plate-forme moesienne, communément considérées comme étant d'âge triasique inférieur, d'autre part la réconsidération de l'âge attribué

¹ Reçu le 10 Avril 1975, accepté la 16 Mai 1975, présenté à la séance du 20 Mai 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



à ces dépôts, à la lumière des progrès récemment enregistrés dans le monde en matière de classification stratigraphique et de corrélation palynologique des dépôts du Trias inférieur et de l'Anisien³.

I. CLASSIFICATION STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS ÉOTRIASIQUES ET ANISIENNES DE ROUMANIE

Dans la nomenclature employée pour la classification stratigraphique des formations éotriasiques de Roumanie figurent tant le Werfénien que le Scythien et à partir de 1964 (Popescu & Patrulius), le Séisien et le Campilien comme étages distincts du Trias inférieur, ayant pour stratotypes les Couches de Seis et respectivement les Couches de Campil des Alpes Méridionales. Rappelons aussi que dès 1927, Atanasiu avait attribué au Werfénien deux formations des Carpates Orientales : l'une détritique à conglomérats, grès quartzitiques et schistes rouges, l'autre à dolomies en plaques surmontées de dolomies massives et que, plus tard (1929), le même auteur rapproche la formation détritique rouge des Couches de Seis et les dolomies des Couches de Campil.

A cet égard il faut remarquer toutefois que les formations mentionnées des Carpates Orientales diffèrent nettement par leur lithologie de celles des Alpes Méridionales, considérées équivalentes. Par ailleurs, les dénominations mêmes de Séisien et de Campilien, utilisées pour désigner des unités chronostratigraphiques, ont été, dans beaucoup de cas, improprement appliquées. Ainsi, tant dans les Carpates Orientales que dans les Monts Apuseni on a intégralement attribué au Séisien des formations détritiques qui, par leur lithologie sont comparables au Werfener Quartzit et aux Werfener Schiefer, et au Campilien — les dolomies à *Costatoria costata* (Zenk.) mais sans *Tirolites*, qui surmontent les schistes rouges du Séisien et qui occupent un intervalle stratigraphique d'épaisseur réduite (Patrulius, 1967 ; Patrulius & Bleahu, 1967). Or, les schistes de Werfen de la coupe type („Nappe de Hallstatt supérieure“) contiennent à leur partie supérieure des espèces de *Tirolites* en association avec *C. costata*, tandis que les calcaires en plaques avec revêtements micacés (Calcaire de Werfen) qui font suite à ces schistes, contiennent à côté de *C. costata* des espèces de *Tirolites* et de *Dinarites*. D'autre part, on a

³ Nous tenons à remercier, à cette occasion, MM. D. Jipa et E. Grădinaru pour les données inédites qu'ils nous ont fournies concernant certaines affleurements de dépôts triasiques dont le contenu paléontologique s'est avéré particulièrement utile dans les problèmes de corrélation qui nous préoccupent. M. D. Jipa a mis à notre disposition, pour étude, des échantillons d'un lambeau de calcaires triasiques qu'il a découvert à Marginea Domnească (sur la marge sud du massif cristallin de Leaota). M. E. Grădinaru nous a communiqué la découverte dans les environs de Cristian (près de Brașov) d'une association d'ammonites de l'Anisien moyen (zone Balatonicus) et a permis à l'un de nous (D. Patrulius) d'examiner une faunule de bivalves recueillie dans les couches à *Costatoria costata* des environs de Vulcan. L'un de nous (E. Antonescu) tient également à remercier M. Mircea Sandulescu pour les renseignements offerts sur la géologie de la région de Vulcan-Codlea, très utiles dans le choix des affleurements à échantillonner.

systématiquement attribué au Campilien les calcaires en plaques et les schistes marneux à *C. costata* des Carpates Orientales, bien qu'on ne puisse plus douter à présent du fait que *C. costata* persiste au-dessus de la limite Trias inférieur-Trias moyen, c'est-à-dire dans le „Hydaspien”, où cette espèce se trouve en association avec *Dadocrinus gracilis* Buch et *Neritaria stanensis* (Pich.) (Toulala, 1905; Gilvied-Gordon, 1927; Ampferer & Ohnesorge, 1924; Tollmann, 1968). Or, dans les Monts Apuseni l'intervalle des dépôts à *C. costata* ne renferme guère de tirolitidés ou de dinaritidés ; en échange, sa faune y comporte certaines espèces connues seulement de l'Anisien, tandis que dans les Carpates Orientales l'intervalle de distribution de l'espèce *C. costata* contient à sa partie inférieure des espèces d'ammonites et quelques gastropodes et bivalves caractéristiques du Trias inférieur, et à sa partie supérieure — dépourvue d'ammonites — des espèces de mollusques qui, bien qu'apparaissant au Trias inférieur, ont toutefois une large distribution dans l'Anisien ou bien qui ne sont signalées que dans l'intervalle de cet étage.

Mais, avant de reconsiderer l'âge des formations en question, examinons tout d'abord les progrès récemment réalisés dans la subdivision du Trias inférieur et de l'Anisien. Tözeren 1965 propose la subdivision du Trias inférieur en 4 étages de valeur globale, définis au Canada arctique, à savoir dans l'ordre ascendant de leur succession : le Griesbachien (= Otoceratan et Lower Gyronitan à „Vishnuites” decipiens, Spatz, 1934, 1935), le Dienérien (= Upper Gyronitan et Flemingitan), le Smithien (= Owenitan), le Spathien (= Columbitan et Prohungaritan).

Le Griesbachien a comme équivalent sur le territoire alpin de l'Europe les couches de Seis (Siusi), c'est-à-dire l'intervalle de distribution des groupes de *Claraia clarai* (Emmert) et de *C. stachei* Bitt.; le groupe de *C. aurita* (Haue) se maintient plus longtemps (Dienérien).

Comme forme caractéristique du Dienérien est considérée l'espèce *Eumorphotis venetiana* (Haue), tandis que *E. telleri* (Bitt.) semble être localisé dans l'intervalle des couches à *Tirolites* et *Subcolumbites* (= Spathien).

Conformément à cette subdivision du Trias inférieur, la formation Mianwali du Salt Range (Pakistan) qui a fourni de précieux éléments pour la corrélation palynologique, nous la classons, du p.d.v. chronostratigraphique, comme suit : Kathwai Member-Griesbachien supérieur, Mittiwali Member-Dienérien et Smithien, Narmia Member-Spathien (y compris le Spathien supérieur).

En ce qui concerne l'Anisien, Assereto (1974) propose sa subdivision en 4 sous-étages, à savoir — de bas en haut : Aégéen (faune à Japonites et Paracrochordiceras), Bithynien (zones Osmani et Ismidicus) Pelsonien (zone Balatomicus), Illyrien (zones Binodosus, Trinodosus, Avisianus). Les premiers deux sous-étages correspondent au „Hydaspien” des auteurs ou à l'Anatolien d'Assereto, comme étage se placant entre le Spathien et l'Anisien (sensu Mojsisovics, Wagen & Diener, 1895, non Artthaber 1906). En suivant l'exemple de Pia (1930) et de Rosenberg (1959), Assereto a groupé les sous-étages

Aégeen et Bithynien dans l'Anisien inférieur (= "Hydaspien") et les sous-étages Pelsonien et Illyrien — dans l'Anisien supérieur. Vu que sur le territoire alpin de l'Europe l'Anisien inférieur manque d'ammonites (à l'exception de l'île de Chios et de la Dobrogea septentrionale), le problème essentiel que pose l'intervalle des dépôts situés entre les couches à *Tirolites* du Spathien inférieur et la zone à *Balatonicus* de l'Anisien supérieur c'est la position stratigraphique de la limite entre le Trias inférieur et le Trias moyen, c'est-à-dire entre le Spathien et l'Anisien. Cette limite n'a pas fait, jusqu'à présent, l'objet d'une recherche paléontologique systématique sur le territoire des Alpes et des Carpates en vue d'une corrélation régionale. En échange, Riebe (1973), comparant la succession du Trias des Alpes avec celles du Trias du bassin germanique, a avancé l'hypothèse que la limite Trias inférieur-„Hydaspien" pourrait se situer au-dessous de la base de la formation *Muschelkalk*, dont le premier terme, le *Wellenkalk* — comprend la zone *Balatonicus*. En d'autres termes, au moins une partie du Röt du bassin germanique ou du grès à *Voltzia* qui en représente l'équivalent, pourrait appartenir à l'Anisien inférieur. Cette supposition est étayée par le fait que la faune de reptiles du Röt compte des formes communes avec celle des couches de passage de l'Anisien au Ladinien des Alpes, tels que *Macrocnemus* et *Tanytropheus*. Selon toute vraisemblance, à juger d'après les traces de pas du grès à *Chirotherium*, le thecodonte *Ticinosuchus* représenterait un autre genre de reptile commun au Buntsandstein supérieur et à l'Anisien terminal-Ladinien basal. Le fait que „l'Hydaspien" alpin et le Buntsandstein supérieur du bassin germanique contiennent la même association palynologique, bien distincte par rapport à celle des couches à *Tirolites* des Alpes du Sud ou du Buntsandstein moyen, est en accord avec le point de vue exprimé par Riebe.

Reste à analyser, en fonction des faunes à mollusques inventoriées jusqu'à présent, de quelle manière se pose le problème des subdivisions du Trias inférieur et de la limite Trias inférieur-Trias moyen pour le territoire des Carpates Roumaines.

A cet égard nous tenons à préciser, dès le début, que l'intervalle du Trias inférieur-Anisien inférieur y comporte deux types de successions qui représentent — selon toute vraisemblance — deux faciès partiellement synchrones : le faciès gréso-argileux rouge et le faciès des calcaires en plaques.

Le faciès gréso-argileux rouge, largement développé dans les Monts Apuseni, comprend, de bas en haut, les termes suivants : (1) conglomérats et grès quartzitiques grossiers ; (2) grès quartzitiques plus fins en alternance avec des schistes argilo-silteux ou des siltites micacées rouges (3), argiles rouges parfois verdâtres plus ou moins silteuses. Suivent des dolomies souvent litées (les dolomies inférieures sur le territoire de l'autochton de Bihor). Localement, (forage de Toboliu dans la dépression pannonienne et forage de Cotiglet-Corbești dans la dépression de Beiuș), les couches de passage entre les schistes rouges et les dolomies contiennent de l'anhydrite.

Les dolomies qui surmontent les dépôts détritiques contiennent, dès leur base, l'espèce *Costatoria costata* (Zenk.). Cette espèce est également présente au-dessus des dolomies inférieures de l'autochtone de Bihor, à savoir dans les calcaires vermiculés attribués à l'Anisien (équivalents du Calcaire de Gutenstein) et dont la faune comporte dans le même intervalle de distribution les espèces „*Gervilleia*” *modiolaformis* Gibel (? = *G. mytiloides* Schlot.) et *Entolium discites* (Schlot.)⁴. Sur le territoire des nappes bucoviniennes des Carpates Orientales le premier terme de la couverture triasique, beaucoup moins épais, est également constitué par des conglomérats et des grès quartzitiques localement surmontés par des schistes argilo-micacés rouges. Cette formation détritique y supporte des dolomies partiellement calcaires et des calcaires en plaques à *C. costata* attribués au Campilien. Des dolomies massives ou des calcaires attribués à l'Anisien leur font suite en discontinuité (Slavin, 1966; Sandulescu, 1973). Dans la nappe bucovinienne Grasu (1970) signale „dans le niveau de passage entre les grès siliceux et le niveau schisteux du Campilien” constitué „de grès calcaires et de calcaires en plaques”, une association de faune représentative pour le „Seisien”, à *Claraia clarai* (Emm.), *C. tridentina* Bitt., *Eumorphotis inaequicostata* Ben., et en outre *C. costata*. Les dolomies ou les calcaires en plaques de „la série” bucoviniennes attribuées au „Campilien” ont fourni les associations suivantes : 1) à *C. costata*, espèces d'*Unionites* et „*Gervilleia*” à Măgura Venetiei, dans des calcaires et marno-calcaires à revêtements marneux (Patrulius et al., 1966); 2) à *C. costata*, *Neoschizodus laevigatus* (Goldf.), *Unionites fassaensis* Wissm., „*Gervilleia*” *modiola* Frech., si „G.” *exporrecta* Lepsius, *Entolium discites microtis* Bitt., *Leptochondria* sp. (sub *Pseudomonotis* sp.), *Naticella* cf. *costata* Münst., à Azodul Mare, dans des dolomies en plaques (Atanasiu, 1927); 3) à *C. costata* et *Entolium discites* (Schlot.) dans des dolomies calcaires litées, à l'extrême sud du synclinal de Rarău (Mutiha, 1968). Sur le territoire ukrainien des Carpates Orientales, dans une succession de dépôts triasiques comportant des dolomies anisiennes massives, Slavin (1966) signale — dans des calcaires lités ayant approximativement la même position stratigraphique — les espèces *C. costata* et „*G.*” *modiola* (déterminations faites par Kiparisova).

Le faciès des calcaires en plaques décrit pour la première fois par Herbich (1878), sous le nom de „Werfener Schiefer” et ensuite par Uhlig (1903, 1910) sous le nom de „Werfener Schichten” (en fait il s'agit seulement du „Werfener Kalk”) est représenté tant à la base de certains lambeaux du système des nappes transylvaines (Pleașa Lupșei — Patrulius et al., 1966; nappe de Hăghimaș — Sandulescu, 1969) ou dans les olistolithes et les blocs provenant de ces nappes (Monts Persani, syncliniaux de Hăghimaș et de Rarău), que sur le territoire de la zone de Leaota (Vulcan, près de Codlea, massif de Bucegi, Marginea

⁴ Espèces identifiées par D. Patrulius dans la coupe de Valea Runcușorului — Monts Pădurea Craiului.

Domnească sur la marge sud du massif cristallin de Leaota). A l'ouest de la zone de Leaota on le retrouve à la base de la couverture mésozoïque de la nappe géтиque (Valea lui Stan, Lupu & Lupu, 1967).

Sous leur développement typique, les calcaires en plaques sont de couleur gris-bleuâtre à veines de calcite souvent de couleur rose. Les plaques, qui ont 1-5 cm d'épaisseur, présentent des revêtements argilo-silteux micacés et des surfaces de litage lumachelliennes à associations monotypiques ou oligotypiques de mollusques, parfois à bioglyphes. Dans la succession de ces calcaires et des schistes argilo-micacés qui leur sont associés, on reconnaît plusieurs niveaux fossilifères. La faune la plus ancienne de ces couches semble être celle de Dealul Runcului, décrite par M e h r h a r t (1910), à : *Eumorphotis venetiana* (H a u e r), „*Gervillaria*” *incurvata* L e p s i u s, „*G.*” aff. *exporrecta* L e p s i u s, *C. costata* (Z e n k.), *Unionites fassaensis* W i s s m., *Neoschizodus laevigatus* (G o l d.), *Naticella costata* (M ü n s t.), „*Turbo*” *rectecostatus* H a u e r. L'association d'un niveau plus élevé comporte — outre *C. costata*, *Unionites fassaensis* et plusieurs espèces de „*Gervilleia*” (mais pas „*Gervilleia*” *modiola* F r e c h.) — des exemplaires rares et d'habitude mal conservés de tirolitidés, peut-être aussi de dinaritidés, et en plus l'espèce *Eumorphotis telleri* (B i t t.). L'association à *E. telleri* a été mise en évidence dans le synclinal de Rarău (faune inédite découverte par I. S t ā n o i u et inventoriée par D. P a t r u l i u s), dans la partie centrale des monts Perșani (versant nord du Défilé de l'Olt) et dans la partie sud des mêmes montagnes, près de Cuciulata (Valea Lupșei). Une troisième association est celle des calcaires en plaques, qui constituent un olistolithe dans la partie sud du massif de Bucegi (P a t r u l i u s, 1954). Cette dernière comporte — outre *C. costata* et *U. fassaensis* — les espèces „*Gervilleia*” *modiola* F r e c h., *Hoernesia socialis* (S c h l o t.) et *Leptochondria alberti* (G o l d f.). Une association similaire à „*G.*” *modiola*, *H. socialis* et *C. costata* est représentée dans les calcaires en plaques découverts par D. J i p a à Marginea Domnească. La faune à *C. costata* de Vulcan (signalée par J e k e l i u s, 1935⁵) appartient probablement à un niveau stratigraphique encore plus récent. Il est à noter que les couches à *C. costata* de Vulcan diffèrent dans une certaine mesure des calcaires en plaques de la „série” transylvaine ou de ceux du massif de Bucegi et de Marginea Domnească, étant constituées de calcaires marneux et marnes avec surfaces de litage planes et très peu de matériel silteux-micacé.

Des données sur la distribution des mollusques dans l'intervalle des calcaires en plaques à *C. costata* des Carpates Orientales, il résulte que la base de ces calcaires pourrait appartenir au Dienérien-Smithien (à *Eumorphotis venetiana*), que l'intervalle à *E. telleri* se rattache au Spathien et que la partie terminale de la même formation revient à l'Anisien infé-

⁵ L'un de nous (D. P a t r u l i u s) a révisé la faune collectée par E. J e k e l i u s et conservée dans le dépôt de l'Institut de Géologie et de Géophysique et a eu également la possibilité d'examiner un matériel paléontologique récolté des mêmes dépôts par E. G r ă d i n a r u.

rieur. Une position encore discutable par rapport à la limite Trias inférieur-Trias moyen (à savoir la limite Spathien-Anisien) est celle de l'intervalle à „*Gervilleia*” *modiola* (les associations d'Azodul Mare, du massif de Bucegi et de Marginea Domnească). La question se pose si cette association appartient au Spathien supérieur (= Prohungaritan *sensu* S p a t h) ou à la base de l'Anisien.

En Hongrie, „*Gervilleia*” *modiola* a été signalée dans les monts Bakony et dans la région de Mecsek. Dans les monts Bakony cette espèce se trouve associée à *C. costata* et *Lingula tenuissima* Brönn dans le Calcaire de Iszkahegy (Plattenkalk), au-dessus des dolomies vacuolaires d'Aszofö, qui sépare ce calcaire des marnes à *Tirolites* sous-jacentes (Spathien). Dans la région de Mecsek, „*Gervilleia*” *modiola* se trouve associée à *C. costata* et „*Gervilleia*” *mytiloides* (Schloth.) (? = *modiolaeformis* Giébel), *Bakeviella* cf. *costata* (Schlot.) et *Lyriomyophoria elegans* (Dunk.) dans les calcaires en plaques et dans les schistes marneux (le Calcaire de Viganvar) qui font suite à la Dolomie de Hevehely. Dans les deux cas, les calcaires à *C. costata* ont été attribués au Campilien supérieur (Balogh, 1974), mais à présent, lorsqu'on sait que l'espèce *C. costata* monte jusqu'à l'Anisien inférieur et quand l'âge éotriasique même de la formation type de l'espèce en question (Röt du bassin germanique) est mis en doute, cette attribution devient discutable. A juger d'après la présence de *Lyriomyophoria elegans* si „*Gervilleia*” *mytiloides* dans l'association de Mecsek, le Calcaire de Viganvar, au moins, appartient à l'Anisien. La corrélation palynologique des calcaires à *C. costata* de Marginea Domnească vient étayer la supposition que la partie terminale des couches à *C. costata* se rattache à l'Anisien. L'âge éotriasique des dolomies de Aszofö et de Hevehely, dont la sédimentation a eu lieu en milieu hypersalin, apparaît également douteux. Ces formations pourraient éventuellement représenter des équivalents de la Carniole de Saalfeld ou de la série des Rauhwacke, qui constitue le dernier terme des Couches de Werfen dans les Alpes calcaires septentrionales.

II. HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LA PALYNOLOGIE DU TRIAS INFÉRIEUR ET MOYEN DE LA ROUMANIE

Les premières données palynologiques sur les dépôts éotriasiques de la Roumanie sont dues à Venkatachala, Beju & Kar (1968), qui mettent en évidence dans "l'horizon terrigène gris" de la Plate-forme moesienne, entre „la série rouge terrigène permienne” et „la série calcaréo-dolomitique triasique” (forages de Călugăreni et de Viișoara), une microflore à „*Lundbladispora*” *nejburgii*, comparable à celle du Buntsandstein moyen du bassin germanique et à celle des argiles éotriasiques de Kockatea en Australie.

Antonescu (1970a) décrit une microflore à *Triadispora crassa* dans les dépôts détritiques rouges de Bucea (Pădurea Craiului), considérés séisiens par Patrulius & Bleahu (1967) ou se rattachant au Séisien-Campilien inférieur (Patrulius et al., 1971) et qui suppor-



tent des dolomies auxquelles font suite des calcaires à *C. costata* et „*Gervilleia*” *modiolaeformis*. L’association à *Triadispora* est comparée à celle des Couches de Werfen et à celle du Trias inférieur de type germanique de Hengelo — Hollande et de Montroig — Espagne.

En 1971 Beju distingue dans „l’horizon terrigène gris” de la Plate-forme moesienne une cénozone PT₁ qu’il a attribuée au Werfénien. Mais, il n’en mentionne pas la composition, se bornant seulement à signaler que cette association a été partiellement inventoriée par Venkatachala, Beju & Kar en 1968. Dans le même ouvrage, Beju mentionne que l’association éotriasique de Bucea, mise en évidence par Antonescu, de même que celle de Cuciulata dans les monts Persani (qu’il ne décrit pas) sont comparables à l’association du Trias inférieur moesien. Retenons la comparaison entre la microflore éotriasique de la Plate-forme moesienne et celle de Cuciulata — monts Persani. Nous allons en discuter plus loin.

En 1973 Antonescu & Josette Taugourdeau-Lantzen décrivent une association de mégaspores, provenant de l’horizon détritique rouge inférieur de la Plate-forme moesienne (forage de Salcia). C’est la première mention d’une telle association de microfossiles dans le Trias inférieur de l’Europe. Outre l’association de mégaspores, qui trahit beaucoup de caractères en commun avec celles du Permien gondwanien (genres et espèces communes), les auteurs mentionnent aussi des microspores, parmi lesquels „*Lundbladispora*” *nejburgii*, *Cyclooverrutiletes presselensis*, *Alisporites cymbatus*, espèces communes avec celles signalées par Venkatachala, Beju & Kar (1968) dans „l’horizon terrigène gris” de la Plate-forme moesienne.

Il faut mentionner dès le début que dans le Trias inférieur—Anisien inférieur de notre pays sont présentes deux associations palynologiques qui caractérisent des intervalles stratigraphiques différents, associations qui — ainsi que nous allons le démontrer plus loin — sont corrélables à celles décrites dans d’autres régions du monde. Avant d’en présenter l’inventaire, il faut montrer quel est le stade actuel des connaissances à l’échelle mondiale sur la palynologie du Trias inférieur.

III. LE STADE ACTUEL DE CONNAISSANCE SUR LA PALYNIOLOGIE DU TRIAS INFÉRIEUR ET DE L’ANISIEN INFÉRIEUR

Jusqu’en 1970, de nombreux ouvrages ont eu pour objet l’inventaire palynologique du Permien supérieur-Zechstein et du Trias inférieur à faciès germanique ou alpin. Mentionnons les ouvrages sur la palynologie du Permien supérieur dûs à Leschik (1956), Schärschmidt (1963) en Allemagne, Clark (1965) en Angleterre ; les recherches sur les couches de Gröden et les couches à *Bellerophon* des Alpes — Klauss (1963). Pour le Trias inférieur à faciès alpin sont à rappeler les ouvrages de Klauss (1964, 1965) et pour le Trias inférieur à faciès germanique — ceux de Reinhardt (1964), Reinhardt & Schmitz (1965), Reinhardt & Schön (1967), Mädler (1964), Schulz (1964),

1965, 1966), Warrington (1967), Visscher (1966, 1967). Les ouvrages de Klaus (1964, 1965) et de Visscher (1966, 1967) ont souligné la possibilité de séparer le Permien supérieur — caractérisé en Europe par l'association à *Lueckisporites virkkiae*, *Klausipollenites schaubergeri*, *Falcisporites zapfei*, *Limitisporites rectus* — du Trias inférieur, qui a en propre l'association à *Triadispora crassa*, *Angustisulcites klausii*, *Falcisporites snopkovae*, *Alisporites grauvogeli*, *Voltziaceaesporites heteromorpha*.

Après 1970, apparaissent plusieurs ouvrages visant la corrélation inter-régionale des associations palynologiques du Trias inférieur ou qui marquent de nouveaux progrès dans la recherche palynologique systématique des dépôts triasiques de différentes régions du monde.

Ainsi, Balm (1970) étudie la succession du Permien et du Trias du Salt Range. Cet auteur indique une abondance d'acritarches — espèces du genre *Veryhachium* — et de spores „cavates” à la partie inférieure de la formation Mianwali (Dienérien-Smithien), fait observable également dans le Trias inférieur de notre pays (calcaires en plaques des monts Perşani). *Densoisporites nejburgii* est signalé comme prédominant dans le Narmia Member, n'étant pas rencontré plus bas ; cette distribution localisée est un élément significatif pour la corrélation des associations palynologiques de Roumanie avec celles du Salt Range.

En 1971, Visscher discute la subdivision du Werfénien (Renvier), à savoir Scythien (von Mojsicsovics), en Induan et Olenekien (Kiparisova & Popov) ou en Griesbachien, Dienérien, Smithien et Spathien (Tozer, 1967). Il est d'accord avec l'existence d'une discordance dans la succession du Trias à faciès germanique, notamment entre le Buntsandstein moyen et supérieur, telle qu'elle a été signalée par Eiger & Hopping (1968) en Allemagne de l'ouest et les îles Britanniques. Il considère que, vu qu'en Europe occidentale le Trias inférieur à faciès germanique ne contient pas de macrofaunes à même de permettre une corrélation inter-régionale, les données palynologiques de ce territoire ne doivent pas être inscrites dans le schéma chronostratigraphique conventionnel dressé pour les dépôts marins. Par conséquent, il propose la subdivision chronostratigraphique du Trias inférieur à faciès germanique en deux étages : Vetlugien (Mazarić) et Vaslenien (Dubois), qui peuvent être définis à partir des données palynologiques.

Le Vetlugien est considéré par les auteurs soviétiques comme représentant la partie basale du Trias de la Plate-forme russe. Visscher montre — fait particulièrement instructif — que la microflore du Vetlugien inventoriée par Kuntzel (dans la région-type du Vetlugien) peut être corrélée en Europe à celle du Buntsandstein moyen du bassin germanique, de même qu'avec la microflore du Trias inférieur de la Plate-forme moesienne inventoriée par Venkatachala Beju & Kar (1968).

L'étage Vaslenien institué par Dubois (fide Visscher, 1971) est fondé sur la subdivision lithostratigraphique du Trias du nord-est de

la France ; Visscher considère que, bien que l'emploi du nom Vaslenien fut abandonné en France, cet étage pourrait toutefois représenter une unité valable pour la classification chronostratigraphique régionale, le grès à Voltzia qui en constitue le stratotype étant une unité bien définie du grès bigarré, riche en restes de macrofaune, macro- et microflore. À juger d'après les données palynologiques, l'étage Vaslenien est l'équivalent du Buntsandstein supérieur, d'une partie des dépôts attribués au Werfénien ou au Scythien dans les Alpes, en Yougoslavie et en Espagne et d'une partie du Muschelkalk inférieur du bassin germanique. Visscher mentionne qu'au moment de la rédaction de l'ouvrage, il ne disposait pas de données pour attribuer au Vaslenien des dépôts triasiques de l'Europe orientale. Le présent article est justement destiné à combler cette lacune. Enfin Visscher indique, dans son ouvrage de 1971, comme étant caractéristique du Thuringien d'Europe, la zone palynologique à *Lueckisporites virkkiae* et *Jugasperites delasaucei*, du Vétulgien (Bunter des îles Britanniques, Buntsandstein moyen de l'Allemagne de l'ouest), la zone palynologique à *Lundbladispora* (= *Densoisporites*) *nejburgii* et du Vaslenien („Keuper” inférieur des îles Britanniques, Buntsandstein supérieur et partie inférieure du Muschelkalk de l'Allemagne de l'ouest) — la zone à *Triadispora* et *Angustisulcites*.

En 1974, dans un article présenté à l'occasion du Symposium de Boussens — France sur la Palynologie du Permien et du Trias, Visscher mentionne que les seuls dépôts éotriasiques d'Europe qui peuvent être placés avec précision dans le schéma des étages élaboré par Tözer sont les couches à *Tirolites cassianus* (Spathien inférieur) et montre qu'une microflore identifiée dans ces dépôts, dans la vallée de Fassa (Dolomites du Nord de l'Italie), est dominée par la présence de l'espèce *Lundbladispora nejburgii* Schulz 1964. Visscher se réfère aussi à cette occasion à l'ouvrage de Balmé (1970), que nous avons déjà mentionné sur la palynologie du Scythien du Salt Range où le Spathien (Narmia Member) est également caractérisé par l'abondance de *Lundbladispora nejburgii* (émendée par Balmé sous le nom de *Densoisporites nejburgii*).

Nous avons présenté ces conclusions et commentaires des palynologues étrangers afin de pouvoir discuter les éléments palynologiques que nous avons mis en évidence dans le Trias inférieur-Anisien de Roumanie, et pour montrer à la lumière des recherches les plus récentes, que dans l'intervalle Trias inférieur — base du Trias moyen d'Europe on peut distinguer deux associations palynologiques caractéristiques.

IV. LE CONTENU PALYNOLOGIQUE DES FORMATIONS ATTRIBUÉES AU TRIAS INFÉRIEUR DE ROUMANIE

Ainsi que nous l'avons spécifié auparavant, dans les formations du Trias inférieur de Roumanie (fig.) nous avons mis en évidence deux associations palynologiques bien distinctes, qui — corrélées à celles décrites dans d'autres régions du monde — s'avèrent être en superposition, et

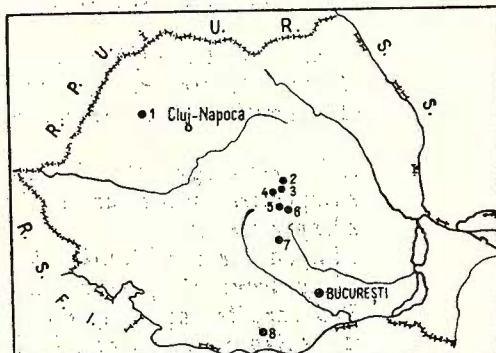


non pas les associations contrôlées écologiquement d'un même intervalle stratigraphique.

L'association inférieure est caractérisée par *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balmé 1970, *Cycloverrulites presselensis* Schulz 1964

Emplacement des régions de prélèvement des échantillons palynologiques.

- 1, Bucea — monts Pădurea Craiului ; 2, défilé de l'Olt (Piril lui Tipei) — monts Persani ; 5, Cuciulata (vallée de Lupșa) — monts Persani ; 6, Veneția (colline de Măgura) — monts Persani ; 7, vallée du Hoapec — Vulcan ; Cristian (ruisseau du Cristian) — Brașov ; 8, Salcia — Plate-forme moesienne.



et *Alisporites cymbatus* Venkatachala, Beju & Kar 1968 ; l'association supérieure — par l'apparition des espèces du genre *Triadispora* et d'autres genres et espèces.

I.A. Association à *Densoisporites nejburgii*

1. Plate-forme moesienne — forage de Salcia (2921)

Ainsi que nous l'avons déjà mentionné, Venkatachala et al. (1968) affirment la présence du Trias inférieur sur le territoire de la Plate-forme moesienne, se basant sur une microflore à „*Lundbladispora*” *nejburgii* identifiée dans les forages de Călugăreni et de Viisoara, notamment dans „l'horizon terrigène gris” qui y surmonte la „série rouge terrigène permienne” et supporte la série calcaréo-dolomitique triasique.

En ce qui concerne le forage de Salcia, celui-ci a traversé, au-dessous d'un intervalle à marnolites rouges contenant des enclaves d'anhydrite (équivalent du Röt germanique d'après Patrulius et al., 1971), une formation détritique constituée principalement de grès polymictiques avec quelques intercalations d'argiles rouges, violacées ou jaunâtres. C'est dans de minces bandes d'argile gris-verdâtres, à 2577-2588 m (échantillon 1952) et 2628-2629 m (échantillon 1956) de profondeur, que l'un de nous (Antonescu) a mis en évidence une riche association de mégaspores et de microspores. L'association de mégaspores comporte :

cf. *Banksisporites* sp.

Hughesiporites cf. *variabilis* Dettmann 1961

Trilaevipellitis sp.

Talchirella daciae Antonescu & Taugourdeau-Lantz 1973

Talchirella flavata (Kar) Bharadwaj & Tiwari 1970
Singhisporites cf. *radialis* Bharadwaj & Tiwari 1970

Les microspores associés aux mégaspores sont :

Punctatisporites cf. *triassicus* Schulz 1964

Cycloverruritiletes presselensis Schulz 1964

Endosporites papillatus Janssonius 1962 (? = corps interne de *Lundbladispora*)

Densoisporites nejburgii (Schulz) Balme 1970

cf. *Lundbladispora* sp. (déterm. prov.)

cf. *Limitisporites vesiculosus* Schaar schmidt 1963 (déterm. prov.)

Alisporites cymbatus Venkatachala Beju & Kar 1968
Alisporites landianus Balme 1970

Alisporites sp.

Platysaccus papillionis R. Potonié & Klaus 1954

Platysaccus cf. *queenslandi* de Jersey 1962 (déterm. prov.)

Podocarpites sp. (espèce non déterm.)

cf. *Alisporites microreticulatus* Reinhardt 1964 (déterm. prov.)

La microflore est dominée par l'espèce *Densoisporites nejburgii*.

2. Monts Persani : la „série” transylvaine

De la „série” transylvaine des monts Persani ont été étudiés deux échantillons provenant d'olistolithes incorporés à une formation de Wildflysch barrémo-bedoulienne. Ces olistolithes, situés l'un dans le défilé de l'Olt (versant septentrional) et l'autre dans la vallée de la Lupșa, sont constitués de calcaires en plaques et de schistes argilo-marneux micacés. Les niveaux dont proviennent les échantillons étudiés contiennent une faune caractéristique du Spathien, à *Tirolites* et *Eumorphotis telleri* (Campilien selon Patru 1966). Le premier endroit où l'on a identifié une microflore éotriassique est situé sur le bord droit du ruisseau Lupșa, à 900 m environ en amont du point où la route qui longe ce ruisseau vient intersecter dans le village de Cuciulata la route goudronnée Hoghiz-Sercaia. A cet endroit le mur de la grande klippe de calcaires anisiens de Măgura Cuciulata est constitué de dépôts de Wildflysch qui contiennent de gros blocs de serpentines médiotriassiques et une lentille de calcaires en plaques dont on a prélevé deux échantillons (1266 et 7352). La microflore de ces échantillons comporte :

Punctatisporites cf. *triassicus*

Punctatisporites sp. 1

Todisporites sp.

Cycloverruritiletes presselensis

Verrucosisporites sp. (indéterminables)

Densoisporites nejburgii

Endosporites papillatus



Lundbladispora sp. 1
 „Striatite” non-identifié
Lunatisporites acutus (Leschik) Scheuring 1970
 cf. *Jugasporites* sp. (déterm. prov.)
Alisporites cymbatus
A. landianus
Platysaccus papillionis
Fimbriaesporites? sp. ex Balmé 1970
Veryhachium reductum (Deunff) de Jekhowsky 1961
Veryhachium spp. (non identifiés)

Cette microflore est dominée du point de vue quantitatif par *Densoisporites nejburgii* et par les acritarches (*Veryhachium reductum*).

Le deuxième endroit d'échantillonnage est situé sur le ruisseau de Tipei, à 750 m en amont du confluent avec la rivière Olt. On y a prélevé les échantillons 7653 et 7654, dont le contenu palynologique est le suivant :

Todisporites sp.
Punctatisporites cf. *triassicus*
Punctatisporites sp.
Cyclotriletes sp. (espèce non déterm.).
Cycloverrurtriletes presselensis
Densoisporites nejburgii
Lunatisporites acutus
 cf. *Striatopodocarpites* sp.
 cf. *Jugasporites* sp.
Alisporites cymbatus
A. landianus
Fimbriaesporites? ex Balmé 1970
Veryhachium reductum
Veryhachium spp. (non déterminés)
 cf. *Singhisporites* sp. (fragments de mégaspores)

Cette microflore est également dominée du point de vue quantitatif par *Densoisporites nejburgii* et l'acritarche *Veryhachium reductum*.

La microflore à *Densoisporites* des olistolithes de la „série” transylvaine des monts Perșani est identique à celle du Buntsandstein de la Plate-forme moesienne.

Une première espèce caractéristique, *Cycloverrurtriletes presselensis*, est connue du Buntsandstein moyen de l'Allemagne et du Trias inférieur de la région de Mangışlak (NE de la Mer Caspienne) et du Caucase-URSS (Bogacheva & Vinogradova, 1973; Iarosenko, 1970).

Densoisporites nejburgii a été initialement décrit, toujours du Buntsandstein moyen de l'Allemagne (sous le nom de *Lundbladispora nejburgii*), par Schulz (1964). Cette espèce a été ultérieurement signalée dans Narmia Member du Salt Range-Pakistan, dans le Vétugien de l'URSS, à la partie supérieure de la formation de Kingscourt-Irlande, dans les couches à *Tirolites cassianus* de Fassa (Dolomites). Visscher (1971)

attribue à cette espèce la valeur d'un fossile de zone (palynologique) pour l'étage Vetlugien ; elle est présente dans toutes les régions citées, dans des pourcentages élevés. Dans le Thuringien, cette espèce n'a pas été rencontrée ; dans le Buntsandstein supérieur ou dans l'Anisien inférieur elle n'apparaît que sporadiquement (par exemple Angleterre, Fischer, 1972) ; en échange, elle est présente en grand nombre dans le Buntsandstein moyen du bassin germanique, ainsi qu'à la partie supérieure du Scythien alpin. L'abondance de *Densoisporites nejburgii* vient étayer la similitude entre les associations palynologiques provenant des dépôts mentionnés de la Plate-forme moesienne et des monts Persani et les microflores équivalentes du Salt Range, du Buntsandstein moyen du bassin germanique, etc., où cette espèce est également présente en grand nombre. L'abondance en acritarches — contenus dans les calcaires en plaques des olistolithes des monts Persani — est un trait écologique qui caractérise également la microflore du Scythien du Salt Range et spécialement du Mittiwali Member.

Alisporites cymbatus, décrit par Venkatachala, Beju & Kar (1968) est une espèce caractéristique de l'association à *Densoisporites nejburgii* de notre pays. Cette espèce est bien semblable au *Platysaccus lesschiki* Hart, 1970, qui fait partie de l'association du Buntsandstein moyen du bassin germanique (étant aussi présente dans le Permien de Tanganya).

Donc, la microflore du forage de Salcia, celle citée par Venkatachala et al. (1968), également de la Plate-forme moesienne, et celle des olistolithes des Monts Persani, appartiennent à la zone à *Densoisporites nejburgii* (*sensu* Visscher, 1971), qui a été identifiée à la partie supérieure du Scythien (Spathien) du Salt Range (Narmia Member), dans le Buntsandstein moyen du bassin germanique, le Vetlugien de l'URSS et le Werfénien supérieur (Fassa) des Alpes à *Tirolites cassianus* (Visscher, 1974).

B. L'association palynologique à *Triadispora*

1. Monts Persani : „la série” bucovinienne

Au N de la localité Venetia, sur Dealul Măgurii, deux forages qui ont traversé des dolomies anisiennes ont intercepté au mur de ces roches des dépôts argilo-silteux et des calcaires en plaques, très riches en microflore. Autant dans le sondage no. 2 à 89,60 m (échantillon 7618) et 87,10-89,60 m (échantillon 7628) de profondeur, que dans le sondage no. 5 à 85,30 m (échantillon 7631), 80,30-80,90 m (échantillon 7617), 86,70 m (échantillon 7620), 89,90 m (échantillon 7619), la microflore est très riche et uniforme. Elle comporte :

Leiotriletes sp. 1

Dictyophyllidites sp. 1

Leiotriletes sp. 2

Calamospora landiana Balmé 1970



- Carnisporites mesozoicus* (Klaus) Mädler 1964
 cf. *Carnisporites* sp.
Todisporites? sp.
Scabratisporites scabratus Visscher 1966
Deltoidospora? helicoidalis Janssonius 1962
 Genre et espèce nouv.
Punctatisporites fungosus Balmé 1963
Anaplanisporites protumulosus (Reinhardt) Schulz 1965
Cyclotriletes? sp. 1 (déterm. prov.)
Cyclotriletes sp. 2 (déterm. prov.)
Lapposporites villosus Visscher 1966
Verrucosisporites remyanus Mädler 1964
Verrucosisporites krempii Mädler 1964
Verrucosisporites thuringiacus Mädler 1964
Verrucosisporites cf. *thuringiacus* Mädler 1964
Verrucosisporites cf. *reinhardti* Visscher 1966
Verrucosisporites cf. *pseudomorulae* Visscher 1966
Verrucosisporites sp.
Guttatisporites cf. *elegans* Visscher 1966
Microreticulatisporites opacus (Leschik) Klaus 1960
Convolutispora cf. *mellita* Hoffmeister, Staplin Malloy 1955
Jerseyaspora punctispinosa Kar., Kieser & Jain 1972
Convolutispora vicheri (Thiergart) Schulz 1965
 cf. *Retitriletes* sp. (déterm. prov.).
Retitriletes jenensis (Reinhardt & Schmitz) Schulz 1965
Concentricisporites plurianulatus Antonescu 1969
Concentricisporites nevesi Antonescu 1970
Krauselisporites cf. *cuspidus* Balmé 1963
Triadispora crassa Klaus 1964
Triadispora cf. *obscura* Scheuring 1970
Striatoabietites aytugii (Visscher) 1966
 cf. *Protohaploxylinus* sp.
Lunatisporites acutus
Lunatisporites multiplex (Visscher) Scheuring 1970
Lunatisporites sp.
Triadispora muelleri (Reinhardt & Schmitz) Visscher 1966
Brachysaccus ovalis Mädler, 1964
Illinites? sp.
Alisporites grauvogeli Visscher 1966
A. landianus
Alisporites sp.
 cf. *Falcisporites snopkovae* Visscher 1966
Sulcatisporites sp.

Fimbriaesporites? sp. ex Balme 1970

Veryhachium reductum (D e u n f f) de Jekhowsky 1961

Est à remarquer la présence d'un ou deux exemplaires qui peuvent être attribués à l'espèce *Perotrilites minor* (Mädlér) Antonescu & Taugourdeau-Lantz, 1973.

La microflore est dominée du p.d.v. quantitatif par les espèces de genre *Triadispora* et en outre par les disaccates simples, en général mal conservés et difficilement déterminables. Les striatites, surtout les espèces du genre *Lunatisporites*, sont aussi nombreux, suivis en fréquence par des spores et des acritarches.

2. Vulcan : „la série” de Brașov

D'après Săndulescu (1967), dans le secteur de Vulcan, sur les formations cristallophylliennes suit une succession de dépôts détritiques de couleur rouge, épaisse de 350-500 m, qui débute par des conglomérats quartzitiques de 25-100 m d'épaisseur, suivis par des grès quartzitiques blancs et roses à intercalations de schistes argileux sableux rouge-griotte ou grisâtres. Dans cette succession, Vilceanu (1960) a signalé des porphyres quartzifères. Săndulescu attribue la succession, en ensemble, au Permien?-Séisien. Dans le bassin de la vallée du Hoapec, toujours d'après Săndulescu⁶, les dépôts détritiques rouges sont surmontés par des schistes argileux noirâtres, verdâtres et violacés, des grès quartzitiques blanc-jaunâtre, des schistes bitumineux, des schistes calcaires et des calcaires marneux bruns, épais de 25 m et qui passent graduellement vers le haut à des calcaires bitumineux sombres de type Gutenstein. Les calcaires marneux bruns contiennent l'espèce *C. costata* signalée par Jekelius (1935) à Vulcan (exemplaires conservés dans la collection de l'I.G.G.). Săndulescu (1967) trouve la même espèce dans les calcaires de type Gutenstein, à 100 m au-dessus des schistes calcaires de la base de la succession.

L'un des auteurs (Antonescu) a prélevé — sur l'affluent le plus septentrional de la vallée du Hoapec, près des sources où, à fil d'eau et immédiatement au-dessus des derniers dépôts de la série détritique rouge, affleurent des schistes argileux gris-jaunâtres, un échantillon (1644) dont le contenu palynologique est le suivant :

Calamospora? sp.

Verrucosisporites sp. (exemplaires indéterminables)

Anaplanisporites protumulosus

cf. *Carnisporites* sp.

Spore non identifié type P

cf. *Jugasporites* sp.

Triadispora crassa

⁶ M. Săndulescu in: D. Patrulius, M. Săndulescu, Ileana Popescu, M. Bleahu, Jana Săndulescu, I. Stănoiu, Elena Popa. Monografia seriilor sedimentare din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. Permian, Triasic, Jurasic și Cretacic. 1969. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

Triadispora sp. (indéterminables)

Triadispora muelleri

Lunatisporites acutus

Alisporites grauvogeli

A. landianus

cf. *Falcisporites snopkovae*

La microflore provenant de cet échantillon recolté à fil d'eau est très mal conservée, les palynomorphes étant attaqués par des bactéries. On remarque la dominance quantitative des espèces du genre *Triadispora* en association avec les disaccates simples indéterminables.

3. Massif de Leaota-Marginea Domnească : „la série” de Brașov

Conformément aux données furnies par J i p a (communication orale) sur la marge sud du massif de Leaota, plus exactement sur la crête située à l'ouest de la vallée du Runcu, le socle cristallophyllien supporte une succession de calcaires sableux en plaques en alternance avec des siltites argileuses et très micacés grisâtres et avec une intercalation de schistes argilo-silteux rouges près de la base. Ces calcaires et schistes micacés sont surmontés par des conglomérats albiens.

La microflore identifiée dans l'échantillon 7712 provenant de siltites gris riches en muscovite, comporte :

Dictyophyllidites sp.

Carnisporites mesozoicus

Cyclogranisporites ? sp. 1

Verrucosporites sp.

V. cf. remyanus

cf. *Guttatisporites* sp.

Microreticulatisporites opacus

Convolutispora sp. 1 (déterm. prov.)

Concentricisporites plurianulatus

C. nevesi

Rewanispora sp.

Krauselisporites cf. *cuspidus*

cf. *Thuringisaccus* sp. (déterm. prov.)

Lunatisporites acutus

L. multiplex

Striatoabietites aytugii

Triadispora crassa

T. cf. obscura

Triadispora muelleri

Illinites ? sp.

cf. *Falcisporites snopkovae*

Alisporites sp. (exemplaires indéterminables)



L'association est dominée quantitativement par les disaccates simples, généralement mal conservés, accompagnés de *Triadispora* et *Lunatisporites*. Il faut également noter la présence de quelques rares exemplaires de *Perotrilites minor*, de même que dans les dépôts traversés par les forages de Veneția.

4. Monts Pădurea Craiului-Bucea

Antonescu (1970 a) signale une association palynologique à *Triadispora* dans les dépôts attribués au Trias inférieur qui affleurent près de la localité Bucea le long de la route nationale Cluj-Oradea, qui suit le cours de valea Șoimului en montant vers la crête dénommée Piatra Craiului. La microflore a été identifiée à la partie supérieure d'une formation détritique rouge, à quelques mètres au-dessous du contact tectonique avec les dolomies inférieures du Trias moyen, qui, plus loin, passent vers le haut à des calcaires lités et vermiculés noirs à *C. costata* et „*G*” *modiolaeformis*. Vu l'existence d'un accident tectonique au toit de la formation rouge, il serait possible que la partie terminale de celle-ci — qui sur d'autres coupes est constituée seulement de schistes argilo-silteux rouges et verdâtres — ne soit pas représentée dans cette coupe. Patrulius & Bleahu (1967) attribuent les dépôts détritiques rouges au Seisien, et les dolomies et la partie inférieure des calcaires noirs au Campilien. Plus tard, Patrulius et al. (1971) considèrent que la partie terminale des dépôts détritiques rouges appartient au Campilien inférieur. Selon Antonescu (1970a), la microflore identifiée à la partie supérieure de la formation rouge peut être corrélée à la microflore du Bunter supérieur d'Hollande et à celle de la partie supérieure des couches de Werfen des Alpes.

L'association, révisée à la lumière des données les plus récentes sur la systématique palynologique, comporte :

- Punctatisporites* cf. *triassicus*
- cf. *Carnisporites* sp.
- Nigrisporites nigritellus* (Lub.) Oschurkova 1966
- cf. *Granulatisporites pulvigerus* (Lub.) Luber 1966
- Verrucosisporites morulae* Klaus 1960
- cf. *Lundbladispora* sp. 2 (déterm. prov.)
- cf. *Aequitriradites* sp. (déterm. prov.)
- Triadispora crassa*
- T. plicata* Klaus 1964
- T. epigona* Klaus 1964
- Illinites trivisus* Visscher 1966
- cf. *Limitisporites* sp. (déterm. prov.)
- Chordasporites singulichorda* Klaus 1964
- Lunatisporites acutus*
- cf. *Protohaploxiipinus* sp.
- Triadispora muelleri*



123/42

Alisporites microreticulatus Reinhardt 1964

A. landianus

Vitreisporites pallidus (Reissinger) Nilsson 1958

cf. *Marsupipollenites triradiatus* Balme & Hennelly 1956

Cycadopites spp.

Cycadopites coxii Visscher 1966

La microflore est dominée, au p.d.v. quantitatif, par les espèces du genre *Triadispora* et les disaccates simples ; son état de conservation est assez médiocre, les exemplaires présentant un stade d'houillification avancé.

Nous allons examiner maintenant la valeur de corrélation régionale et inter-régionale des principaux éléments inventoriés de l'association à *Triadispora*. L'association des dépôts argileux traversés par les forages de Venetia est la plus riche. Celle de Marginea Domnească, elle-aussi bien conservée, est pourtant un peu moins diverse. Les microflores de la vallée du Hoapec-Vulcan et de Bucea sont moins bien conservés et en même temps plus pauvres en genres et espèces, de même qu'en nombre d'exemplaires. L'absence de certains genres et espèces dans ces dernières associations pourrait s'expliquer soit par la position stratigraphique différente (niveaux inférieurs par rapport à ceux de Venetia et Marginea Domnească), soit par des conditions écologiques ou de sédimentation et diagenèse différentes ; le problème reste encore ouvert. Toutefois, il faut noter que toutes les associations mentionnées ont en commun plusieurs genres et espèces, à savoir : les espèces du genre *Triadispora*, *Lunatisporites acutus*, *Alisporites landianus*.

Les espèces du genre *Triadispora* : *crassa*, *staplinii*, *epigona* etc. sont citées du bassin germanique dans le Buntsandstein supérieur (Reinhardt & Schmitz, 1965), dans tout l'intervalle du Muschelkalk et jusque dans le Keuper. Elles ont également été mises en évidence dans le Bunter supérieur de Hengelo — Hollande (Visscher, 1966), la formation Waterstones — Angleterre (Fischer, 1972) attribuée à l'Anisien, les Couches de Auchenhew — Angleterre („Scythien supérieur”-Anisien inférieur, d'après Warrington, 1973), les séries de Hambleton et Singleton — Angleterre, attribuées au même intervalle par Warrington (1974), le Buntsandstein supérieur-Muschelkalk inférieur, à savoir „Scythien supérieur”-Anisien du bassin de la Mer du Nord (Geiger & Hopping, 1968), le grès à Voltzia de France (Adloff & Doubinger, 1969), le Bunter supérieur de Montroig — Espagne (Visscher, 1967), le Muschelkalk inférieur de Gabian — France (Jossette Taugourdeau-Lantz, 1974), la partie terminale, à carnioles (Rauchwacke) et gypse, des Couches de Werfen des Alpes septentrionales (Klaus 1964, 1965), „l'Hydaspien” à savoir l'Anisien inférieur des Alpes vicentines (Visscher, 1974), enfin le Clematis Sandstone (de Jerssey, 1968) et la formation de Rewan (de Jerssey, 1970) de l'Australie. Visscher (1971) est d'avis que l'apparition et le développement du genre *Triadispora* sont caractéristiques de l'étage Vaslenien, à savoir du Buntsandstein, supérieur-Muschelkalk inférieur du bassin germanique et du „Keuper” inférieur d'Angleterre.

Plusieurs des éléments palynologiques des associations à *Triadispora* des Carpates roumaines, notamment : *Retitriletes jenensis*, *Anaplanisporites protumulosus*, *Lapposporites villosus*, *Verrucosporites thuringiacus*, *V. remyanus*, *V. pseudomorulae*, *Guttatisporites* sp., *Convolutispora vicheri*, *Microreticulatisporites opacus*, *Triadispora muelleri*, *Striatoabietites aytugii*, *Lunatisporites multiplex* sont cités par les auteurs mentionnés plus haut et par d'autres tels que Schuhz (1965, 1966), Madler (1964), Reinhardt (1964), Reinhardt & Schmitz (1965), Reinhardt & Schön (1967) comme débutant au Buntsandstein supérieur ou au Muschelkalk inférieur ou comme étant cantonnés dans cet intervalle. Nous considérons donc que les associations à *Triadispora* spp., à disaccates simples du type *Alisporites grauvogeli*, *A. landianus*, ensemble avec les spores ci-cités (*Retitriletes jenensis*, *Anaplanisporites protumulosus*... etc) et les striatites du type *Lunatisporites acutus*, *L. multiplex*, *Striatoabietites aytugii* sont représentatives pour l'intervalle Buntsandstein supérieur-Muschelkalk basal (= Vaslenien sensu Vischer 1971).

D'autre part, sont à souligner les différences existant entre les associations à *Triadispora* des quatre localités citées plus haut et la microflore de Cristian décrite par Antonescu (1970b) et initialement attribuée à l'Anisien inférieur. Conformément aux recherches récentes portant sur les ammonites triasiques de cette localité, le niveau d'où a été recueillie cette microflore se rattache non pas à l'Anisien inférieur, mais au Pelsonien (E. Grădinaru, communication orale). L'association palynologique de Cristian, qui comporte elle-aussi des espèces du genre *Triadispora*, est dominée quantitativement par *Perotriletes minor*, tandis que dans la microflore à *Triadispora* spp. des autres localités carpathiques seulement quelques exemplaires (mal conservés) pourraient représenter cette espèce. Ce qui plus est, l'association de Cristian comporte des espèces du genre *Aratrisporites*, à côté de *Illinites kosankei*, *I. chitonoides*, *Angustisulcites klausii*, le groupe *Latosaccus latus* — *Umbrososaccus keuperianus* — *Cristatissaccus cristatus*, *Microcachrydites doubingeri*, *Chordasporites major* — genres et espèces qui ne sont pas représentées dans les autres associations à *Triadispora* spp. Il n'est pas exclu que ces différences dans la composition du contenu palynologique soient dues, au moins partiellement, à des conditions écologiques ou de sédimentation différentes, mais il faut cependant remarquer que les espèces mentionnées de l'association de Cristian — excepté *Angustisulcites klausii* — sont signalées de l'intervalle du Muschelkalk inférieur (= Wellenkalk pro parte; = la zone à *Balatonites*, Riebe 1973) ou de niveaux plus élevés, leur association étant bien distincte par rapport à celle de l'intervalle du Buntsandstein supérieur — Muschelkalk basal, à savoir du Spathien terminal? — Anisien inférieur.

Les différences existant entre les associations à *Triadispora* de Veneția, Vulcan, Marginea Domnească et Bucea d'une part et celle de Cristian d'autre part, qui provient d'un niveau stratigraphique plus élevé, sont moins notables que celles entre les premières associations citées et celles



à *Densoisporites nejburgii*, représentées dans la formation rouge de la Plate-forme moesienne et dans l'intervalle des calcaires en plaques à tirolitidés et *Eumorphotis telleri* des monts Perșani. Certaines espèces de ces dernières associations, telles que : *Densoisporites nejburgii*, *Cycloverru-triletes presseleensis*, *Alisporites cymbatus* n'ont plus été retrouvées dans l'association à *Triadispora* spp., qui comporte en échange beaucoup d'autres genres et espèces apparues à ce niveau. De l'association à *D. nejburgii* seuls *Lunatisporites acutus* et *Alisporites landianus* persistent dans l'association à *Triadispora*.

Pour résumer, les associations à *Triadispora* spp. de Vulcan, Venetia, Marginea Domnească et Bucea sont comparables à celle de l'étage Vaslienien *sensu* V i s s c h e r 1971, à savoir à celle du grès à Voltzia de France, du Buntsandstein supérieur (y compris le Röt) et du Muschelkalk du bassin germanique, à l'association de la partie terminale des couches de Werfen des Alpes septentrionales („la série” des Rauhwacke) ou de l'Anisien inférieur („Hydaspien”) des Alpes méridionales.

V. COMMENTAIRES ET CONCLUSIONS

Les recherches palynologiques effectuées jusqu'à présent sur les formations des Carpates Roumaines attribuées au Trias inférieur et à l'Anisien ont mis en évidence trois types d'associations palynologiques, à savoir — dans l'ordre de leur succession ascendante : (1) à *Densoisporites nejburgii* dans les calcaires en plaques à tirolitidés et *Eumorphotis telleri* (Spathien) des monts Perșani ; (2) à *Triadispora* spp. dans les schistes argileux situés sous les calcaires à faciès Gutenstein de Vulcan ou sous les dolomies mésotriasiennes de Venetia, dans les calcaires en plaques à „*Gervilleia*” *modiola* de Marginea Domnească (Leaota), de même que dans la succession de grès quartzitiques à intercalations de schistes argilo-silteux rouges de Bucea (monts Pădurea Craiului) ; (3) à *Triadispora* spp., *Aratrisporites*, *Illinites kosankei*, *Illinites chitonoides*, *Cristianisporites triangulatus* et le groupe *Latossaccus-Umbrososaccus*, dans les calcaires à faciès Gutenstein du Pelsonien de Cristian (pl. V). L'association à *D. nejburgii* a également été identifiée dans les dépôts détritiques de la Plate-forme moesienne (forages de Viișoara et Călugăreni) attribués au Trias inférieur, notamment dans un „horizon terrigène gris”, défini comme tel par B e j u (1971), mais également dans des dépôts gréso-argileux rouges (forage de Salcia), situés immédiatement au-dessous d'une assise de marnolites rouges et de dolomies gypsifères considérés par P a t r u l i u s et al. (1971) comme l'équivalent du Röt du bassin germanique. Il est à remarquer que la première et la dernière des associations mentionnées peuvent être corrélées à des zones standard du Trias marin, à savoir avec la zone à *Tirolites* et *Subcolumbites* du Spathien et respectivement avec la zone *Balatonicus* de la base de l'Anisien supérieur. D'autre part, il faut souligner que l'association à *Densoisporites* et celle à *Triadispora* spp. sont représentées tant dans des dépôts gréso-argileux rouges que dans des dépôts argilo-carbonatés gris, donc dans deux faciès très différents de

l'intervalle qui embrasse la partie supérieure du Trias inférieur et la base du Trias moyen.

La présence d'une microflore à *Densoisporites nejburgii* dans les calcaires en plaques du Spathien des monts Perșani confirme la valeur de corrélation biochronologique attribuée à l'association respective par Visscher (1971). Ainsi — en partant des données palynologiques — on peut corrélérer les calcaires en plaques du Spathien des monts Perșani (la „série” transylvaine) avec l'intervalle à *Tirolites cassianus* des Couches de Campil des Dolomites (Fassa) et avec le Narmia Member du Salt Range, de même qu'avec les dépôts continentaux représentés par le Buntsandstein moyen du bassin germanique et son équivalent facial de la Plate-forme moesienne (forages de Viișoara, Călugăreni, Salcia), par la partie supérieure de la série de Kingscourt d'Irlande et par le Vetlugien de l'URSS (pl. VI).

L'intervalle stratigraphique qui revient à l'association à *Densoisporites nejburgii* est donc l'étage Vetlugien (*sensu* Visscher, 1971) pour le domaine des faciès continentaux, ou le Spathien pour le domaine des faciès marins (le territoire des Alpes et des Carpates, Salt Range).

L'association à *Triadispora* spp. (sans *Aratrisporites*, *Cristianisporites*, *Latosaccus-Umbrososaccus*) du territoire des Carpates Roumaines, mise en évidence tant dans des dépôts gréso-argileux rouges dans les Monts Apuseni (Bucea) que dans des dépôts argilo-carbonatés dans les Carpates Orientales (Veneția, Vulcan, Marginea Domnească), est comparable à celle du Buntsandstein supérieur (y compris la formation Röt), du bassin germanique, du Grès à Voltzia de France, de la partie inférieure du „Keuper” d'Angleterre, du Bunter supérieur d'Hollande et d'Espagne, des dolomies carnioliques qui dans les Alpes calcaires septentrionales constituent la partie terminale des couches de Werfen, de l'Hydaspien des Alpes vicentines, des formations de Rewan et Clematis d'Australie (pl. VI). L'intervalle qui revient à cette association dans la succession des dépôts triasiques de la Plate-forme moesienne n'a pas encore été précisé, mais les comparaisons avec la succession du Trias du bassin germanique ou des Monts Apuseni nous suggèrent qu'il correspond aux marnolites à anhydrite de la partie terminale de la formation rouge inférieure (équivalent facial du Röt), éventuellement aussi à la partie basale des dolomies ou des calcaires qui constituent le toit de la formation rouge.

La corrélation, fondée sur les données palynologiques, entre les dépôts carpatiques mentionnés et la succession des dépôts triasiques du Salt Range prête encore à discussion. En effet, au-dessus du Narmia Member (Spathien) de cette succession, dans le Landa Member (Anisien) apparaît le genre *Aratrisporites* qui, dans les successions investiguées des Carpates Orientales, n'a été trouvé jusqu'à présent que dans le Pelsonien de Cristian, mais pas encore dans les dépôts plus anciens à *Triadispora* spp.

L'intervalle stratigraphique auquel se rattachent les dépôts à *Triadispora* spp. de Bucea, Vulcan, Veneția et Marginea Domnească est le Vaslenien (*sensu* Visscher, 1971), étage qui — à en juger d'après les corrélations les plus récentes — correspond, au moins partiellement,



à l'Anisien inférieur, à savoir au „Hydaspien”, et peut-être aussi au Spathienn terminal.

Nous avons mentionné que Visscher (1971) considère l'association palynologique à *D. nejburgii* et celle à *Triadispora* et *Angustisulcites* comme définitoire des zones palynologiques, mais il ne fait pas mention de toute la composition de ces associations, se référant seulement aux espèces index. Il nous semble donc nécessaire de commenter cette composition intégrale des deux associations palynologiques comparables, identifiées chez nous dans l'intervalle du Trias inférieur-Anisien inférieur.

De l'association à *Densoisporites nejburgii* ($T_1^{3?}-T_2^4$), l'espèce index, qui partout dans le monde semble faire son apparition à la partie supérieure du Trias inférieur, n'a pas été citée que très rarement dans l'association supérieure à *Triadispora*. *Cycloverrulriteles presselensis* a été signalée jusqu'à présent uniquement associée avec *D. nejburgii*, mais elle semble avoir une répartition beaucoup plus restreinte que l'espèce index. En Roumanie, dans la même association, apparaît constamment *Alisporites cymbatus* (= *Platysaccus leschiki*?). Des éléments de cette association, ayant une répartition stratigraphique plus large, sont à citer : *Punctatisporites* cf. *triassicus*, *Verrucosporites* (probablement *remyanus*), *Lunatisporites acutus*, cf. *Jugasporites* sp., *Platysaccus papillionis*, *Alisporites landianus* de même que d'autres disaccates non encore classés taxonomiquement. Localement, dans les faciès marins, apparaît en grand nombre l'acritarche *Veryhachium reductum*. L'association est en ensemble caractérisée par un nombre réduit de genres et d'espèces et par un grand nombre d'exemplaires.

L'association à *Triadispora* ($T_1^4-T_2^1$) est caractérisée, d'après Visscher (1971), par l'apparition des genres *Triadispora* et *Angustisulcites*. Sur le territoire des Carpates Roumaines, *Angustisulcites* n'a pas été rencontré dans ce type d'association, mais dans une association différente propre au Pelsonien. De l'association précédente, on ne retrouve plus *D. nejburgii*, *C. presselensis* et *A. cymbatus*, mais persistent en échange *A. landianus* et *L. acutus* qu'on trouve associés à ce niveau avec beaucoup d'autres genres et espèces de spores et pollen, tels que : *Triadispora muelleri*, *Verrucosporites thuringiacus*, *Guttatisporites* cf. *elegans*, *Verrucosporites pseudomorulae*, *Lapposporites villosus*, *Microreticulatisporites opacus*, *Retitriletes jenensis*, *Convolutispora vicheri*, *Anaplanisporites protumulosus*, *Concentricisporites pluriannulatus*, *C. nevesi*, *Perotrilites minor* (représenté par de très rares exemplaires), *Striatoabietites aytugii*, *Lunatisporites acutus*, *L. multiplex*, *Alisporites grauvogeli*.

Les espèces de *Triadispora* et tous les autres spores de cette association persistent dans l'intervalle du Pelsonien de Cristian (Brașov), mais à ce niveau *Perotrilites minor* devient l'espèce quantitativement dominante et apparaissent *Aratrisporites saturnii* (Thiergart) Mädl 1964, *Cristianisporites triangulatus* Antonescu 1969, *Illinites kosankei* Klaus 1964, *I. chitonoides* Klaus 1964, *Angustisulcites klausii* Freudenberg 1964, *Chordasporites major* Klaus 1964, *Microcachrydites doubingeri* Klaus 1964, *M. fastidioides* Klaus 1964, le groupe de

Umbrososaccus keuperianus Mädlér 1964. Reste à voir si cette association du Pelsonien de Cristian ne pourrait pas être considérée comme représentant une zone palynologique distincte par rapport à celle à *Triadispora* spp. du Spathien terminal? - Anisien inférieur ou seulement une sous-zone supérieure dans le cadre de la zone à *Triadispora*, telle qu'elle a été définie par Visscher.

BIBLIOGRAPHIE

- A dolff B., Doubinger J. (1969) Etude palynologique dans le Grès à Voltzia (Trias inférieur). *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine*, 22 (2), 66 p. Strasbourg.
- Amperer O., Ohnesorge Th. (1924) Erlauterungen zur Geologischen Spezialkarte Blatt Innsbruck Aachensee. *Geol. B. A.* 108 p. Wien.
- Antonescu E. (1970a) Cîteva date preliminare asupra conținutului palinologic al Triasicului inferior — Seisanului de la Bucea, Munții Pădurea Craiului. *D. S. Inst. Geol. LVI*, (1968—1969), pp. 87—96, București.
- (1970b) Etude de la microflore de l'Anisien de la vallée du Cristian (Brașov). *Mem. XIII*, 46 p., Bucarest.
 - , Taugourdeau-Lantz Josette (1973) Considérations sur des mégaspores et microspores du Trias inférieur et moyen de Roumanie. *Palaeontographica*, B, 144, 1—2, pp. 1—10, Stuttgart.
- Arthaber G. (1906) Die alpine Trias des Mediteran — Gebietes. *Lethaea geognostica*. II. Teil. *Mesozoicum*. I, 472 p. 27 fig. text, tab. 6, Stuttgart.
- Ascreto R. (1974) Aegean and Bithinian proposal for new Anisian substages. Die stratigraphie der alpin-mediterranean Trias. *Symp. Wien, Mai 1973*, pp. 23—39. 8 fig. text, Springer — Verlag, Wien.
- Atanasiu J. (1927) La masse cristaline et les dépôts mésozoïques des monts Hâgimaș dans la partie orientale de la Transylvanie. *Guide des Excursions. (Assoc. pour l'avancem. de la géol. des Carpathes)*, pp. 263—294, 4 pl., Bucarest.
- (1929) Etude géologique dans les environs de Tulgheș. *An. Inst. Geol Rom.* XIII, pp. 166—167, 78 fig. text, 6 pl., București.
- Balme B. E. (1970) Palynology of Permian and Triassic strata in the Salt Range and Surghar Range, West Pakistan. In: „Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan”. Bernhard Kummel and Kurt Teichert Edit., Univ. of Kansas, Dept. of Geol. Special Publ. 4, pp. 305—453, Kansas.
- Balogh K. (1974) Kurzfassung der triassisichen Stratigraphie in Ungarn. Die Stratigraphie der alpin — mediterranean Trias. *Symp. Wien, Mai 1973*, pp. 41—43, 1 tab. Springer — Verlag, Wien.
- Beju D. (1971) Stadiul actual al cercetărilor palinologice referitoare la antecretacicul din România. În: „Progrese în palinologia Românească”, E. Pop edit., Acad. Rep. Socialistă România, pp. 143—152, București.
- Bogacheva M. I., Vinogradova K. V. (1973) Comparative characteristic of the Early Triassic spore-pollen complexes Assemblages of Pre-Caspian, Mangishlak and German basin. *Proceedings of the III Palynological Conference, „Palynology of Mesophyte”*, pp. 19—23, Moscow.



- Clarke R. F. A. (1965) British Permian saccate and monosulcate miospores. *Palaeontology*, 8 (2), pp. 322–354, London.
- Fischer M. J. (1972) The Triassic Palynofloral succesion in England. *Geoscience and Man*, III, 1, pp. 101–109, London.
- Geiger M. E., Hopping C. A. (1968) Triassic stratigraphy of the southern North Sea basin. *Phil Trans. Roy Soc. London*, B, 34 p, 790, London.
- Grasu C. (1970) Contribuții la cunoașterea Triasicului din Sinclinalul Hăghmaș. *Lucrările Stăjuniti de cercet. Biol. Geol. Geogr. „Stejarul”* pp. 13–25, 4 pl. Iași.
- Herbich H. (1878) Das Szekerland mit Berücksichtigung der Angrenzenden Landestheile, geologisch und paläontologisch beschrieben. *Mitt. Jahrb. K. ung. geol.* V, 363 p. 3 pl. Budapest.
- Iaroshenko O. P. (1970) Compleksi miospor triasovih otlojenii Zapadnogo Kavkaza i Predkavkaza. *Doklad. Akad. Nauk. S.S.R.*, 194, 4, pp. 912–914, Moskwa.
- Jekelius E. (1935) Der weisse Triaskalk von Brașov und seine Fauna. *An. I. G. Rom.*, XVII, pp. 1–106, IX tab., București.
- Jersey de N. J. (1968) Triassic spores and pollen grains from the Clematis Sandstone. *Palaeontological Papers* 14, 38, *Geol. Surv. of Queensland*, 44 p. Brisbane.
- (1970) Early Triassic miospores from the Rewan Formation. *Palaeont. Papers*, 19, 345, *Geol. Surv. of Queensland* 29 p. Brisbane.
- Klaus W. (1963) Sporen aus dem südalpinen Perm. *Jarb. Geol. Bundesanstalt*, 106, pp. 229–363, Wien.
- (1964) Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen. *Erdöl Zeitschrif.* 80, (4), pp. 119–132, Wien-Hamburg.
- (1965) Zur Einstufung alpiner Salzzone mittels sporen. *Verh. Geol. Bundes Anst. Sonderheft* 6, 116, 2 Teil, pp. 288–292, Wien.
- Leschik H. (1956) Sporen aus dem Salzton des Zechsteins von Neuhof (Bei Fulda). *Palaeontographica*, B, 100, 4–6, pp. 122–142, Stuttgart.
- Lupu M., Lupu Denisa (1967) Prezența Werfenianului în Carpații Meridionali Centrali (Valea-lui-Stan). *Stud. Cerc. geol. geof. geogr. Seria geologie* 12, 2, pp. 461–464, 1 pl. București.
- Mädlér K. (1964) Die geologischen Verbreitung yon Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 65, 147 p. Hannover.
- Mehrhart G. (1910) Neue Funde aus der Trias des Bukowina. *Mitt. Geol. Ges.* 3, pp. 523–531, Wien.
- Mojsisovics E. von, Waagen W., Diener C. (1895) Entwurf einer gliederung der pelagischen sedimente der Trias – systems. *Sitzb. Akad. Wiss.*, 104, pp. 1271–1302, Wien.
- Mutihac V. (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din Sinclinalul Marginal Extern (Carpații Orientali). Edit. Acad. Republicii Socialiste România, 104 p. 9 pl. București.
- Ogilvie-Gordon Maria (1927) Das Grodener — Fassa — und Enneberggebiet in der Südtiroler Dolomiten III, Teil. *Abh. der Geol. Bundesanst.* XXIV, 90 p., 13 pl. Wien.
- Patrulius D. (1954) Observațiuni asupra depozitelor mezozoice din Bucegi și din Perșani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, (1950–1951), pp. 136–145, București.
- (1967) Le Trias des Carpathes Orientales de Roumanie. *Geol. sborn. Akad. vied.* XVIII, 2, pp. 233–244, 1 tab., 1 fig. text, Bratislava.

- , Popa - Dimian Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone și pinza de decolare transilvană din imprejurimile Comanei (Munții Perșani). *An. Inst. Geol.* XXXV, pp. 298–433, București.
- , Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geol. sborn. Siov. Akad. vied.*, XVIII, 2, pp. 245–255, 2 tab., 2 fig. text, Bratislava.
- , Bleahu M., Popescu Ileana, Bordea S. (1971) The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathians Bend; *Guidebook to excursions of the II-nd Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association* (5–15 Sept. 1971), *Geol. Inst.* 85 p., 5 fig. text, 3 pl. București.
- Pia J. von (1930) Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias; 252 p., Leipzig and Wien.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klipelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. C. G.* XXXIV 2, pp. 73–118, 8 fig. text, 3 pl., București.
- Reinhardt P. (1964) Einige Sporenarten aus dem Oberen Buntsandstein Thuringens. *Monatsber. der Deutsch. Akad. der Wiss.* 6, 8, pp. 609–614, Berlin.
- , Schmitz W. (1965) Zur Kenntnis der Sporae dispersae des mitteldeutschen Oberen Buntsandstein. *Freiberg. Forschungshefte*, C. 182, pp. 19–36, Leipzig.
- , Schön M. (1967) Sporae aus dem Mittleren Buntsandstein (Untere Trias) Thüringens. *Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss.* 9 (9–10), pp. 747–758, Berlin.
- Rieber H. (1973) Ergebnisse paläontologisch – stratigraphischer Untersuchungen in der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). *Eclogae geol. Helv.*, 66/3, pp. 667–685, 8 fig., 4 tab., Basel.
- Rosenberg G. (1959) Tabellen der Nord – und Südalpinen Trias der Ostalpen. *Jb. Geol. B. A.*, 102, pp. 477–479, pl. 16–18, Wien.
- Săndulescu M. (1967) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului. *D. S. Inst. Geol.*, LII/2, pp. 177–208, București.
- (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Inst. Geol.* LIV/3, (1966–1967), pp. 227–253, 4 fig. București.
- (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Sinclinalului Rarău (Sectorul Central). *D. S. Inst. Geol.*, LIX/5, (1972), pp. 59–92, București.
- Schaarschmidt F. (1963) Sporen und Hystrichosphaeriden aus dem Zechstein von Büdingen in der Wetterau. *Palaeontographica*, B, 113, (1–4), pp. 39–91, Stuttgart.
- Schulz E. (1964) Sporen und Pollen aus dem Mittleren Bunstandstein der germanischen Beckens. *Monatsber. der Deutsch. Akad. des Wiss.*, 6, 8, pp. 597–606, Berlin.
- (1965) Sporae dispersae aus der Trias von Thuringen. *Mitt. Zentr. Geol. Inst.*, 1, pp. 257–287, Berlin.
- (1966) Erlauterungen zur Tabelle des stratigraphischen Verbreitung der Sporen und Pollen von Oberen Perm bis untersten Lias. *Abhl. Zentr. Geol. Inst.*, 8, pp. 3–20, Berlin.
- Semak A. (1962) Contribuții la stratigrafia Liasicului de la Vulcan – Codlea (Sinclinalul principal). *D. S. Com. Geol.* XLIII, pp. 132–164, București.
- Smith E. G., Warrington G. (1971) The age and relations of the Triassic rocks assigned to the lower part of the Keuper in north Nottinghamshire, north-west Lincolnshire and south Yorkshire. *Proceedings of the Yorkshire Geol. Soc.* 38, 2, pp. 201–227, Leeds.
- Slavin V. I. (1966) Triasovie otlojenii Civecinskikh i Rahovskogo massiva. *Ocierki po Geologii Sovetski Karpat*, 1, Mosk. Gos. Univ. Lomonosov, pp. 22–34, Moskwa.

- , Jukov, F. I. (1966) O Permskikh otlojeniia v Sovetskoi ciasti vostocinu Karpatov. *Ocierki po Geologii Sovetskikh Karpat*, 1, Mosk. Gos. Univ. Lomonosov, pp. 16—22, Moskwa.
- Taugourdeau-Lantz Josette (1974) Premières études des spores du Trias moyen de Gabien (bordure Sud de la Montagne Noire, France). *Rev. of Palaeobot. and Palyn.*, 17, 1/2, pp. 14—159, Amsterdam.
- Tollmann A. (1968) Beitrag zur Frage des Skyth — Anis — Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. *Verhandl. der Geol. B. A.* 1/2, pp. 28—45, 2 fig., 2 pl., Wien.
- Toula F. (1905) Geologischen Excursionen im Gebiete des Liessing-und Mödlingbachen. *Jarb. Geol. R. A.* 55, pp. 243—326, 34 fig., 5 pl., Wien.
- Tozer E. T. (1965) Lower Triassic Stages and ammonoid zones of arctic Canada. *Geol. Surv. Can., Paper*, 65—12, pp. 1—14, 2 fig. Ottawa.
- (1967) A standard for Triassic time. *Geol. Surv. Can. Bull.* 156, 1—103 pp. 19 fig. text, 10 pl., Ottawa.
- Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpaten. 911 pp. 139 fig. Wien-Leipzig.
- (1910) Das Vorkommen der Werfener schichten bei Kimpulung in der Bokovina. *Mitt. d. d. Ges. in Wien*, III, 260 p., 1 pl. + 1 h., Wien.
- Venkatachala B. S., Beju D., Kar R. K. (1968) Palynological evidence on the presence of Lower Triassic in the Danubian (Moesian) Platform, Rumania. *The Palaeobotanist*, 16, 1, pp. 29—37, Locknow.
- Vischer H. (1966) Plant microfossils from the Upper Bunter of Hengelo. The Netherlands, Palaeobotany of the Mesophitic. III, *Act. Botanica Neerlandica*, 15, pp. 316—375, Utrecht.
- (1967) Permian and Triasic palynology and the concept of „Thetis twist”. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 3, pp. 151—166, Elsevier Publ. Comp. Amsterdam.
- (1971) The Permian and Triassic of the Kingscourt outlier, Ireland. *Geol. Surv. of Ireland, special Paper* Nr. 1, 104, p., Dublin.
- (1974) The impact of Palynology on Permian and Triassic stratigraphy in western Europe. *Rev. of Palaeobot. and Palyn.*, 17, 1/2, pp. 5—19, Amsterdam.
- , Commissaris A.L.T.M. (1968) Middle Triassic Pollen and Spores from the Lower Muschelkalk of Winterswijk (The Netherlands). *Pollen et Spores*, XII, pp. 161—176, Paris.
- Vilceanu P. (1960) Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Codlea. *Stud. Cerc. Geol.*, V, 1, pp. 119—134, București.
- Warrington G. (1967) Correlation of the Keuper series of the Triassic by miospores. *Nature*, 214, (5095), pp. 1323—1324, Leeds.
- (1973) Miospores of Triassic age and organic walled microplankton from Auchentheul Beds, south-east Arran. *Scott. J. Geol.*, 9, (2), pp. 109—116, Edinburgh.
- (1974) Studies in the palynological biostratigraphy of the British Trias. I. Reference sections in west Lancashire and north Spain. *Review of Palaeobot. and Palyn.*, 17, 1/2, pp. 133—147, Amsterdam.



DISCUSSIONS

M. Săndulescu: La note particulièrement intéressante présentée par nos collègues soulève nombre de problèmes sur la bio- et la chronostratigraphie du Trias, tant d'une manière générale qu'aussi dans le cas particulier des Carpates Roumaines.

Un premier problème c'est la corrélation de l'intervalle H entre le Buntsandstein moyen et supérieur avec les successions du Trias alpin. On peut, à bonne raison, se mettre la question si l'association à *Triadispora* ne débute dès la base de cet intervalle, donc même du Trias inférieur? Cette possibilité pourrait modifier, par endroits même sensiblement, les corrélations possibles. Le problème de la définition de la limite Trias inférieur/moyen n'est d'ailleurs pas uniquement un problème de corrélation entre le Trias de type germanique et celui de type alpin, mais également l'un de corrélation et de comparaison des différentes échelles biostratigraphiques établies selon les différents groupes d'organismes! De ce point de vue, la discussion reste encore ouverte.

Si l'on considère du point de vue historique le problème de la stratigraphie du Trias des Carpates Roumaines et également des Carpates en général, il faut remarquer que la plupart des corrélations ont été faites à partir des lithofaciès, très caractéristiques d'ailleurs pour le Trias alpin. La note présentée nous suggère pourtant que certains lithofaciès caractéristiques du Trias inférieur deviennent hétérochrones. C'est le cas des schistes de Campil, qui pourraient être trias-inférieurs dans les séries transylvaines et anisiennes dans la série de Brașov ou dans la série sub-bucovinienne. De même, l'emplacement des grès quartzitiques blancs du lit des schistes de Campil, toujours dans l'Anisien (Brașov), suggère l'hétérochronisme également pour ce lithofaciès. Cette „dévalorisation” des corrélations lithostratigraphiques relève pour le Trias des problèmes très compliqués, puisque les formations éotriasiques ne contiennent pas partout de fossiles capables de permettre la corrélation. Tenant compte de l'uniformité remarquable des lithofaciès caractéristiques du Trias, la conclusion qu'on peut tirer des remarques faites ci-dessus devient inquiétante.



EXPLICATION DES PLANCHES



Institutul Geologic al României

PLANCHE I

× 500

Eléments de l'association palynologique vetlugienne à *Densoisporites nejburgii*

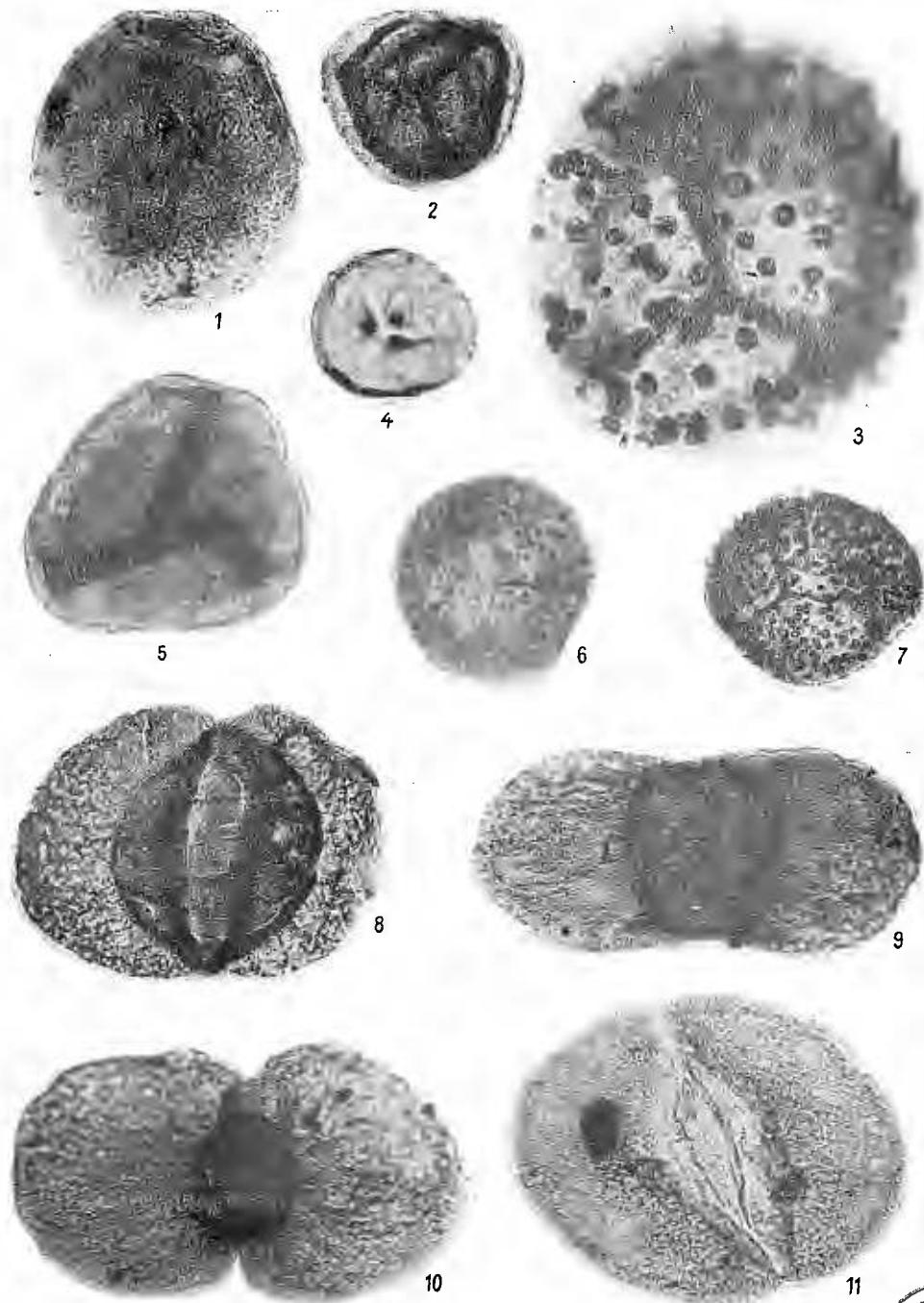
- Fig. 1. — *Cyclotriletes* sp. × 450. Lame 7674/14; 17/2/105,9; 85 µ. Vallée de Tipei, défilé de l'Olt, Monts de Perşani.
- Fig. 2. — cf. *Lundbladispora* sp; (déterm. prov.). Lame 1952/7; 18/116; 50 µ. Salcia, Plate-forme moesienne.
- Fig. 3, 6, 7 — *Cycloverrulites presseleensis* Schulz 1964. Fig. 3, × 1000, lame 1952/3; 6,2/96; 61 µ. Salcia, Plate-forme moesienne. Fig. 6, × 750, lame 1952/2; 19/101, 9; 40. Salcia, Plate-forme moesienne. Fig. 7, lame 1952/2; 11,9/108,8; 60 µ. Salcia, Plate-forme moesienne.
- Fig. 4. — *Endosporites papillatus* Janssonius 1962; (corps central de *Lundbladispora*?) Lame 1266/3; 5/91; 40 µ. Vallée de Lupşa, Monts de Perşani.
- Fig. 5. — *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme 1970. × 750. Lame 1952/2; 19/101 9; 58 µ. Salcia, Plate-forme moesienne.
- Fig. 8. — cf. *Striatopodocarpites* sp; (determin. prov.). Lame 7674/15; 21/101,9; 100 µ. Pîrîul lui Tipei, défilé de l'Olt, Monts de Perşani.
- Fig. 9. — cf. *Limitisporites vesiculosus* Schaaarschmidt 1963; (déterm. prov.). × 450. Lame 1952/22; 9,9/97,8; 140 µ. Salcia, Plate-forme moesienne.
- Fig. 10. — *Platysaccus papillionis* R. Potonié & Klaus 1954. × 450. Lame 1952/20; 17, 1/97,9; 150 µ. Salcia, Plate-forme moesienne.
- Fig. 11. — *Alisporites cymbatus* Venkatachala, Beju & Kar 1968. × 300. Lame 1952/2; 17/110,9; 162 µ. Salcia, Plate-forme moesienne.

Tous les exemplaires figurés se trouvent dans la collection du Laboratoire de Palynologie de l'Institut de géologie et de géophysique.

Les coordonnées des palynomorphes sont prises au microscopique Zeiss-Amplival 1501311.



E. ANTONESCU et al. Corrélation palynologique du Trias de Roumanie.
Pl. I.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României



PLANCHE II

× 500

Eléments de l'association palynologique vetlugienne à *Densoisporites nejburgii*

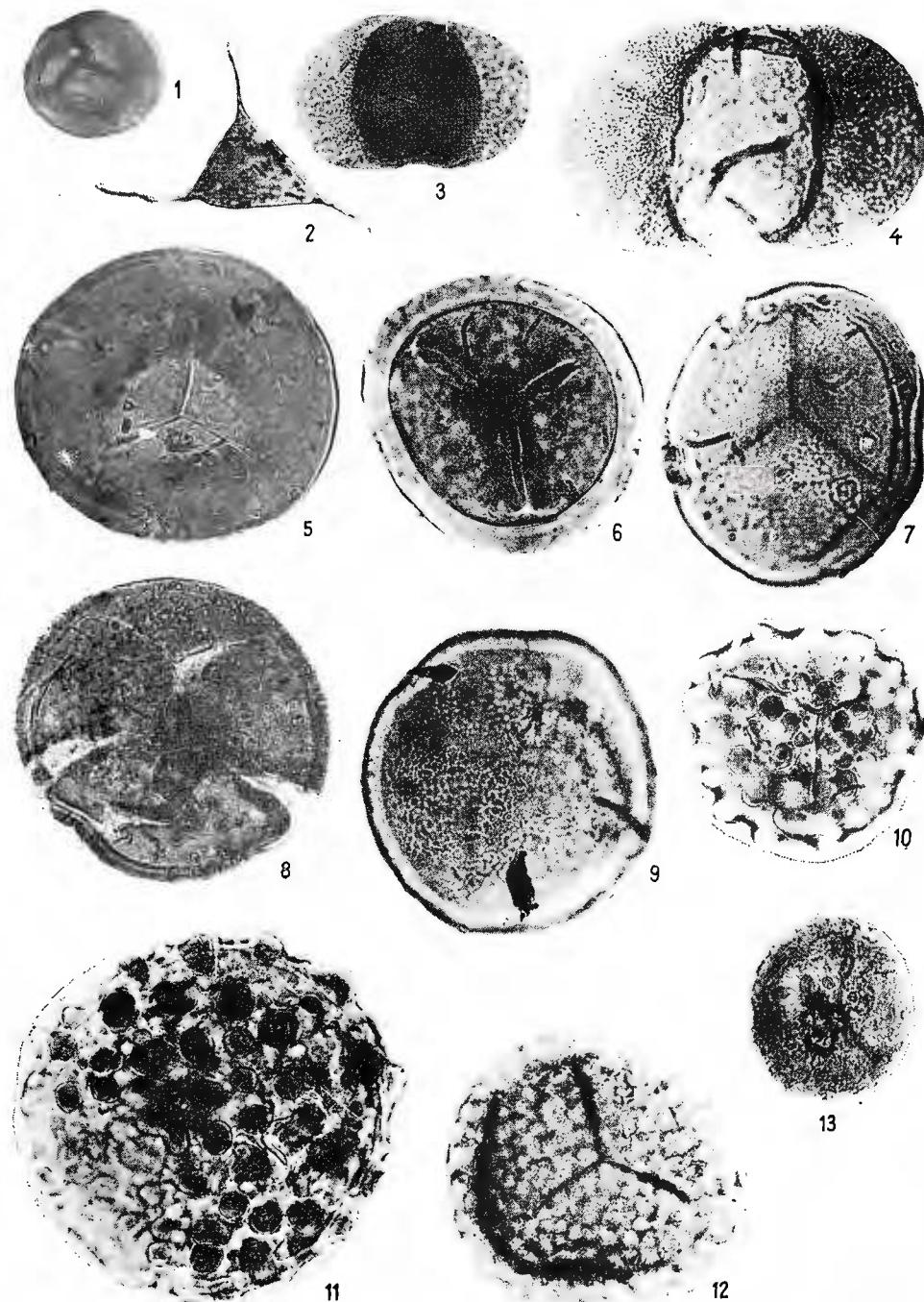
- Fig. 1. — *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balmé 1970. Lame 1266/10; 9,8/80,3; 40 μ. Valea Lupșa, Monts de Perșani.
- Fig. 2. — *Veryhachium reductum* (Dennff) de Jekhowsky 1961. Lame 1266/4; 20,3/67,3; 75μ. Valea Lupșa, Monts de Perșani.
- Fig. 3. — cf. *Jugasporites* sp.; (déterm. prov.). Lame 7674/12; 14/122,,2; 65μ. Piriul lui Tipei, défilé de l'Olt, Monts de Perșani.
- Fig. 4. — *Alisporites landianus* Balmé 1970. Lame 7674/17; 16,3/98,5; 103μ. Piriul lui Tipei, défilé de l'Olt, Monts de Perșani.

Eléments de l'association palynologique vaslénienne à *Triadispora*.

- Fig. 5. — Genre et espèce nouv. Lame 7618/3; 17,2/101,8; 88μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 6, 8. — *Punctatisporites fungosus* Balmé 1963. Fig. 6, lame 7619/3; 24/105,1; 80μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani. Fig. 8, lame 7618/2; 11,4/116,1; 92 μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 7. — cf. *Carnisporites* sp. × 750. Lame 7618/1; 18,7/112,2; 55μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 9. — *Cyclotriletes?* sp. 1; (déterm. prov.). Lame 7617/2; 23,5/109; 83μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 10. — *Verrucosporites* cf. *thuringiacus* Mädlér 1964; (déterm. prov.). Lame 7631/2; 8/100; 64μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 11. — *Verrucosporites* cf. *thuringiacus* Mädlér 1964. Lame 7619/3; 19,3/114,3; 100μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 12. — *Verrucosporites* cf. *reinhardti* Visscher 1966. × 450. Lame 7631/1; 18,4/112; 96μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 13. — *Perotrilites minor* (Mädlér) Antonescu & Tagoureadea-Lantz 1973. Lame 7619/2; 7/108,4; 48μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.



E. ANTONESCU et al. Corrélation palynologique du Trias de Roumanie.
Pl. II.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.

193142



Institutul Geologic al României

PLANCHE III

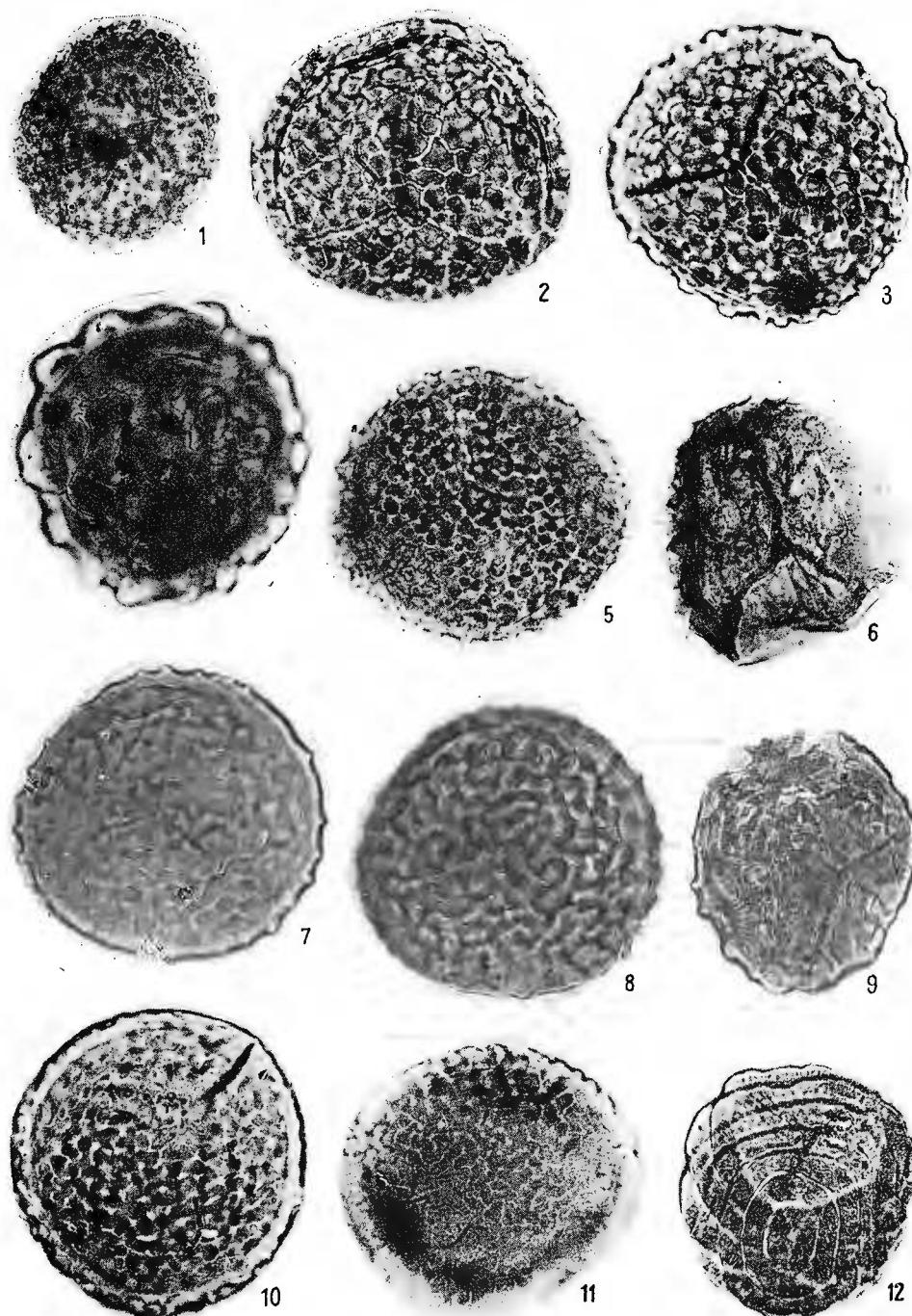
× 500

Eléments de l'association palynologique vaslénienne à *Triadispora*

- Fig. 1, 5. — *Anaplanisporites protumulosus* (Reinhardt) Schulz 1965. Fig. 1, lame 7631/5; 3/111,2; 63 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani. Fig. 5, lame 7617/5; 19,5/114,6; 83 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 2. — *Guttalisporites* cf. *elegans* Visscher 1966. Lame 7619/3; 19,2/116; 75 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 3. — *Verrucosporites* cf. *pseudomorulae* Visscher 1966. Lame 7619/3; 21,2/117,2; 83 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 4. — *Verrucosporites thuringiacus* Mädlér 1964. Lame 7618/3; 13,9/112,5; 78 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 6. — *Krauselisporites* cf. *cuspidus* Balme 1963. Lame 7631/10; 10/102,9; 73 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 7, 8. — *Retitriletes jenensis* (Reinhardt) Schulz 1965. Lame 7619/2; 8,8/115,2; 85 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 9. — cf. *Retitriletes* sp.; (déterm. prov.). × 450. Lame 7631/9; 8,5/96,5; 103 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 10. — *Convolutispora vicheri* Schulz 1965. × 400. Lame 7631/4; 21,5/103. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 11. — *Convolutispora* cf. *mellita* Hoffmeyer, Staplin & Mallory 1955. Lame 7619/3; 3,2/102,2; 75 μ . Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 12. — *Concentricisporites plurianulatus* Antonescu 1969. Lame 7712/21; 6,4/116,8; 68 μ . Măgura Domnească-Leaota.



E. ANTONESCU et al. Corrélation palynologique du Trias de Roumanie.
Pl. III.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României

123/42

PLANCHE IV

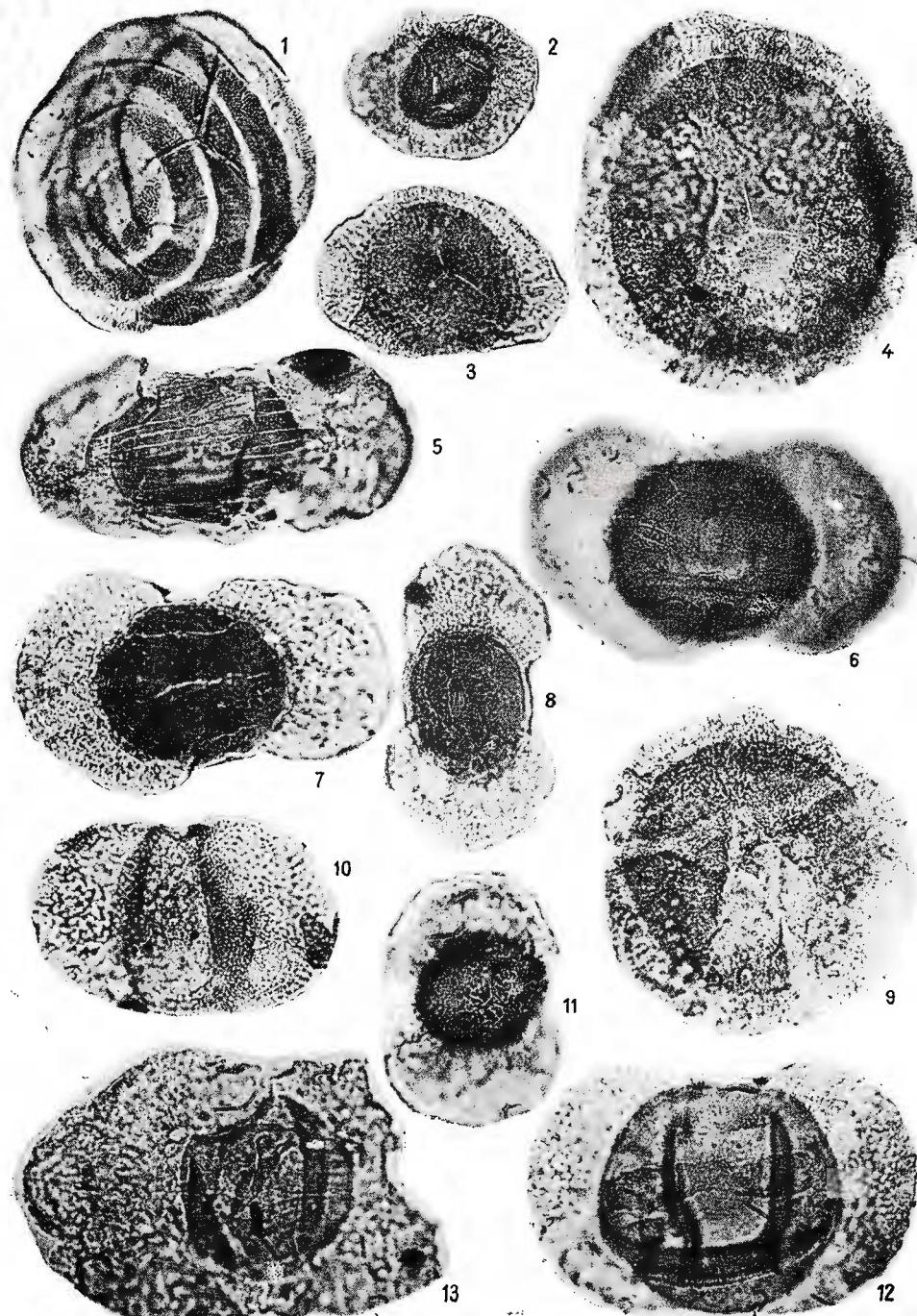
× 500

Eléments de l'association palynologique vaslénienne à *Triadispora*

- Fig. 1. — *Concentricisporites nevesi* Antonescu 1970. × 450. Lame 7617/12; 12/96; 95μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 2, 3. — *Triadispora crassa* Klaus 1964. Fig. 2, × 1000. Lame 7712/22; 15,6/116,1; 25 μ. Măgura Domnească-Leaota. Fig. 3, × 1000 lame 7619/3; 7,5/117,9; 65μ. Colline de Măgura Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 4. — *Triadispora muelleri* (Reinhardt & Schmitz) Visscher 1966 1964. × 750. Lame 7617/5; 16,6/116; 88μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 5. — *Striatobielites aytugii* Visscher 1966. Lame 7712/23; 12,9/123; 107μ. Măgura Domnească-Leaota.
- Fig. 6. — *Lunatisporites* sp. Lame 7712/21; 6/100; 103μ. Măgura Domnească Leaota.
- Fig. 7, 8. — *Lunatisporites multiplex* (Visscher) Scheuring 1970. Fig. 7, × 600, 7631/11; 24,5/104; 85μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani. Fig. 8, × 300, lame 7619/3; 21/113; 120μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 9. — *Triadispora muelleri* (Reinhardt & Schmitz) Visscher 1966. Lame 7619/3; 5/108,3; 90μ. Colline de Măgura Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 10. — *Alisporites* sp.; (déterm. prov.). × 400. Lame 7619/1; 5/101; 112μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 11. — *Triadispora* cf. *obscura* Scheuring 1970. Lame 7712/24; 23/116,6; 68μ. Măgura Domnească-Leaota.
- Fig. 12. — *Lunatisporites acutus* (Leschik) Scheuring 1970. Lame 7619/3; 14/118,5; 100μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.
- Fig. 13. — Pollen à corps central strié non identifiée. × 750. Lame 7631/6; 16,5/115; 100μ. Colline de Măgura, Veneția, Monts de Perșani.



E. ANTONESCU et al. Corrélation palynologique du Trias de Roumanie.
Pl. IV.



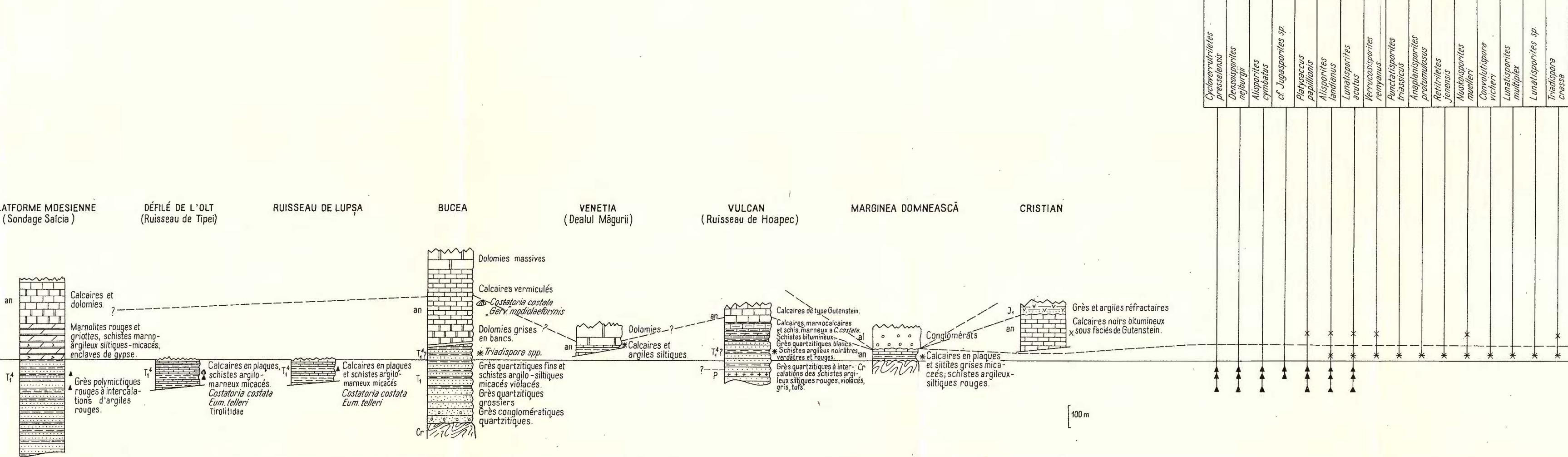
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.

123/42

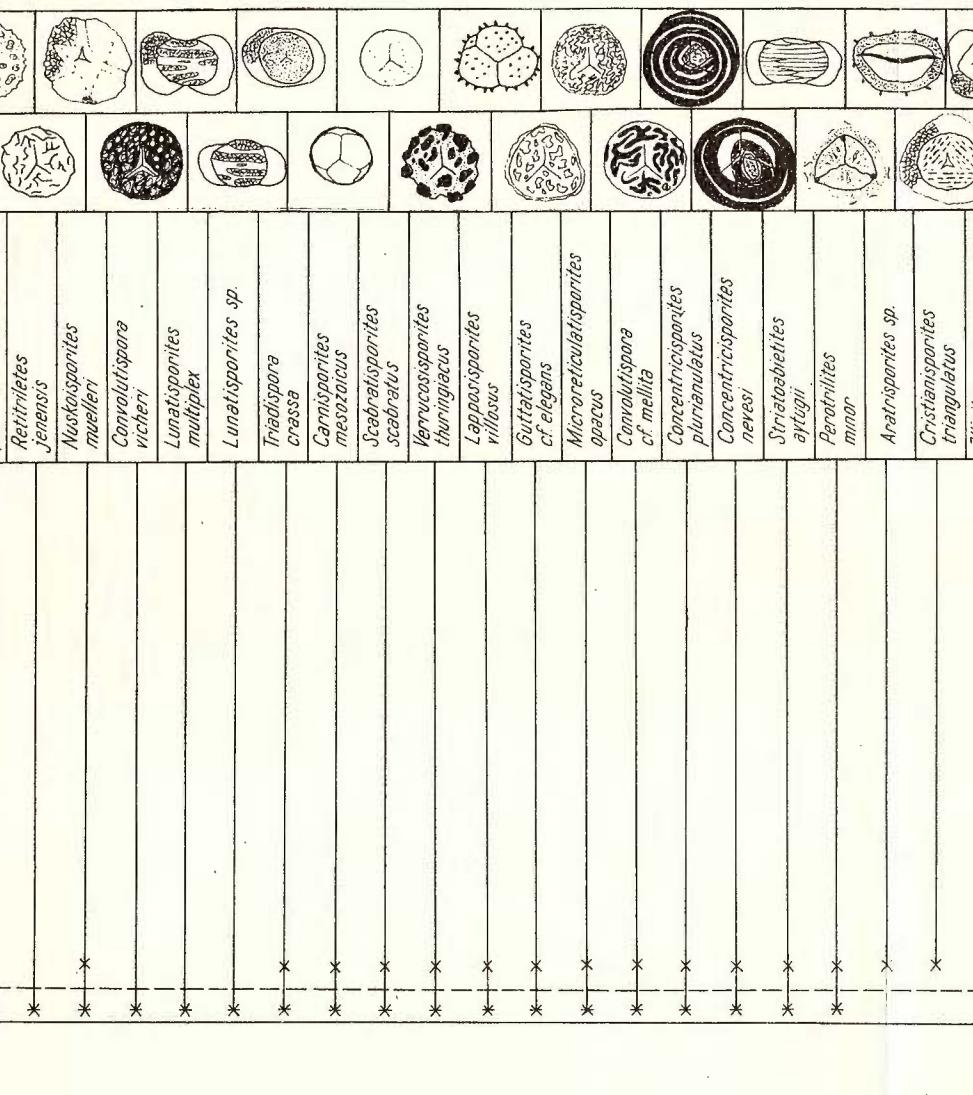


Institutul Geologic al României

CORRÉLATION PALYNOLOGIQUE DE QUELQUES FORMATIONS DE ROUMANIE ATTRIBUÉES AU TRIAS INFÉRIEUR ET À L'ANISIEN



RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE DE QUELQUES PALINOMORPHES CARACTÉRISTIQUES (KEY-SPECIES)



VASLENIEN	?	ANISIEN SUPÉRIEUR
	+	ANISIEN INFÉRIEUR
VETLUGIEN	+	SPATHIEN
	?	SMITHIEN

TABLEAU SYNOPTIQUE DES FORMATIONS DU TRIAS INFÉRIEUR ET DE L'ANISIEN DU TERRITOIRE ALPIN ET DU BASSIN
GERMANIQUE, D'APRÈS LES DONNÉES PALYNOLOGIQUES

E.Antonescu et al Corrélation palynologique préliminaire de quelques formations de Roumanie attribuées au Trias inférieur

P1.VI

INSTITUTUL DE GEOLOGIE SI GEOFIZICĂ. Dări de seismă vol. LXII / 5

x Association à *Cristianopites et Aratrispites*

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

* Association à *Triadispora* spp.

► Association à *D. neiburgii*

■ Association of the Foreign



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

DATE NOI ASUPRA GEOLOGIEI BAZINULUI SUPERIOR AL VIŞEULUI (MARAMUREŞ)¹

DE

IURI DONOS², MARIA-OLGA GEORGESCU²

Abstract

New Data on the Geology of the Vişeu Upper Basin (Maramureş). In the present paper, the author brings again forward for discussion the age of the flysch-like formation from the base of the Oligocene and of the Biru sandstone from the Vişeu Upper Basin. Relying on the data given by the micropaleontological analyses of the samples collected in this zone, one may reach the conclusion that the stratigraphic succession is the following: a) Prislop sandstones and conglomerates, whose upper part is considered Upper Eocene in age; b) flysch-like formation, Middle-Upper Oligocene in age, for which it is proposed the denomination of „Gura Fintinii Strata”, equivalent with the Oligocene schistous horizon of the central zones of the basin; c) Biru sandstone, Upper Oligocene in age, considered the shallow water equivalent of the Borşa sandstone.

Cercetările geologice efectuate în anii 1973-1974, s-au extins și asupra bazinului superior al râului Vișeu, ca parte componentă a unității flișului transcarpatic.

Primele date geologice sistematice, care au permis conturarea unei imagini unitare asupra părții estice a Maramureșului, inclusiv a perimetru-lui la care ne referim, aparțin lui Patruliș, Dimitrescu și Bleahu (1955). Mai tîrziu, cu ocazia unor prospecțiuni geologice de detaliu Iliescu et al. (1968, 1972) aduc noi contribuții la stratigrafia și tectonica regiunii.

Cercetările noastre ne-au condus la alcătuirea unei imagini stratigrafice și structurale care diferă oarecum de cea a antecercetătorilor (fig. 1).

¹ Predată la 17 martie 1975, acceptată pentru publicare la 28 martie 1975, comunicată în ședință din 4 aprilie 1975.

² Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice pentru hidrocarburi, str. Coraillor nr. 20, București, 32.

În cele ce urmează dăm, pe scurt, descrierea unităților litostratigrafice din bazinul superior al Vișeului, în împrejurimile complexului turistic Borsa (fig. 2).

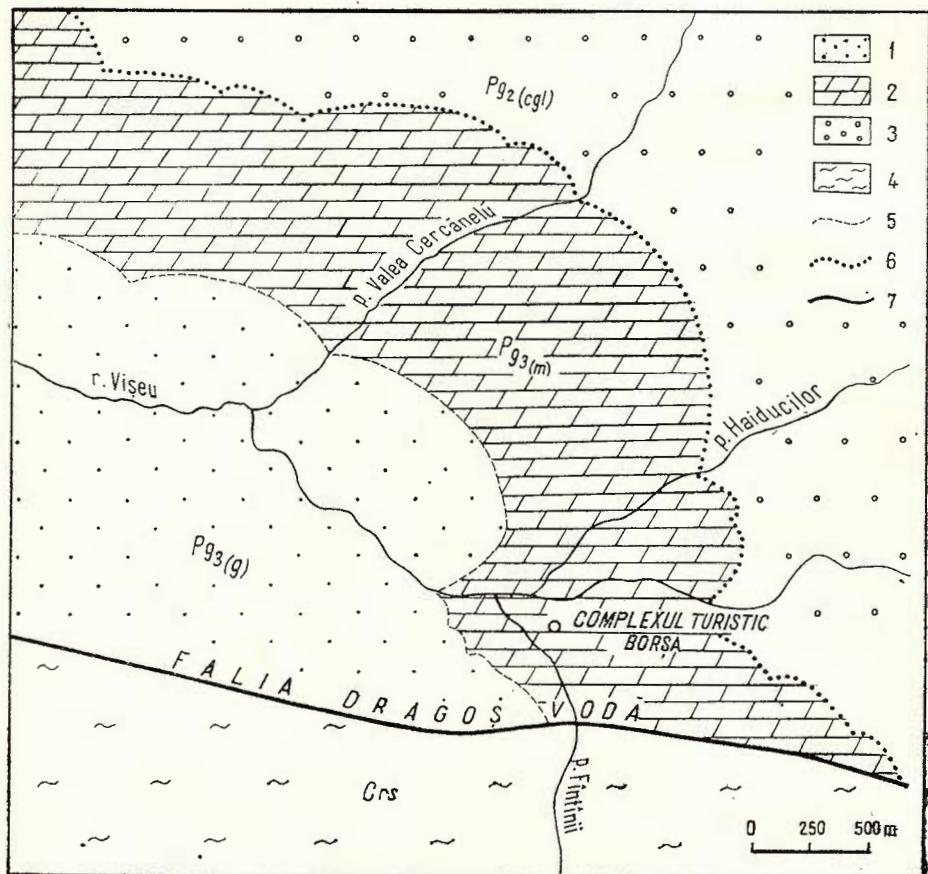


Fig. 1. — Schiță geologică a bazinului superior al Vișeului.

1, Oligocen, gresia de Borșa; 2, Oligocen, formațiunea flișoidă (strate de Gura Fîntinii); 3, Eocen, gresii și conglomerate de Prislop; 4, sisturi cristallins; 5, limită stratigraphică normală; 6, limită de transgresiune; 7, falie.

Esquisse géologique du haut-bassin du Vișeu.

1, Oligocène, le grès de Borșa; 2, Oligocène, la formation flyschoidé (couches de Gura Fîntinii); 3, Eocène, grès et conglomérats de Prislop; 4, schistes cristallins; 5, limite stratigraphique normale; 6, limite de transgression; 7, faille.

1. Eocenul. Depozitele eocene aparțin faciesului litoral-detritic separat pentru prima dată de către Patrulius, Dimitrescu și Bleahu (1955) și sunt reprezentate prin partea superioară a orizontului

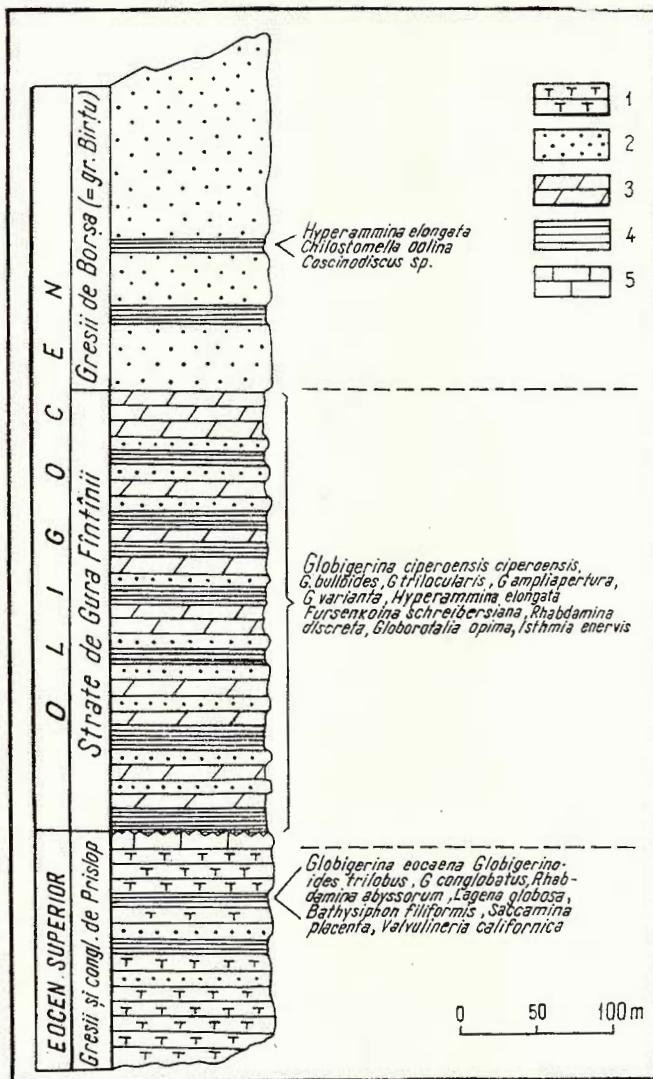


Fig. 2. — Coloană stratigrafică în bazinul superior al Vișeului.

1, conglomerate; 2, gresii; 3, marne; 4, argile; 5, calcare.

Colonne stratigraphique dans le haut-bassin du Vișeu.

1, conglomérats ; 2, grès ; 3, marnes ; 4, argiles ; 5, calcaires.

gresiilor și conglomeratelor de Prislop. Din punct de vedere litologic, orizontul este format dintr-o succesiune de conglomerate polimictice și gresii grosiere silicioase. Elementele din conglomerate ilustrează petrografia mai multor formațiuni carpatic pre-eocene (jaspuri, radiolarite, calcare silicioase negre, gresii cuartitice și arkoziene), fondul fiind format din fragmente de șisturi cristaline. Gradul de sortare și rulare a elementelor este diferit, ceea ce sugerează apropierea ariei de origine a materialului detritic de zona de acumulare. Gresiile sunt de tip grauwacke, cu granulație grosieră, cu o foarte slabă granoclasare, dure, dezvoltându-se în bâncuri masive metrice. Intercalațiile pelitice sunt cu totul locale, au un caracter lenticular și sunt reprezentate prin argile verzui, nisipoase, micaferic.

În ce privește vîrsta gresiilor și conglomeratelor de Prislop, aceasta a fost o problemă controversată încă de la primele cercetări efectuate în regiune. Astfel, primul cercetător care semnalează prezența lor în zonă, Z a p a l o w i c z (după P a t r u l i u s et al., 1960), atribuie această formătire Cenomanianului în facies carpatic. Mai tîrziu, K r à u t n e r (după P a t r u l i u s et al., 1960) este de aceeași părere, pentru că mult mai recent (P a t r u l i u s et al., 1955, 1960; I l i e s c u et al., 1968, 1972) orizontul să fie atribuit Eocenului, respectiv Lutetianului. S z a s z (1974) propune pentru partea inferioară a seriei denumirea de „formătire de Ajmăru Mare” (Santonian superior-Campanian), iar pentru partea superioară menținerea denumirii de „orizontul gresiilor și conglomeratelor de Prislop”, de vîrstă Eocen superior (Lutetian?). Datele pe care le deținem din regiuni limitrofe (D o n o s și G e o r g e s c u , 1973³), precum și analizele micropaleontologice efectuate⁴ pe probe recoltate din partea superioară a orizontului gresiilor și conglomeratelor de Prislop din bazinul superior al Vișeului pledează pentru vîrsta eocen-superioară a segmentului stratigrafic respectiv. Asociația microfaunistică este destul de săracă și este dominată de prezența masivă a formelor aglutinante: *Globigerinoides trilobus* (R e u s s), *G. conglobatus* (B r a d y), *Globigerina eocaena* C u s h m ., *Rhabdammina abyssorum* M. S a r s , *Dendrophryna latissima* G r z y b ., *Buliminax pupoides* d’O r b ., *Valvulinaria californica* C u s h ., *Lagena globosa* M o n t a g u , *Bathysiphon filiformis* M. S a r s , *Saccamina placenta* (G r z y b .), *Trochamminoides proteus* K a r r e r , *Haplophragmoides emaciatus* (B r a d y). Peste gresiile amintite urmează mărne nisipoase verzui apoi un banc de calcar cu ortofragmine.

2. Oligocenul. În perimetrul la care ne referim, depozitele oligocene stau transgresiv și discordant peste gresiile și conglomeratele de Prislop și alcătuiesc două formațiuni:

a) O formătire flișoidă, bine dezvoltată în valea Vișeului și pe pîrîul Haiducilor (afluent pe dreapta al Vișeului) și cu aflorimente mai

³ I. D o n o s , M. G e o r g e s c u . Raport final privind cercetările geologice în regiunea Dragomirești-pasul Prislop (Maramureș). 1973. Arh. IPGGH, București.

⁴ Toate analizele micropaleontologice au fost executate de către dr. I. C o s t e a și V. T e o d o r e s c u , de la ICPTG, București.

mediocre pe valea Cercănelului. Din punct de vedere litologic, suntem în prezență unei alternanțe ritmice de marne, argile și gresii de culoare predominant cenușie-verzuie. Marnele și argilele sunt nisipoase și micaferă, iar gresiile, cu bobul fin pînă la mediu, sunt micaferă și ușor curbicorticale. Ca și în cazul gresiilor și conglomeratelor de Prislop, formațiunea flișoidă din bazinul superior al Vișeului a constituit obiectul unor păreri contradictorii în ce privește vîrstă. Patrulius et al. (1955) echivalează această formățiune cu stratele de Valea Carelor din regiunea Săcel și o localizează în complexul inferior al Oligocenului. Iliescu et al. (1968) consideră marnele și argilele cu intercalării de gresii ca fiind un echivalent parțial al stratelor de Petrova, atribuindu-le Eocenului mediu, cu posibilitatea să treacă și în Eocenul superior. Aceiași autori includ această formățiune în faciesul neritic-litoral al Eocenului, ca echivalent marginal al marnelor de Vaser. Asociația micropaleontologică conținută de probele recoltate de noi din cuprinsul acestei formățiuni se caracterizează prin prezența masivă a globigerinelor (*G. ciperoensis ciperoensis* Bölli, *G. bulloides* d'Orb., *G. trilocularis* d'Orb., *G. ampliapertura* Bölli, *G. varianta* Subb.), alături de care apar și *Hyperammina elongata* Brady, *Isthmia enervis* Ehren., *Fursenkoina schreibersiana* (Czjek), *Globorotalia opima* Bölli, *Rhabdammina discreta* Brady. De remarcat prezența formei index *Globigerina ciperoensis ciperoensis*. În flișul Carpaților Orientali, o astfel de asociatie se întâlnește în faciesul de Fusaru sau Pucioasa, în intervalul dintre stratele de Podu Morii și cele de Vinețisu, deci în partea medie-superioară a Oligocenului. Formațiunea flișoidă din bazinul superior al Vișeului reprezintă deci un echivalent al orizontului sistos cu disodile și sferosiderite care stă în baza depozitelor oligocene din zona centrală a Maramureșului. Tinând seama de individualitatea sa litologică, propunem pentru formațiunea flișoidă a Oligocenului din bazinul superior al Vișeului (împrejurimile complexului turistic Borșa), denumirea de „strate de Gura Fîntinii”, după pîriul cu același nume, affluent pe stînga al Vișeului. Aceste strate reprezintă un litostratotip pentru formațiunea inferioară a Oligocenului într-un facies de mare mai puțin adîncă și mai bine aerată decit faciesul în care s-au depus șisturile argiloase disidiforme din zonele centrale ale Maramureșului.

b) Gresia de Birțu se dispune normal și în continuitate de sedimentare peste formațiunea flișoidă a Oligocenului („stratele de Gura Fîntinii”). Întrucît litologia acestei formațiuni este bine cunoscută, nu vom mai reveni asupra ei. În privința vîrstei sale, părerile au fost împărțite. Patrulius et al. (1955) au considerat că este vorba de un episod grezos intercalat în stratele de Valea Carelor, deci ar apartine complexului inferior al Oligocenului. Iliescu et al. (1968) atribuie acestei serii grezoase valoare de orizont individualizat în cadrul Eocenului, pentru că ulterior să revină asupra acestei păreri, susținînd (1972) — ca și Patrulius et al. (1955) — că ar fi un episod puternic grezos localizat în cuprinsul complexului negru tectonizat corespunzător straterelor de Valea Carelor, cărora însă le conferă o vîrstă eocenă.

Poziția normală și în continuitate de sedimentare peste formațiunea flișoidă cu *Globigerina ciperoensis ciperoensis* (= strate de Gura Fîntinii) și conținutul propriu, destul de sărac, în microfaună (*Hyperammina elongata* Brady, *Chilostomella oolina* Schware, *Coscinodiscus* sp.) permit ca „Gresia de Birțu” să fie atribuită Oligocenului superior, reprezentând echivalentul complexului gresiei de Borșa, depus într-o zonă cu ape mai puțin adânci și cu un aport masiv de material clastic grosier.

BIBLIOGRAFIE

- Hedberg D. Hollis, editor (1970) Preliminary Report on Stratotypes. *Intern. Geol. Congress, Report No. 4, Montreal, Canada.*
- Patrulius D., Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în valea Vișeului și în împrejurimile Săcelului (Maramureș). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951–1952), București.
- , Motas I., Bleahu M. (1960) Structura geologică a Maramureșului românesc. *Mater. Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, vol. 1, Kiev.
- Szasz L. (1974) Poziția stratigrafică a gresiilor și conglomeratelor de Prislop în estul bazinului Borșa (Maramureș) și unele considerații asupra Neocretacicului din Maramureș și munții Bîrgăului. *D. S. Inst. Geol. LX/5*, București.

NOUVELLES DONNÉES SUR LA GÉOLOGIE DE LA HAUTE VALLÉE DU VIȘEU (MARAMUREȘ)

(Résumé)

Les auteurs reprennent, à partir d'arguments microfaunistiques, la discussion sur le problème de l'âge des dépôts qui se développent dans la haute-vallée du Vișeu, aux alentours du complexe touristique de Borșa.

Ainsi, les associations micropaléontologiques rencontrées dans les intercalations pélitiques de la partie supérieure des grès et des congolérats de Prislop plaident en faveur de l'âge éocène supérieur — au moins pour cette partie de la formation.

La microfaune de la formation flyschofde qui surmonte les grès et les congolérats de Prislop, dont on voit se détacher l'espèce-index *Globigerina ciperoensis ciperoensis* Bölli, nous porte à considérer cette formation d'âge oligocène moyen-supérieur, équivalant la partie supérieure de l'horizon schisteux à dysoides de la base de l'Oligocène en faciès de mer plus profonde, situé au centre du bassin. Compte tenu des particularités lithologiques et microfaunistiques de la formation flyschofde, on propose pour celle-ci le nom de „Couches de Gura Fîntinii”.



Le grès de Birju, qui suit normalement et en continuité de sédimentation, est considéré d'âge oligocène supérieur, étant équivalé avec le complexe du grès de Borșa, qui se développe plus à l'ouest du périmètre étudié par nous.

ÎNTREBĂRI

T. Popescu : De la gresia și conglomeratele de Prislop, pe care le-ați datat ca aparținând Eocenului superior, la seria flișoidă (stratele de Gura Fîntinii), de vîrstă oligocen mediu-superioară, există continuitate de sedimentare sau raporturi de transgresiune ?

Răspuns : Între formațiunile gresiilor și conglomeratelor de Prislop și stratele de Gura Fîntinii există o lacună de sedimentare.

DISCUȚII

F.I. Antonescu : Lucrările executate în ultimii ani de către geologii de la I.P.G.G.H. în bazinul Maramureș au reușit să facă o orizontare litostratigrafică a depozitelor paleogene din această unitate structurală, bazată pe un studiu detaliat al litofaciilor, corroborat cu analize microfaunistice sistematice. Astfel, pentru depozitele eocene s-a reușit stabilirea unor zone (zona cu *Glomospira* și *Trochamminoides*, zona cu *Cyclammina amplectens*, zona cu aglutinante mari și zona cu erupție de globigerinide) care se coreleză perfect cu zone similare din Carpații Orientali și polonezi. De asemenea, unele asociații microfaunistice au permis orizontarea litostratigrafică și a depozitelor oligocene. În acest context se înscrie și comunicaarea autorului, care în formațiunile ce aflorează pe rama bazinului, pe baza criteriilor microfaunistice și litofaciale, separă termeni ce se coreleză atât cu formațiunile în facies de fliș din zona centrală a bazinului Maramureș, cit și cu cele corespunzătoare din Carpați.

Mariana Iva : În asociația micropaleontologică a conglomeratelor de Prislop sunt prezente microfosile caracteristice părții terminale a Eocenului superior, cu *Globigerapsis* și foraminiifere aglutinante mari, dar nu și *Globigerinoides trilobus*, specie caracteristică Miocenului.





Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

LE JURASSIQUE ET LE CRÉTACÉ DES MONTS MIROČ ET VELIKI GREBEN (SERBIE ORIENTALE) ET UN NOUVEAU REGARD SUR LEUR TECTONIQUE¹

PAR

V. MÁRKOVÍĆ et A. DANILOVA³

Abstract

The Jurassic and Cretaceous Formations of the Miroč and Veliki Greben Mountains (Eastern Serbia) and a New View about Their Tectonic Structure. The stratigraphical succession of the lithofacies of the Jurassic and Cretaceous Formations are analysed. All chronostratigraphical stages from Middle Jurassic to Upper Cretaceous are paleontologically proved. Different lithofacies, especially in the Upper Jurassic and the Neocomian, are distinguished. The existence of the Getic Nappe, the Infragetic (Severin) Nappe and the Danubian Autochthonous on the Jugoslavian territory are demonstrated.

Les monts Miroč et Veliki Greben qui appartiennent aux Carpates se trouvent dans la partie NE de la Yougoslavie. Leur structure géologique a fait l'objet de nombreuses recherches géologiques, situation illustrée par la bibliographie annexée à cet ouvrage.

Le but principal de notre note est l'analyse du développement du Jurassique et du Crétacé dans le Miroč et le Veliki Greben, vu que ce dernier temps de nouvelles données concernant ces formations importantes pour la connaissance de la géologie de cette région ont été acquises. Nos études ont permis la caractérisation et la subdivision stratigraphique (jusqu'à la catégorie de l'étage) du Dogger, du Malm et de presque tout le Crétacé de cette partie de la Serbie de NE.

¹ Reçu le 5 Mai 1975, accepté le 22 Septembre 1975, présenté à la séance du 27 Mai 1975.

² Institut Géologique et Géophysique, Belgrade — Yougoslavie (observations de terrain et interprétations tectoniques).

³ Même adresse. Données micropaléontologiques et interprétation biostratigraphique.



Jurassique

La plus ancienne partie du Mésozoïque de la région est le Lias du ruisseau Turija, signalé pour la première fois par M. Andjelković (1959). Conformément aux données dont nous disposons, cet affleurement serait l'unique d'âge indubitablement liasique de la zone étudiée. Le temps a prouvé que les autres formations mentionnées comme liasiques dans la littérature, appartiennent en réalité au Carbonifère (S. Nešić, 1958), aux couches de Sinaïa, c'est-à-dire au Néocomien (V. Marković, D. Urošević, 1970), au Dogger et au Crétacé inférieur (V. Marković, A. Danilova, 1968-1971).

Les dépôts du Dogger se disposent transgressivement et en discordance : dans le Veliki Greben ils reposent au-dessus du massif cristallin de Crni Vrh et Cigansko Groblje, des roches magmatiques de Veliki Greben et du Carbonifère de Jabukovac, tandis que dans le Miroč ils recouvrent le massif cristallin et les granodiorites de Pecka Bara et de Mihajlov Ponor. Ils débutent par des conglomérats surmontés par des grès de type subgrauwacke, au-dessus desquels suit une alternance d'argilites sableuses, argilites, charbons et calcaires sableux. L'épaisseur du Dogger ne dépasse pas 50 m.

Dans les calcaires sableux à fossiles, au-dessus et au-dessous du niveau à charbons, à la base du Dogger (les ruisseaux Mastakan, Velika et Mala Račica, Soja et Fajniš), d'après D. Urošević, a été trouvée la suivante macrofaune du Bajocien supérieur et du Batoniens inférieur : *Ostrea acuminata* Sow., *O. subrugulosa* Sow., *Mytilus furcatus* Goldf., *Plagiotostoma cf. sulcata gingense* Quenst., *Camptonectes* sp., *Lima semicircularis* Goldf., *Gervilleia monotis* Deslong., *Terebratula cf. perovalis* Sow., ammonites du groupe *Parkinsonia* Bayle et *Praeparkinsonia* Schm.-Krum.

Les mêmes calcaires affleurant sur les ruisseaux Soja, Turija, Popadija, Prčojića-Potok ont délivré une microfaune également médiogéologique, d'après A. Danilova ; y a été déterminée une association bentique typique, constituée de fragments de crinoïdes, spongiers, mollusques, coraux, foraminifères (Lagenidae, Ophthalmodiidae, *Trocholina* gr. *palastiniensis* Henson, *Trocholina* sp., Textulariidae, *Apterinella* sp., *Placopsilina* sp.), „organisme multicellulaire” (d'après Cuvalier) et algues encroûtantes.

Ces dépôts contiennent aussi une flore fossile, qui d'après Lj. Milošanović, serait apparentée à la flore du Dogger de Sibérie (la prédominance des glincoacées et l'absence presque totale des cicadophytes). Y ont été déterminés : *Equiselites columnans*, *Neocalamites* sp., *Ginkosibirica* sp., *Baiera longifolia*. C'est la première fois qu'on découvre une flore médiogéologique en Serbie.

L'intervalle du Callovien est marqué par le microfaciès à filaments.

Conformément à ce qu'on vient d'exposer, le Dogger de Miroč et de Veliki Greben peut être séparé en trois séquences, correspondant approximativement aux étages :

- inférieure, constituée de conglomérats, grès, argilites avec des niveaux à charbons et calcaires lités (Bajocien) ;
- moyenne, faite de grès, argilites et calcaires sombres, lités (Batonien) ;
- supérieure, formée de calcaires finement lités, sombres et blanchâtres (Callovien).

Les dépôts du Malm ont été trouvés dans les monts de Veliki Greben sur des superficies assez grandes, près de Kornjet, constituant cartographiquement une bande qui longe la faille de Miroč ainsi que dans de petites boutonnières, formées par les ruisseaux du versant occidental de la zone Veliki Greben, tels que le ruisseau Vratna, les ruisseaux Soja, Fajniš et d'autres, dans les monts de Miroč ; ils occupent une surface plus ou moins étendue dans la région de Veliki Šrbac-Visoki Čukar étant ouverts aussi par l'érosion au-dessous du Crétacé inférieur dans les ruisseaux Bubanj, Cvetanovac etc.

Le Malm est constitué de roches calcaires et montre des passages graduels autant au mur (Dogger) qu'au toit (Crétacé inférieur). Dans la partie inférieure des séquences du Jurassique supérieur affleurent des calcaires lités gris foncé et gris, parfois sableux. Ils passent au sommet peu-à-peu à des couches très épaisses, ensuite le litage devient irrégulier, en formant finalement les calcaires massifs, blanchâtres, fort karstifiés, quelquefois dolomitiques, du Malm supérieur.

Les divisions lithologiques du Jurassique supérieur présentées ci-dessus correspondent en général aux étages de cette période, quoique les passages progressifs d'un complexe à un autre rendent difficile la distinction précise, sur le terrain, de leurs limites.

L'étage Oxfordien est caractérisé par une association à dominance pélagique avec *Globigerina helvetojurassica* H s l., association qui contient également *Globochaete alpina* L o m b ., radiolaires, „sphères” et subordonnement des organismes benthiques.

Le Kimméridgien ne diffère pas, en ce qui concerne le microfaciès, de l'Oxfordien ; ici, au lieu de la forme caractéristique *Globigerina helvetojurassica*, les fossiles index sont les saccocomes, qui sont spécifiques pour le Kimméridgien et le Portlandien inférieur tandis que l'association qui les accompagne reste la même que dans l'Oxfordien.

Les formations du Portlandien — à rares exceptions — sont pélagiques aussi ; dans leur partie inférieure elles renferment l'association à saccocomes mentionnées ci-dessus, tandis que dans celles supérieures elles comprennent *Calpionella alpina* L o r ., *C. elliptica* C a d . et *Crassicollaria intermedia* D u r a n d D e l g a . Pourtant, comme une conséquence du morcellement synsédimentaire, se sont formées dans le même géosynclinal des formations récifales et d'autres formations d'eau peu profonde, fait qui a déterminé la coexistence, dans les clastites du Portlandien (et particulièrement dans le Néocomien), de la faune autochtone pélagique



avec des fragments de différents organismes d'eau peu profonde, tels que *Tubiphytes morronensis* Cresc., *Mercierella dacica* Draga., *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Protopeneroplis striata* Weynsch., *Labyrinthina mirabilis* Weynsch., *Pseudocyclammina litua* Yokoya, spongiers, coraux.

La macrofaune du Portlandien, qui a été déterminée par D. Urošević, provient des calcaires de Dževrin. On peut y séparer aussi un Portlandien inférieur, constitué de calcaires lités ou finement lités à *Rhynchonella subvariabilis* Haas, *Rh. lacunosa* Schloeth., *Trichites* et un Portlandien supérieur formé de calcaires blancs massifs à *Diceras arietinum* Lam., *Natica* sp. et d'autres mollusques.

Crétacé

Les dépôts du Crétacé occupent une aire bien plus large que ce qu'on a considéré jusqu'à présent. Leur grande ressemblance faciale avec les dépôts d'âge différent et aussi la pauvreté en macrofossiles ont retardé leur correcte séparation. Les nouvelles possibilités de division biostratigraphique qu'offre l'application conjointe de la méthode micropaléontologique et de l'analyse lithofaciale de terrain ont permis la séparation, dans le Crétacé, du Néocomien (avec la possibilité de séparer les parties inférieures et supérieures), du Barremien-Aptien, de l'Albien, du Cénomanien, du Turonien et du Sénonien.

Le Néocomien a été identifié tant dans le Miroč qu'aussi dans le Veliki Greben. Il est développé sous deux faciès : de type flysch (de Sinaia) et pélagique.

Les „couches” de Sinaia, une formation caractéristique de type flysch dans la Serbie orientale, qui de la Roumanie passe sur le territoire de la Yougoslavie, affleure le long de deux zones allongées, situées des deux côtés du massif cristallin de Tekija (V. Marković et A. Danilová, 1973). Les affleurements commencent dès le Danube au nord et prennent extension vers le sud. La zone occidentale arrive vers le sud jusqu'au ruisseau Vratna, celle orientale s'étendant jusqu'à Brza Palanka seulement ; elle réapparaît pourtant, plus au sud, étant ouverte par l'érosion dans le lit du ruisseau Zamna, sous les dépôts néogènes. Vers l'ouest, les deux zones sont délimitées par des dislocations majeures. Ainsi, la première prend contact le long de la dislocation Gorunovac-Planinica-Cvetanovac avec les dépôts du Crétacé moyen et supérieur, dans la partie septentrionale près de la frontière, et avec ceux du Crétacé inférieur dans la partie méridionale ; la deuxième zone est séparée par la dislocation de Dževrin, du massif cristallin de Tekija. Vers l'est les „couches” de Sinaia plongent sous les massifs cristallins — celles de la zone occidentale sous le massif de Tekija et celles de la zone orientale sous le massif de Sip.

La série de Sinaia est constituée d'une alternance de différentes variétés de grès, d'argilites et de calcaires. D'après la prédominance de certains „membres” de la série, „les couches” de Sinaia peuvent être divisées en trois horizons qui ont également une importance stratigra-



phique. Le premier prend part à la constitution des affleurements de la zone occidentale, les deux autres affleurant le long de la zone orientale. Ainsi, au sein de la série de Sinaia, nous avons distingué :

a) un horizon inférieur, constitué de dépôts sableux-argileux à tintinnides portlandien-supérieures, correspondant d'après beaucoup de caractères aux „couches d'Azuga” des géologues roumains (A. Codarcea, 1940 ; A. Codarcea et al., 1961, 1968) ;

b) un horizon médian, qui présente un faciès argileux-sableux calcaire et qui fait le passage vers :

c) un horizon supérieur, constitué principalement de formations calcaires ; les deux derniers horizons contiennent des associations d'âge portlandien-néocomien et peuvent être comparés avec les couches de Sinaia s.str. de Roumanie (A. Codarcea, 1940 ; A. Codarcea et al., 1961, 1968).

La série est finement litée à la base et passe à une stratification plus grossière vers le haut. Outre la stratification parallèle, on constate aussi l'existence de celle oblique et moins souvent entrecroisée, avec des traces de paléorelief, à bioglyphes, mécanoglyphes, fucoïdes, caractéristiques des formations de flysch. Les „couches” de Sinaia présentent des plis serrés iso- et monoclinaux, à vergences orientales, ce qui a pour conséquence que celles qui sont situées à l'ouest (zone occidentale) ont une structure plus calme que celles situées plus à l'est (zone orientale).

L'âge des „couches” de Sinaia est Portlandien supérieur-Néocomien, étayé par des arguments paléontologiques trouvés dans de nombreux points situés autant dans les affleurements occidentaux qu'aussi dans ceux orientaux. Dans les dépôts pélitiques du flysch, il y a des associations de tintinnides qui, selon l'horizon, sont ou bien du Portlandien supérieur, parmi lesquelles *Calpionella alpina* Lorenz, très fréquente, est accompagnée par *Crassicollaria intermedia* (Duran d-Delga) et rarement par *Calpionella elliptica* Cad., ou bien du Berriasiens-Valanginien avec *Calpionellites darderi* (Collow), *Calpionellopsis* spp., *Tintinnopsis carpathica* Murg. et Fill., *T. oblonga* (Cad.) et *T. colomi* Boller.

Les „membres” plus grossiers de la série flysch renferment, à part les formes pélagiques mentionnées, aussi de fragments resédimentés d'organismes d'eau peu profonde. Ils sont moins diversifiés dans l'horizon inférieur (*Tubiphytes morronensis* Cresc., codiacées, hydroïdes, bryozoaires), mais deviennent plus riches dans le Néocomien où des algues (*Cayeuxia anaë* Draga., *Cayeuxia* sp., *Vermiporella tenuipora* Conrad, *Bacinella irregularis* Rad., *Coptocampylodon fontis* Patr., *Salpingoporella annulata* Carozzi), des foraminifères (*Conicospirillina basilensis* Mohler, *Trocholina* spp., *Neotrocholina* sp., Miliolidae, Verneuilidae) et d'autres fragments d'organismes néritiques sont connus.

Le Néocomien pélagique est moins répandu que celui de type flysch. Il est développé sur le versant occidental de Veliki Greben et à l'ouest des calcaires jurassique-supérieurs de Veliki Šrbac et Visoki Čukar. Il est constitué d'une alternance de calcaires sableux lités et d'argilites sablouses. Celles-ci passent graduellement aussi bien aux calcaires jurassique-

supérieurs de leur mur qu'aux dépôts néritiques barrémien-aptiens de leur toit. Les particularités micropaléontologiques du Néocomien pélagique approchent de celles du faciès flysch. Les associations à tintinnides doivent être attribuées au Berriasién-Valanginien et celles à radiolaires, conditionnellement, à l'Hauterivien.

Le Barrémien-Aptien a été rencontré sur les versants occidentaux du massif Veliki Greben, constituant une bande qui part du Danube, près de Golubinje, au nord, et se poursuit à travers le village de Miroč, la source du ruisseau Urovica et le village de Vratna jusqu'à Jabukovac au sud. Dans la zone de Miroč, le Barrémien-Aptien a été trouvé près de Bele Vode et dans le mont Golo Brdo sur le Danube.

Les dépôts barrémien-aptiens ont été remarqués aussi dans les zones d'affleurement des „couches“ de Sinaia, près de Brza Palanka, de même que plus au sud, sur le ruisseau Zamna, où par-dessus les „couches“ de Sinaia se disposent des dépôts barrémien-aptiens, constitués d'une alternance grossière d'argilites sombres et de grès, correspondant aux couches de Comarnic du para-autochtone de Severin de Roumanie (C o - d a r c e a, 1940). En Yougoslavie, y ont été trouvé les suivants fossiles : orbitolines, *Nautiloculina*, *Debarina*, *Neotrocholina*, foraminifères ; algues *Dasycladaceae* (*Salpingoporella*, *Coptocampylodon*), Codiaceae et Corallinaceae (*Lithophyllum*, *Pseudolithothamnium album*), coraux, échinodermes, bryozoires, hydrozoires, vers, mollusques et d'autres organismes d'eau peu profonde. Ces formations barrémo-aptiennes ont été conservées soit dans les parties axiales des synclinaux, soit dans de petits grabens.

Outre le développement mentionné, il y a aussi un autre, moins répandu (Bele Vode, le ruisseau Mala Ravna, le ruisseau Jabukovac) où le Barrémien-Aptien est représenté par des calcaires, très semblables selon leur habitus à ceux jurassique-supérieurs. Mais, leur contenu paléontologique est différent, dans leur association étant cités des foraminifères : Orbitolinidae (*Orbitolina* et *Dictyococonus*), *Sabaudia minuta* (H o f k e r), *Melathrokerion praesigali* (B a n n e r), *Neotrocholina aptiensis* (I o v c h e - v a), *Coscinophragma cribrosum* (R e u s s), *Glomospira*, des algues : *Hali meda* (*Boueina*) *hochstetteri* (T o u l a), *Halimeda* (*Boueina*) *pygmaea* (P i a), *H. (Arabicodium) aegagrapiloides* E l l i o t t., *Pseudolithothamnium album* P f e n d e r, *Marinella lugeoni* P f e n d e r, *Diversocallis undulata* D r a g ., *Cayeuxia anae* D r a g ., *Bacinella irregularis* R a d ., *Vermiporella tenuipora* C o n r a d ., *Salpingoporella* cf. *melitae* R a d ., *Neomeris* cf. *cretacea* S t e i n m . et *Supiluliammaella polyreme* E l l i o t t.; *Coptocampylodon fontis* P a t r u l . et d'autres organismes néritiques.

L'Albien-Cénomanien a une répartition aréale plus réduite que ce qu'on a supposé jusqu'à présent. Il est conservé dans de petits témoins d'érosion, dans de petits grabens tectoniques et dans les zones synclinales des structures plissées. Dans le Veliki Greben il y a des dépôts de cet âge, à Jabukovac, au sud-ouest des monts Crni-Vrh de même que sur le ruisseau Golubinjski-Potok. Dans le Miroč, le Crétacé moyen est conservé : dans un étroit graben le long de la crête calcaires de Djevrin (du Danube jusqu'à Aliksar), dans une zone allongée située à l'ouest du massif

cristallin Tekija, à Štrbsko Korito et également dans les monts de Golo Brdo. Les dépôts albien-cénomaniens existent aussi dans les zones d'affleurement des „couches” de Sinaïa, où ils se disposent en transgression par-dessus de celles-ci et du Barrémo-Aptien.

Les roches d'âge albien-cénomanien sont des conglomérats, des grès et surtout des argilites gris foncé et des marnes sableuses verdâtres. La série est constituée de couches peu épaisses, jusqu'à finement litées ou même feuillettées. De ces couches a été décrite par M. Andjelković (1967) une macrofaune qui a été trouvée à Bobotska Česma. Ses éléments les plus caractéristiques sont les ammonites *Puzosia majoriana* d'Orb., et *P. planulata* Sov. Une association pareille a été déterminée aussi dans l'affleurement de Crni Vrh. Dans les calcaires sableux et argileux de ces endroits, S. Simonović et A. Danilova ont mis en évidence une microfaune généralement pélagique, albienne, à *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Planomalina buxtorfi* (Gand.), *Ticinella roberti* (Gand.), *Thalmanninella ticingensis* (Gand.), globigérines, calcisphères et radiolaires, et cénomanienne à *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *Rotalipora appenninica* (Renzi), *R. cushmani* (Morrrow), *Praeglobotruncana stefani* (Gand.), *R. delrioensis* (Plummer), lagénides, inocérames et ostracodes. À côté des formes pélagiques, les dépôts sableux albiens renferment aussi un petit nombre de foraminifères bentiques intéressants sont *Sabaudia* et *Glomospira*, probablement resédimentés de l'Aptien), des algues (surtout Corallinaceae), des spicules de spongiers, un détritus provenant d'échinodermes et bryozoaires, et également des coquilles de gastropodes et d'ostracodes.

Le Turonien-Sénonien a été tout récemment mis en évidence dans la Serbie de NE par des recherches micropaléontologiques qui l'ont prouvé seulement dans le district Štrbsko-Korito, depuis les monts de Buljbino Brdo jusqu'à Cvetanovac. Il est constitué d'argilites sableuses sombres, grès argileux et calcaires sableux, disposés en couches qui ne dépassent pas 0,40 m d'épaisseur. On constate un passage progressif et ininterrompu depuis le Crétacé moyen aux formations du Crétacé supérieur. Dans ces dernières on a trouvé *Globotruncana renzi* Thalmann et un plus peu haut sur la coupe — *Globotruncana ex gr. linneiana* (Orb.). Ces résultats et les observations de terrain ont permis d'affirmer qu'on y a une série continue de dépôts crétacés, depuis l'Albien jusqu'au Sénonien inférieur.

Les problèmes paléogéographiques du Jurassique et du Crétacé de Miroč et Veliki Greben

Après la phase continentale installée pendant le Trias, dans la région étudiée a pénétré la transgression liasique, qui dans une forme visiblement réduite, a affecté la zone de Štubik (affleurement du ruisseau Turija). La transgression médicojurassique bien plus intense a recouvert l'ensemble des dépôts liasiques et paléozoïques de Veliki Greben et Miroč.

Afin d'établir le caractère transgressif et la position discordante du Dogger, il faut se référer aux coupes des versants occidentaux et orientaux.

de Veliki Greben, où les conglomérats basals méadiojurassiques surmontent dans le district Jabukovac les roches cristallines et les dépôts carbonifères et à Crni Vrh et Cigansko Groblje — les roches magmatiques d'âge paléozoïque.

Le conglomérat basal est surmonté par des dépôts litoraux à charbons ; plus tard le milieu devient néritique à tendance d'affaissement illustrée par les microfaciès de mer plus profonde à radiolaires et à filaments du Callovien.

La transgression, concrétisée dans l'augmentation de la profondeur du bassin, a continué au cours du Malm ; l'exhaussement est apparu seulement dans le Barrémo-Aptien et a mené, à la fin de l'Aptien, à une brève emersion.

Les mouvements de la tectogenèse autrichienne *s.l.* qui ont commencé dans le Portlandien (les mouvements kimméridgiens récents) se sont manifestés, dans la zone étudiée, de différentes manières : au début, par l'accumulation du flysch et l'apparition des spilites et des tuffites, ensuite par l'exhaussement radical et évident à l'échelle régionale et enfin par la retraite complète de la mer à la fin de l'Aptien.

Pendant tout ce temps, c'est-à-dire depuis le Portlandien jusqu'à l'Aptien, s'est déroulée une érosion initiale sous-aquatique ensuite abrasive qui a modélisé les crêtes et à cause de laquelle, après une brève phase continentale attribuée à la fin de l'Aptien et au début de l'Albien, la mer albienne a pu largement et calmement s'étaler, sans formations basales grossières et avec une faible discordance au dessus de l'Aptien. Ensuite s'est installé directement un régime de mer ouverte, qu'on peut poursuivre jusque dans le Sénonien inférieur, qui est la plus jeune division du Crétacé établie avec certitude.

Le déroulement des événements post-doggeriens est étayé aussi par la succession des microfaciès. Ainsi, à partir du Malm, on constate l'alternance des associations suivantes :

- dans l'Oxfordien : pélagique à *Globigerina helvetojurassica* ;
- dans le Kimméridgien et le Portlandien inférieur : pélagique à saccocomes ;
- dans le Portlandien supérieur : pélagique à calpionelles (et à organismes d'eau peu profonde resédimentés dans les séquences grossières de la série de flysch) et d'eau moins profonde à paléocénoses néritiques ;
- dans le Néocomien : pélagique à tintinnopselles et radiolaires (et à organismes allochtones d'eau peu profonde, qui — de même que dans le Portlandien — se rattachent au développement de type flysch) ;
- dans le Barrémo-Aptien : néritique à orbitolines et algues (et à formes plus anciennes resédimentées, pélagiques ou d'eau peu profonde, même saccocomes kimméridgiens-portlandiens) ;
- dans l'Albien : „mixte”, à *Hedbergella* et Corallinaceae et secondairement à glomospires et sabaudies aptiens ;
- dans le Cénomanien : de nouveau pélagique à rotaliopores ;



- dans le Turonien-Sénonien : également pélagique à globotruncanes.

Tectonique

Etant donné que les recherches récentes ont offert un tableau complet et de détail sur le développement du Jurassique et du Crétacé du Miroč et du Veliki Greben et qu'on dispose aussi de nouvelles données sur la succession stratigraphique des formations plus anciennes que ces systèmes (le Westphalien et les grès rougeâtres permiens, V. Markovski, 1972), on peut analyser plus clairement et plus en détail la structure tectonique de ces montagnes.

Conformément à ces nouvelles données, on peut séparer clairement trois structures plicatives majeures :

- l'anticinal Veliki Greben ;
- le synclinal Urovica ;
- l'anticinal Miroč.

L'anticinal Veliki Greben comporte le territoire des monts du même nom, qui s'individualisent clairement du point de vue morphologique. À la construction de cet anticinal participent les suivantes formations géologiques :

- les roches métamorphiques avec un degré réduit de cristallinité de Crni Vrh et Cigansko Groblje, qui forment le noyau de cet anticinal ;
- les dépôts du Carbonifère-Westfalien sur le flanc ouest et steppaniens sur le flanc oriental de l'anticinal ;
- les grès permiens rougeâtres dans le flanc occidental ;
- les roches magmatiques de Crni Vrh et Cigansko Groblje (granodiorites et leurs différenciés) ;
- les dépôts jurassiques, c'est-à-dire Dogger et Malm, sur les deux flancs de l'anticinal ;
- les dépôts du Crétacé, à savoir : Néocomien pélagique, Barrémien-Aptien et Albien-Cénomanien, sur les deux flancs de l'anticinal.

Les formations qui constituent l'anticinal sont disloquées et serrées en plis isocinaux à vergences orientales. Elles sont coupées par des failles de différentes grandeurs, dont on distingue la faille de Miroč sur le flanc oriental et la faille de Crni Vrh sur le flanc occidental de l'anticinal.

Les formations qui participent à la constitution de cet anticinal se rattachent à l'autochtone (Danubien *sensu* Codarcea, 1940). Au dessus de l'autochtone reposent des masses cristallines avec un haut degré de cristallinité (le complexe des gneiss), constituant les lambeaux de recouvrement de Ukopana Glavica, Drenjar, Kosište etc., qui appartiennent à l'allochtone („gétique” ou nappe géтиque de Murgoci, 1905).

Le synclinal de Urovica est placé entre Veliki Greben et Miroč, c'est-à-dire entre les deux anticinaux majeurs de la région.

A la constitution du synclinal participent les formations du flanc oriental de l'anticinal Veliki Greben et du flanc occidental de l'anticinal

Miroč. Dans la zone axiale du synclinal affleurent les dépôts barrémien-aptiens qui sont les plus étendues et les plus jeunes formations du synclinal Urovica. Les dépôts qui forment le synclinal appartiennent également à l'autochtone. L'axe du synclinal a une direction NW-SE et plonge vers le NW.

L'anticlinal de Miroč est beaucoup plus compliqué. Il est constitué tant des formations de l'autochtone (Danubien), qu'aussi de celles du para-autochtone (infragétique)⁴, à savoir :

- les schistes cristallins avec un faible degré de cristallinité de Pecka Bara, qui affleurent dans l'axe de l'anticlinal ;
- les roches magmatiques de Pecka Bara (granodiorites et leurs différenciés) ;
- les dépôts jurassiques, plus exactement le Dogger de Pecka Bara et Mihajlov Ponor et le Malm de la région de Strbac-Visoki Cukar ;
- les dépôts du Crétacé et particulièrement le Néocomien pélagique dans le flanc occidental et les couches de Sinaëa dans le flanc oriental de l'anticlinal ; ensuite le Barrémo-Aptien sur le flanc oriental de l'anticlinal et ceux turono-sénoniens à Štrbsko Korito ;
- les calcaires sarmatiens près du village Podvrška ;
- „les grès de Dževrin“ près de Dževrin en Djerdap ;
- „la série d'Alikšar“, qui représente les plus jeunes formations dans le district Brza Palanka ;
- les dépôts de terrasse.

Au dessus des formations mentionnées⁵, qui se rattachent à l'autochtone et au para-autochtone de l'anticlinal de Miroč, reposent les formations avec un haut degré de cristallinité (le complexe des gneiss), c'est-à-dire les masses allochtones („gétique“ ou nappe gétique) de Sip, Tekija et Planinica et leurs lambeaux de recouvrement des monts Kraka Vaka Lui et Veliki Strnjak.

A la constitution de l'allochtone participent aussi les schistes cristallins de cristallinité réduite du district Kilmara, la soit-disant „série verte“ constituée de schistes sériciteux et sérito-chloriteux. Cette série recouvre les formations à haute cristallinité de Tekija et a été affectée par de nombreuses failles.

La tectonique rupturale est ici également intense. Parmi les failles à différentes directions et grandeurs on peut séparer surtout : la dislocation Podvrska, la dislocation Dževrin, la dislocation Kilmara et la dislocation Planinica-Gorunovac-Cvetanovac, qui ont intensément affecté l'aspect initial de l'anticlinal Miroč.

⁴ infragétique = nappe de Severin (N. Red.).

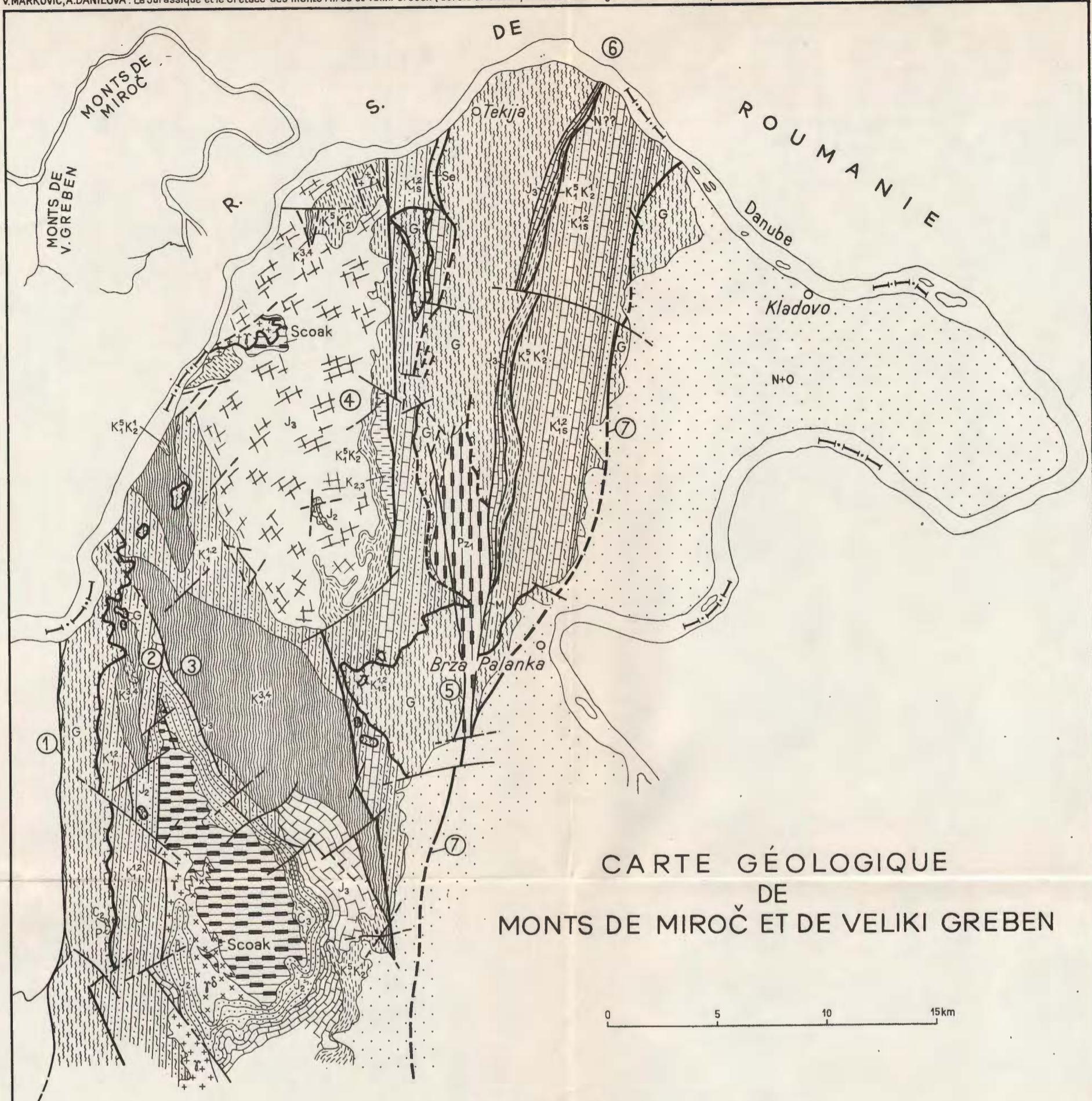
⁵ Exception faite des formations post-sénoniennes (voir la carte) N. Red.).

BIBLIOGRAPHIE

- Andjelković, M. (1959) Stratigrafija jure i krede na istočnim padinama Velikog Grebena u severoistočnoj Srbiji. *Geol. anali Balkanskog poluostrva*, knj. XXVI, Beograd.
- (1963) Novi podaci za geologiju severoistočne Srbije. *Zapisnici SGD za 1963. god.*, Beograd.
- Antonijević Iv. (1962) Razvice i paleogeografija srednje jure u istočnoj Srbiji. *Referati V savelovanja SGD FNRJ*, 1, Beograd.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol.*, vol. XX, 1936, București.
- , Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasim N., Năstaseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) *Ghidul excursiilor C. — Carpații Meridionali. — Assoc. geol. carp.-balc. (Congr. V-lea, 1961)*, București.
- , Bercia I., Boldor I., Constantinof D., Maier O., Marinescu F.I., Mercus D., Năstaseanu S. (1968). Geological Structure of the Southwestern Carpathians. *International Geological Congress, XXIII session*. Praga.
- Grubić A., Radović S. (1963) Prilog poznавању геологије severoistočне Србије. *Zapisnici SGD za 1960 i 1961 god.*, Beograd.
- Maksimović B. (1966) Osvrt na novu geotektonsku nomenklaturu istočne Srbije. *Zapisnici SGD za 1963*, Beograd.
- Marković V., Urosević D., Simonović S. (1970) Prilog poznавању stratigrafije severoistočне Србије. *Zapisnici SGD za 1970*, Beograd.
- , Bogdanović P., Danilova A. (1970) Razvije krede na istočnom krilu miročke antiklinale (istočna Srbija). *Materijali VII kongresa geologa Jugoslavije*, 1970, Zagreb.
- (1972) Srednja jura na Miroču i Velikom Grebenu. *Zapisnici SGD za 1972*, Beograd.
- , Danilova A. (1972) O stratigrafskom i tektonskom položaju dževrinskih pesčara u severoistočnoj Srbiji. *Zapisnici SGD za 1972*, Beograd.
- , Danilova A. (1972) O razviću barem-apta preko sinajskih slojeva na Miroču i Velikom Grebenu u severoistočnoj Srbiji. *Zapisnici SGD za 1972*, Beograd.
- , Danilova A. (1972) Prilog poznавању sinajskih slojeva u severoistočnoj Србији. *Zapisnici SGD za 1972*, Beograd.
- (1972) Nova lokalnost karbona i perma u severoistočnoj Srbiji. *Zapisnici SGD za 1972*, Beograd.
- Milovanović B. (1953) Stratigrafija i tektonika Miroča i Velikog Grebena u severoistočnoj Srbiji. *Vesnik Zavoda za geološka i geofizicka istraživanja*, knj. X, Beograd.
- Murgoci Gh. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpates méridionales. *C. R. Acad. Paris*, 31, VII.
- Nedić S. (1960) Karbon na istočnim padinama Velikog Grebena. *Zapisnici SGD za 1958*. Beograd.
- Pavlović M. (1933) Beleška o vardarskoj navlaci. *Vesnik Geol. instituta Jugoslavije*, knj. II, Beograd.
- Petković K., Andjelković M. (1960) Geološka evolucija Karpato-balkanskog geosinklinalnog prostora istočne Srbije i jedinstvo sastava i gradje Južnih Karpata i Balkana. *Geol. anali Balkanskog poluostrva*, knj. XXVII, Beograd.

- , Pantic N. (1963) O prealpskim pokretima u istočnoj Srbiji sa naročitim obzirom na mladovarski ubiranje. *Glas SAN CG II, Odeljenje prir.-matem. nauka, Beograd.*
- Stefanović P. (1962) Tercijar. Vodič za ekskurziju kroz istočnu Srbiju. *Savez geol. društava Jugoslavije, V Savelovanje, Beograd.*
- Groupe des auteurs (1967) Geološki pregled Karpato-balkanida istočne Srbije. *VIII kongres Karpatobalkanske asocijacije, 1967, Beograd.*





CARTE GÉOLOGIQUE
DE
MONTS DE MIROČ ET DE VELIKI GREBEN

LÉGENDE

[N+O]	Néogène - Quaternaire	[C ₃]	Carbonifère - Stéfanien
M	La série Aliksar	C ₂	Carbonifère - Westfalien
[N??]	Grès de Dževrin	Scoak	Paléozoïque - Cristallin de bas degré de cristallinité
[K _{2,3}]	Turonien - Senonien	Pz	Paléozoïque - Série verte
[K _{5,K₁}]	Albo-Cénomanien	G	Proterozoïque - Cristallin de haut degré
K _{3,4}	Barrémien - Aptien	①	Dislocation de Poreč
[K _{1,2}]	Néocomien - Couches de Sinaia	②	La faille de Crni Vrh
[K ₂]	Néocomien	③	La faille de Miroč
J ₃	Malm	④	La faille de Planinica - Gorunovac - Cvetanovac
J ₂	Dogger	⑤	La faille de Kiloma
[δ]	Granites - Granodiorites	⑥	Dislocation de Dževrin
P	Permien	⑦	Dislocation de Sip - Podvrška

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

FLIȘUL EXTERN ȘI MIOCENUL SUBCARPATIC DINTRE VALEA AGAPIEI ȘI VALEA ALMAȘULUI¹

DE

MIHAI MICU²

Abstract

External Flysch and Subcarpathian Miocene between the Agapia and Almașului Valleys. In this paper the author presents the stratigraphy and tectonics of flysch and molasse deposits in the above-mentioned area. Lithofacial variations of the Lower Miocene deposits in the Marginal Folds Unit and the Subcarpathian Miocene Zone are described and correlated. The tectonic style and the relationships between these units are presented, too.

Cercetările de teren efectuate între 1971-1974, ale căror rezultate le prezentăm în această lucrare, au avut ca obiect studiul stratigrafic și structural al flișului extern și al zonei miocene subcarpatice din sectorul cuprins între localitățile Agapia, Almașu, Topolița și Dobreni de la nord de Piatra Neamț.

De la W spre E se pot distinge în regiune trei mari unități care se încalăcă succesiv: pînza de Tarcău, unitatea cutelor marginale și zona miocenă subcarpatică, aceasta din urmă încălecind la rîndul ei depozitele sarmațiene aparținînd Platformei Moldovenești.

Stratigrafia depozitelor de fliș va fi tratată succint, în lucrare insistându-se în mod deosebit asupra posibilităților de corelare ale depozitelor molasei miocene subcarpatice, precum și asupra relațiilor structurale dintre flișul extern și zona miocenă subcarpatică.

Deși mențiuni asupra geologiei acestei regiuni datează încă de la sfîrșitul secolului trecut, unele dintre ele nu mai au în prezent decît o valoare istorică. Dintre lucrările geologice mai vechi, referitoare la flișul

¹ Predată la 4 aprilie 1975, acceptată pentru publicare la 15 mai 1975, comunicată în ședința din 31 mai 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



extern și molasa miocenă subcarpatică din Moldova Centrală, menționăm pe cele ale lui Athanasiu (1916), Athanasiu et al. (1927), Athanasiu (1939), Popescu-Voitești (1945). Între 1937-1960 Joja efectuează cercetări geologice de detaliu în sectorul cuprins între valea Rîșca și valea Cracăului. Rezultatele acestor lucrări sunt publicate (1950, 1952a, 1952b, 1959a, 1959b), sau sunt consemnate într-o serie de rapoarte geologice^{3, 4, 5}.

Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii se mai datorează lui Olteanu (1958), Borș (1956⁶, 1957⁷), Albu și Albuc (1958), Mirăuță et al. (1960)⁸, Mirăuță și Mirăuță (1964a,b), Mirăuță (1962, 1965), Stoica (1963a,b), Polonic și Polonic (1967, 1969¹⁰). Cercetări hidrogeologice pentru stabilirea prezenței sărurilor de potasiu în regiune au fost executate de Bandrabur et al. (1964).

STRATIGRAFIA

Regiunea cercetată cuprinde depozite paleogene și miocene aparținând pînzei de Tarcău, unității cutelor marginale și zonei miocene subcarpaticice.

Pînza de Tarcău

Depozitele acestei unități apar doar pe o mică porțiune în NW regiunii cercetate. În cuprinsul lor au fost separate: strate de Hangu superioare (strate de Putna), strate de Straja, strate de Sucevița, calcarale de Pasieczna, argilele roșii și verzi (strate de Strujinoasa) și stratele de Biserici.

³ T. Joja. Observații geologice în zona miocenă dintre capătul de SE al culmii Pleșu și valea Cracăului. 1946. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁴ T. Joja, O. Mirăuță, M. Dimian. Raport asupra unor cartări și revizuire geologice pe foaia 1:100.000 Tg. Neamț. 1958. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁵ T. Joja, E. Andreescu, S. Luță, G. Serban, Gh. Gheorghiu. Asupra prospecțiunilor geologice în zona miocenă și zona flișului marginal dintre V. Nemțisorului și V. Cracăului. 1960. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁶ T. Borș. Geologia regiunii Iapa-Crăcăoani. 1956. Arh. M.I.P.Ch., București.

⁷ T. Borș. Cercetări geologice în zona miocenă subcarpatică dintre Bălătești și p. Rîșca. 1957, Arh. M.I.P.Ch., București.

⁸ Șt. Albuc, Elena Albuc. Cercetări geologice în regiunea Hangu-Crăcăoani. 1958, Arh. M.I.P.Ch., București.

⁹ O. Mirăuță, A. Visarion, Gh. Bulgaru, M. Vasilescu, Gh. Vasilescu. Prospecțiuni geologice în sectorul Piatra Neamț-Mitocul lui Bălan. 1960. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹⁰ Gabriela Polonic, P. Polonic. Sinteza geologică a zonei miocene dintre V. Sucevei și V. Trotușului cu privire specială asupra perspectivelor de sare și săruri de potasiu. 1969. Arh. Inst. Geol. Geof., București.



Stratele de Hangu superioare (strate de Putna) sunt alcătuite dintr-o alternanță de calcare grezoase și gresii calcaroase cenușii în strate decimetrice și marne cenușii foioase. Spre partea superioară a acestor strate apar cîteva bancuri de calcare organogene cu *Lithothamnium* și cu elemente de roci verzi, cu grosimi între 0,4-1,2 m.

Vîrsta paleocenă a acestor strate a fost demonstrată pe baza asociațiilor de foraminifere (J o j a et al., 1963 ; G r i g o r a ș et al., 1966 ; Bratu și A l e x a n d r e s c u , 1970). Fără argumente paleontologice P o l o n i c și P o l o n i c (1967) consideră stratele de Hangu superioare din regiune ca apartinând Senonianului.

Stratele de Straja sunt constituite dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase silicificate în strate centimetrice, calcare silicificate verzi-albăstriei, spongolitice și șisturi argiloase sau marnoase verzui sau roșu-vișinii. Aceste strate constituie un bun reper litostratigrafic pentru delimitarea stratelor de Putna de stratele de Sucevița, care urmează peste stratele de Straja.

Vîrsta stratelor de Straja este paleocen-ypresian inferioară (J o j a et al., 1963 ; Bratu și A l e x a n d r e s c u , 1970 ; D u m i t r e s c u et al., 1971¹¹).

Stratele de Sucevița urmează peste stratele de Straja fiind reprezentate prin gresii calcaroase cenușiu-verzui cu hieroglife, avînd grosimi între 10-35 cm și marne argiloase verzi sau cenușii. Uneori în cuprinsul acestor strate apar și intercalății grezoase într-o oarecare măsură asemănătoare cu gresia de Kliwa, pentru care J o j a a introdus denumirea de gresie de Scorbura. Pe baza asociațiilor microfaunistice conținute de stratele de Sucevița, acestora li s-a acordat vîrsta eocen-inferioară (J o j a et al., 1963 ; D u m i t r e s c u et al., 1971¹²).

Restul depozitelor eocene ale pînzei de Tarcău din regiunea cerceată (calcarele de Pasieczna, argilele roșii și verzi și stratele de Bisericanî) au aceleași caractere litologice cu depozitele sincrone din unitatea cutelor marginale. Descrierea litologică și comentarii asupra vîrstei lor vor fi făcute la caracterizarea acestor depozite din unitatea cutelor marginale.

Unitatea cutelor marginale

În cadrul acestei unități au fost separate în regiunea studiată depozite de vîrstă eocenă, oligocenă și miocenă.

¹¹ I. Dumitrescu, Th. Joja, M. Săndulescu, Gr. Alexandrescu, Jana Săndulescu, Elena Bratu, M. Ștefănescu, M. Micu, Mariană Mărunteanu. Monografia formațiunilor din zona externă a flișului Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹² Op. cit. pct. 11.



Eocenul

Este dezvoltat într-un facies extern în care au fost separate stratele de Jgheabu Mare, calcarale de Pasieczna, argilele roșii și verzi și stratele de Bisericani.

Stratele de Jgheabu Mare, separate prima oară de Olteanu (1953) la sud de valea Bistriței, sunt alcătuite dintr-o alternanță de gresii calcaroase-cuarțoase și marne argiloase verzi. Bancurile de gresii au grosimi decimetrice sau metrice, intercalăriile pelitice fiind mult mai subțiri. Local se dezvoltă ca intercalării microconglomerate sau chiar conglomerate cu elemente verzi, care uneori conțin numuliți. Pentru aceste strate, la nord de valea Bistriței, O. Mirăuță și Elena Mirăuță (1964b) folosesc denumirea de orizont de gresii și argile verzi, generalizind o situație cu caracter local din valea Cuejdilului. În 1972¹³ am arătat că stratele de Jgheabu Mare apar și la nord de valea Bistriței, semnalând cu aceeași ocazie și prezența intercalărilor de gresii de tip Păltinoasa în stratele de Jgheabu Mare din bazinul Horaiței.

Determinările de microfaună (Bratu în Dumitrescu et al., 1971¹⁴) permit încadrarea stratelor de Jgheabu Mare la Eocenul inferior (Ypresian), ele fiind echivalente stratelor de Sucevița din pînza de Tarcău.

Calcarele de Pasieczna reprezintă un nivel cu caracter litologic constant situat între stratele de Jgheabu Mare și argilele roșii și verzi. În pînza de Tarcău ele separă stratele de Sucevița de stratele de Strujinoasa. Cu o grosime de 25-30 m, calcarale de Pasieczna sunt reprezentate prin strate de 25-30 cm de calcare fine, cenușii, bej sau verzui, albicioase pe fețele expuse alterației, și marne cenușii-verzui în strate centimetrice. Calcarele sunt micritice, conțin foraminifere calcaroase, coccolithophoridee și numeroși spiculi de spongieri care uneori pot reprezenta 20-30% din masa rocii. Componența detritică, cu o slabă participare procentuală în alcătuirea rocii, este reprezentată prin fragmente de cuarț și glauconit.

Asociațiile microfaunistice determinate de Bratu (în Dumitrescu et al., 1971¹⁵) indică pentru calcarale de Pasieczna vîrstă lutetian-inferioară, ca și asociația de macroforaminifere menționată de Ionesci (1971) în calcarale de Doamna din pînza de Tarcău în bazinul văii Moldovei.

Argilele roșii și verzi sunt dispuse peste calcarale de Pasieczna și au o grosime de 15-25 m, local putînd ajunge la 60-70 m (pîrul Cuejdel și valea Cracăului Negru, imediat la W de perimetru cercetat). Litologic sunt alcătuite dintr-o alternanță tipică de fliș, cu gresii verzui fine, în

¹³ M. Micu. Studiu geologic al flișului extern dintre pîrul Horaița și Valea Bistriței (jud. Neamț). 1972. Arh. Inst. Geol., București.

¹⁴, ¹⁵ Op. cit. pet. 11.

strate centimetrice, cu hieroglife la partea inferioară, marnocalcare cenușii-albicioase sau verzui cu numeroase fucoide mici și marne argiloase verzi și roșii-violacee. Frecvent gresiile sunt silicificate. Spre partea superioară a orizontului componenta marno-argiloasă a ritmurilor devine preponderentă, delimitarea de stratele de Bisericană din acoperiș fiind uneori dificilă.

Argilele roșii și verzi apar constant deasupra calcarelor de Pasieczna pe flancurile unor anticlinale cu strate de Jgheabu Mare în ax, anticlinale ce reprezintă prelungirea la nord de valea Cracăului a cutei Horaița-Doamna precum și în axul unui anticinal cu strate de Bisericană pe pîrîul Buhosu, la W de Filioara.

Nu putem fi de acord cu denumirea de strate de Buciaș acordată de Polonici și Polonici (1967) argilelor roșii și verzi din valea Cracăului, prin paraleлизarea lor cu stratele cu acest nume din bazinul Cașinului și valea Putnei (Vrancea). Precizăm că, în accepțiunea lui Dumitrescu (1963), stratele de Buciaș au în pat strate de Piatra Uscată și în acoperiș strate de Bisericană, conținind pe flancul de W al anticlinorului Coza, chiar în baza lor, o microfaună ypresiană (Brațu în Dumitrescu et al., 1971)¹⁶. Argilele roșii și verzi din semifereastra Bistriței stau, aşa cum am arătat, peste calcarele de Pasieczna (Lutetian inferior), avînd o microfaună caracteristică Lutetianului superior (Brațu în Dumitrescu et al., 1971)¹⁷. Vîrstă lutetian-superioară a acestui orizont de argile roșii și verzi este admisă și de Grigoraș et al. (1966) în datarea aceleiași orizont în bazinul Doamnei și concordă cu vîrstă acordată de Jaja et al. (1963) stratelor de Strujinoasa din semifereastra Gura Putnei.

Stratele de Bisericană. Cu caracterele litologice binecunoscute, aceste strate apar în axul unor structuri anticlinale de la N de valea Cracăului, precum și la sud de aceasta, pe flancul W al cutei Horaița-Doamna. Uneori în marnele cenușii, care formează o serie monotonă destul de groasă (300–400 m), apar diseminări galeți de roci verzi de tip dobrogean, precum și lentele sau strate lenticulare subțiri de marnocalcare sideritice, cu crustă de alterație brun-roșcată, caracteristică.

Gresia de Lucăcești alcătuiește un nivel constant de 10–15 m în acoperișul stratelor de Bisericană. Asociat bancurilor decimetrice de gresii cuarțoase albe, cu glauconit, apar intercalării marnoase cenușii care conțin o microfaună de globigerine caracteristică Priabonianului terminal.

Oligocenul

În regiunea cercetată, în cadrul depozitelor oligocene au fost recunoscute toate orizonturile separate în semifereastra Bistriței de cercetătorii anteriori (Olteanu, 1952; Mirăuță și Mirăuță, 1964b).

^{16, 17} Op. cit. pct. 11.

Orizontul menilitelor inferioare și al marnelor brune bituminoase.

Are în bază un pachet de 3-6 m de menilite în strate centimetrice, cu rare intercalării subțiri de șisturi disodilice sau gresii de Kliwa, a căror grosime nu depășește 1-2 cm. Peste acest pachet urmează marnocalcare bituminoase, de culoare brună în spărtură proaspătă și albe pe suprafetele de alterație, dispuse în strate groase sau în plăci de 0,2-0,5 m. Grosimea acestui nivel, ușor de urmărit datorită particularităților litologice și dezvoltării regionale, este de 15-25 m.

Orizontul șisturilor disodilice inferioare și al gresiei de Kliwa este dezvoltat în axul unor sinclinalde de la nord de valea Cracăului, pe flancul invers al anticlinalului Horaița-Doamna, precum și în flancul estic al anticlinalului fals Almașu, pe pîriul Horaița. Această din urmă apariție a fost menționată pentru prima oară de Olteanu în 1953 (în Olteanu, 1958).

Datorită alternanței foarte strînse de șisturi disodilice și de gresii de Kliwa, este dificil să se separe un orizont al gresiei de Kliwa și unul al disodilelor inferioare în semifereastra Bistriței, lucru arătat de toți cercetătorii care au lucrat în regiune. Orizontările sunt și mai mult complicate datorită invaziei conglomeratelor cu șisturi verzi, care în numeroase cazuri apar imediat deasupra marnelor brune bituminoase. Uneori, cum este cazul pe pîriul Secătura Mare de la W de Filioara, în orizontul disodilelor inferioare și al gresiei de Kliwa sunt remaniate blocuri de marne brune și menilite care, alături de elemente de șisturi verzi, alcătuiesc un banc de 1-1,2 m intercalat între strate de 0,5-0,8 m de gresie de Kliwa și pachete centimetrice de disodile foioase.

Orizontul șisturilor disodilice și al menilitelor superioare. Acest orizont apare dezvoltat pe o mică porțiune a pîriului Horaița în dreptul localității Poiana, în apropierea confluenței cu pîriul Lingurarului, unde pe lîngă disodile foioase cu solzi de pești apar menilite brune, rubanate, în strate de 1-2 cm. Grosimea acestui orizont pare a fi destul de mică (2-3 m), înscriindu-se de altfel în tendință generală de reducere a grosimii acestui orizont la nord de valea Bistriței, remarcată anterior de Mîrăută et al. (1960)¹⁸. Lipsa unor aflorimente mai concluzivă face dificilă aici separarea stratelor de Gura Șoimului, prin care se face trecerea la Formațiunea cu sare. Socotim însă ca foarte probabilă prezența lor, cu mențiunea, ca și la menilitele și disodilele superioare, că grosimea lor trebuie să fie destul de redusă, de ordinul a cîțiva metri.

Miocenul

Depozitele miocene ale unității cutelor marginale au o dezvoltare destul de mare în regiune, putînd fi urmărite continuu între valea Agapiei și valea Almașului, de unde se continuă, în afara perimetrlui cartat, pînă

¹⁸ Op. cit. pct. 9.

în valea Cuejdiului, la Gîrcina. Ele reprezintă, din punct de vedere tectonic, Miocenul flancului invers, recutat, al anticlinalului Horaița-Doamna apărind astfel sub forma unui anticlinal fals, care are în ax depozitele cele mai noi. Acest anticlinal, cunoscut din lucrările anterioare sub denumirea de anticlinalul fals Almașu, poate fi urmărit între Gîrcina și Poiana, iar după o scufundare axială, între Poiana și Crăcăoani, această structură se continuă în anticlinalul fals Băltătești-Văratec.

Formațiunea cu sare apare mai bine dezvoltată pe periclinul anticlinalului fals Almașu, la Poiana, la nord de valea Cracăului pe flancurile anticlinalului fals Băltătești-Văratec, precum și în prelungirea acestuia pînă în valea Agapiei. Litologic această formațiune este alcătuită din brecii, argile brecioase, sare gemă și săruri de potasiu. Breciile conțin argile cenușii sau verzui, gipsuri, fragmente de gresii verzi, elemente de șisturi verzi sub formă de galeti etc. Argilele sunt cenușii-negricioase și au intercalații de gipsuri, mai mult sau mai puțin impurificate cu material argilos, de gresii fine verzui sau cenușii în strate centimetrice, rubanate cu gips, sau avind chiar cimentul alcătuit din gips. Aceste argile sunt frecvent străbătute de diaclaze umplute cu gips secundar. În zonele de afloament ale acestei formațiuni sunt foarte frecvente izvoarele sărare.

Forajele executate în sectorul Crăcăoani-Băltătești au pus în evidență prezența mai multor lentile de sare gemă, cu intercalații de săruri de potasiu și magneziu, cantonate în depozitele argiloase ale acestei formațiuni.

Peste formațiunea cu sare de pe Pîriul Sărat de la Poiana, Mirăuță și Mirăuță (1964a) menționează prezența unui nivel de gresii cenușii cu fragmente cărbunoase pe care îl paralelizează cu gresia de Condor separată de Dumitrescu (1952) în valea Oituzului. Poziția stratigrafică a acestui nivel observat și de noi ar justifica asimilarea lui cu gresia de Condor, bine dezvoltat în valea Oituzului precum și în zona Moinești-Tazlău (Mirăuță, 1969). Remarcăm însă, pe de o parte grosimea mică a acestui nivel la Poiana, dezvoltarea lui cu totul locală și pe de altă parte prezența fără excepție și în cantități destul de mari a elementelor de șisturi verzi, în contrast cu slaba participare cantitativă a feldspațiilor (max. 5-10%). Din aceste considerente, suntem de părere că gresiile susmenționate pot să aparțină mai degrabă gresiei de Almașu, care pe acest profil urmează imediat peste Formațiunea cu sare. Situații similare am mai întîlnit de altfel în regiune și pe pîriul Mîngălușu, la N de Pîriul Sărat, precum și pe pîriul Rusca (Negrești).

Gresia de Băltătești. Introducem această denumire pentru a desemna un nivel grezos care se dezvoltă pe flancurile anticlinalului fals Băltătești-Văratec, între Formațiunea cu sare și conglomerate. Acest nivel grezos-argilos a fost remarcat și de Mirăuță și Mirăuță (1964a), care îl consideră ca „reprezentînd un facies intermediar între Formațiunea cu sare și faciesul conglomeratic (conglomerate de Almașu inferioare)”. Pe

harta autorilor susmentionați acest nivel este figurat însă ca gresie de Almașu, conglomeratele din axul anticlinalului fiind considerate conglomerate de Almașu superioare.

Gresiile de Băltătești se prezintă în strate de 0,1-0,3 m grosime și sunt formate în principal din elemente grosiere sau mediu granulare de sisturi verzi relativ bine cimentate. Uneori apar și microconglomerate cu galeți de sisturi verzi într-o matrice fin grezoasă friabilă, mai frecvente spre partea superioară a seriei, unde fac trecerea la conglomeratele de deasupra. Între pachetele grezoase se intercalează strate de argile siltice cenușii-verzui, cu grosimi centimetrice.

Grosimea gresiei de Băltătești variază între 20-40 m, fiind mai bine deschisă la Băltătești, pe pîrîul Prihojdia, imediat în amonte de confluența acestuia cu Pîrîul Sărăt, precum și pe pîraiele Valea Arini și Valea Seacă. La nord de acest din urmă pîrîu lipsa aflorimentelor face mai dificilă separarea acestora de conglomeratele din axul anticlinalului fals Băltătești-Văratec.

Microscopic gresiile sănt constituite predominant din fragmente de sisturi verzi, care imprimă rocii culoarea caracteristică. Subordonat apar fragmente de curăț, feldspati plagioclazi și rareori glauconit.

Mirăuță și Mirăuță (1964a) citează în baza faciesului conglomeratic din valea Almașului o succesiune ritmică de gresii verzi și argile cenușii-verzui în care intercalațiile conglomeratice apar subordonat, care reprezintă cu siguranță gresia de Băltătești separată de noi mai la nord. Am întlnit aceste gresii la confluența Pîrîului lui Mălai cu valea Almașului, însă grosimea mică a acestora nu permite aici separarea lor cartografică la scara hărții. Pe direcție aceste gresii din bazinul Almașului dispar sau sănt acoperite de contactul tectonic dintre depozitele oligocene și cele miocene.

Conglomeratele de Almașu inferioare. Au fost denumite astfel de Mirăuță și Mirăuță (1964a), fiind separate anterior de Borș (1956)¹⁹ sub denumirea de orizont conglomeratic inferior al Miocenului din anticlinalul fals Almașu. Aceste conglomerate sănt constituite din bancuri cu grosimi mari (1-10 m) care conțin în principal elemente de sisturi verzi cu dimensiuni și grad de rulare variabile, dispuse haotic într-o matrice grezos-argiloasă. Grosimea bancurilor este în funcție de dimensiunile galeșilor, care au de la cîțiva centimetri pînă la 1-1,5 m diametru. Între bancurile de conglomerate se intercalează în strate de 1-1,5 m gresii verzi, destul de slab cimentate, care frecvent au diseminăți galeți de 1-2 cm diametru de sisturi verzi.

Cu aceste caractere, conglomeratele de Almașu inferioare se dezvoltă cu grosimi între 200-250 m atît în flancul vestic al anticlinalului fals Almașu cît și în axul anticlinalului fals Băltătești-Văratec. Pentru conglomeratele de la nord de valea Cracăului Polonic și Polonic (1967) introduc denumirea de conglomerate de Băltătești, deși acestea

¹⁹ Op. cit. pct. 6.

nu diferă de conglomeratele de Almașu inferioare nici prin alcătuirea lito-logică, nici prin poziția stratigrafică. Fără a-și argumenta punctul de vedere, Polonici și Polonici (1967) nu sînt de acord cu părerea lui Mirăuță și Mirăuță (1964a), după care conglomeratele de Almașu inferioare reprezintă un facies conglomeratic ce substituie parțial Formațiunea cu sare. Acest lucru apare însă foarte clar din analiza situației de la W și S de localitatea Poiana. Aici flancul vestic al anticinalului fals Almașu este constituit din conglomerate de Almașu inferioare în baza căruia uneori pot fi recunoscute depozite ale Formațiunii cu sare, iar pe flancul estic se trece direct de la Formațiunea cu sare la gresia de Almașu, care în valea Almașului și la Gîrcina stă clar deasupra conglomeratelor de Almașu inferioare.

Conglomerate de Almașu inferioare am mai întlnit și în dealul Osoiu de la est de Băltătești. Ele sînt menționate prima oară de Joga (1952) care le consideră ca aparținînd orizontului mediu (conglomeratic) al Miocenului. Mirăuță și Mirăuță (1964a) le socotesc ca aparținînd faciesului conglomeratic al stratelor de Gura Șoimului, pe considerentul că între conglomeratele propriu zise apar ca intercalății argile cenușii-verzui fine, uneori bituminoase. Pe harta lui Polonici și Polonici (1967) acestea sînt atribuite orizontului conglomeratic al Oligocenului, iar în 1969²⁰ aceiași autori le asimilează „conglomeratelor de Băltătești”, echivalente cu conglomeratele de Almașu superioare.

Întrucît nu am întlnit nicăieri argilele cenușii-verzui, bituminoase, citate de Mirăuță și Mirăuță (1964a) în dealul Osoiu, sîntem de părere că aceste conglomerate reprezintă mai degrabă conglomeratele de Almașu inferioare, ca și conglomeratele de la Băltătești-Văratec. Echivalarea conglomeratelor de la nord de valea Cracăului cu conglomeratele de Almașu superioare ni se pare mai puțin probabilă pe considerentul că este greu de admis ca atît conglomeratele de Almașu inferioare cit și gresia de Almașu, cu o grosime însumată de mai multe sute de metri la numai 1 km la sud (Poiana) să dispară brusc, peste Formațiunea sării de la Băltătești urmînd să se depună direct conglomeratele de Almașu superioare (= conglomerate de Băltătești, *sensu* Polonici și Polonici, 1967).

Gresia de Almașu, denumită astfel de Mirăuță și Mirăuță (1964a) este considerată de acestia ca un orizont ce separă conglomeratele de Almașu inferioare de conglomeratele de Almașu superioare. Dezvoltată pe ambele flancuri ale anticinalului fals Almașu, aceasta are o grosime de 200–300 m, fiind constituită din gresii verzi cu intercalății de argile grezoase, siltite și microconglomerate. Bancurile de gresii au grosimi cuprinse între 0,3-1,5 m, în cuprinsul lor apărînd frecvent elemente mărunte, bine rulate, de șisturi verzi, ca și galeti moi, remaniati intraformatiional. Matricea este reprezentată printr-un detritus fin de șisturi verzi. În gresii se poate observa o stratificație oblică, stratificația gradată fiind mai rar întlnită. Silitetele și argilele siltice au grosimi centimetricice

²⁰ Op. cit. pct. 10.

sau decimetrice, stratificație paralelă, iar pe suprafața lor se pot observa ripple-marks-uri, impresiuni de pași de păsări și de paricopitate.

Conglomeratele de Almașu superioare sunt situate peste gresia de Almașu, fiind bine dezvoltate în bazinul Almașului. Au fost denumite astfel de Mîrăuță și Mîrăuță (1964a) și reprezintă orizontul conglomeratic superior recunoscut anterior de Borș (1956)²¹. În bancurile cu grosimi metrice de conglomerate, elementele au dimensiuni foarte variate, grad de rulare diferit și dispoziție haotică. Alături de elementele de șisturi verzi, care sunt predominante, în masa conglomeratelor mai pot fi recunoscute blocuri de calcare organogene mezozoice, calcare eocene cu numuliți, cuarțite etc., provenind ca și șisturile verzi din Vorland. Matricea, grezos-argiloasă, este în general de culoare verde, frecvent apărând și pete de culoare roșie. Bancurile de conglomerate au intercalații de gresii verzi grosiere sau microconglomerate.

După Mîrăuță și Mîrăuță (1964a) conglomeratele de Almașu superioare sunt echivalente cu conglomeratele de Pleșu, descrise de Jaja (1952). Mîrăuță (1969) consideră aceste conglomerate, împreună cu gresia de Almașu de dedesubt, echivalentul stratalor de Borzești din bazinul Tazlăului.

Gresia de Moișa urmează peste conglomeratele de Almașu superioare, suportind gipsurile din baza „orizontului” cenușiu. În anticinalul fals Almașu grosimea acestei gresii este de numai 20-30 m. Litologic este alcătuită dintr-o alternanță de gresii verzi fine sau grosiere cu siltite verzi în plăci. Ca poziție stratigrafică și conținut litologic corespunde gresiei de Moișa separată de Jaja (1950) încă din 1941 în zona miocenă subcarpatică dintre Rîșca și Agapia, în baza orizontului supraconglomeratic.

„Orizontul” cenușiu apare în axul anticinalului fals Almașu, peste gresia de Moișa. Pe pîriul Sasca are în bază intercalații de gipsuri (gipsul de Perchiu). „Orizontul” este format dintr-o succesiune ritmică de gresii cenușii micacee, slab cimentate, microconglomeratice în bază și marne cenușii fine. Grosimea bancurilor de gresii este cuprinsă între 0,2-1,3 m. Marnele cenușii sau slab verzui, sunt nisipoase sau argiloase și au stratificație paralelă. În bancurile de gresii stratificația este de obicei oblică la partea inferioară, trecind la stratificație paralelă către partea superioară. Uneori gresiile conțin resturi incarbonizate de plante. Bancurile de gresii subțiri sunt mai bine cimentate, au hieroglife pe față inferioară sau sunt sănțuite.

Zona miocenă subcarpatică

Este situată la exteriorul unității cutelor marginale, fiind alcătuită în perimetru cercetat numai din depozite de vîrstă miocenă.

²¹ Op. cit. pct. 6.

Din punct de vedere al distribuției faciesurilor la nivelul Miocenului inferior, au fost deosebite două sectoare: unul sudic, dezvoltat pe o porțiune restrinsă la est de localitățile Negrești și Dobreni și altul nordic, situat între Topolița și Oșlobeni.

În sectorul sudic au fost puse în evidență Formațiunea cu sare, cu caracterele cunoscute din unitatea cutelor marginale și un orizont roșu, care corespunde stratelor de Măgirești, mai bine dezvoltate la sud de perimetru cercetat. Lipsa aproape completă a aflorimentelor din acest sector a făcut ca în interpretarea situației de aici să ne bazăm aproape exclusiv pe datele forajelor efectuate pentru sare și săruri de potasiu. Borș (1956)²² și Mirăuță et al. (1960)²³ au remarcat că în acest sector sîntem în prezență unui facies intermedian, marnos-grezos, care face tranzitia între faciesul grezos-conglomeratic de la nord și de la Gircina-Almașu și faciesul marnos roșu bine dezvoltat la sud de Piatra Neamț. Împărțăsim acest punct de vedere întrucit într-adevăr faciesul din acest sector are caracter comune celor două faciesuri amintite.

Depozitele de deasupra Formațiunii cu sare din acest sector sunt alcătuite dintr-o alternanță de marne și argile cenușii-verzui sau roșii cu gresii verzi, rareori brun-roșcate, în strate centimetrice sau decimetrice. Gresiile au laminație oblică sau convolută și frecvent pe față inferioară au mecanoglife. Marnele argiloase predomină în general față de gresii.

În ceea ce privește Formațiunea cu sare din sectorul Negrești forajele efectuate au pus în evidență alături de sare gemă și unele acumulări de săruri de potasiu, la mai multe nivale.

În sectorul nordic (Topolița-Oșlobeni), depozitele miocen-inferiore sunt dezvoltate într-un facies grezos-conglomeratic asemănător celui din unitatea cutelor marginale. Aceste depozite apar în axul unor anticlinale, umplutura sinclinalelor fiind reprezentată prin depozite apartinând orizontului cenușiu (Miocen inferior-mediu).

Gresia de Almașu a fost pusă în evidență în axul anticlinalului Grumăzești-Oșlobeni. Avind aceleași caractere litologice ca și cea din anticlinalul fals Almașu, suportă o puternică serie de conglomerate cu elemente verzi. Asupra grosimii gresiei de Almașu în acest sector nu ne putem pronunța, întrucit nicăieri nu aflorează formațiunile din culcușul acesteia.

Conglomeratele de Almașu superioare apar de asemenea în anticlinalul Grumăzești-Oșlobeni, stînd peste gresia de Almașu. Au fost puse pentru prima oară în evidență pe periclinul nordic al acestui anticlinal în 1942 de Jaja (1946²⁴) care a subliniat marea lor asemănare cu conglomeratele din culmea Pleșu. Pentru conglomeratele acestui anticlinal Polonici și Polonici (1967) introduc denumirea de conglomerate de Valea Mare, figurîndu-le pe harta lucrării din 1969²⁵ ca trei apariții

²² Op. cit. pct. 6.

²³ Op. cit. pct. 9.

²⁴ Op. cit. pct. 3.

²⁵ Op. cit. pct. 10.

izolate, una la Grumăzești, semnalată anterior de J o j a, iar celelalte două la nord de Oșlobeni. Cercetările noastre au dovedit că aceste conglomerate au o dezvoltare neintreruptă între Grumăzești și Oșlobeni, putind fi urmărite continuu în dealurile Crucii, Cărpinișului, Bălăuca și Dumbrăvioara și reprezentând de fapt conglomeratele de Almașu superioare. P o l o n i c și P o l o n i c (1967) menționează prezența acestor „conglomerate de Valea Mare” și în axul anticlinalului Topolița, unde noi nu le-am întîlnit, ca de altfel și J o j a (1952a), care arată că în axul acestui anticlinal nu există conglomerate.

Gresia de Moișa. Utilizăm această denumire pentru o stivă de depozite cu aceeași alcătuire litologică și poziție stratigrafică cu cele separate de J o j a (1950) la nord de valea Ozanei. Aceste depozite apar bine deschise în axul anticlinalului Topolița, pe flancurile anticlinalului Grumăzești-Oșlobeni, în anticlinalul Ceahlăești, ca și în profilele de pe Valea Seacă și de pe pîriul Slatina (vest Ghindăoani).

Litologic, depozitele separate sub această denumire sunt reprezentate prin bancuri de gresii verzi, friabile, cu grosimi între 0,2-1,5 m, alternind cu siltite și argile siltice verzi, cafenii și roșcate, cu laminație paralelă. În bancurile de gresii apar rareori galeti de roci verzi de 1-3 mm diametru. În profilul de pe pîriul Topolița se poate remarca trecerea la roci mai fin granulare spre partea superioară a seriei. Cu acest aspect, depozitele aparținând gresiei de Moișa continuă pînă sub gipsul de Perchiu.

P o l o n i c și P o l o n i c (1967) folosesc denumirea de strate de Topolița pentru depozitele situate între „conglomeratele de Valea Mare” și gipsul de Perchiu, arătînd că pe pîriul Topolița și în baza acestor strate s-ar găsi, peste conglomerate, un nivel de gipsuri. După cum am arătat mai sus, în profilul de pe acest pîriu nu există conglomerate. De asemenea, gipsuri există doar la un singur nivel, anume între gresia de Moișa din axul anticlinalului și „orizontul” cenușiu, reprezentînd fără îndoială gipsul de Perchiu. Această situație este valabilă de altfel pentru toate profilele în care se poate urmări trecerea de la faciesul grezo-conglomeratic al Mioce-nului inferior la „orizontul” cenușiu (anticlinalul Grumăzești-Oșlobeni, flancul W al anticlinalului Topolița, pîriul Valea Seacă, pîriul Slatinei).

Din motivele expuse mai sus, considerăm că introducerea denumirii de strate de Topolița nu poate fi susținută.

„Orizontul” cenușiu. Acest orizont este bine dezvoltat în sinclinalele Filioara-Crăcăoani, Săcalușești-Ghindăoani-Dobreni, Tolici-Brăduțel. Aflorimentele fiind destul de rare în regiune, stratigrafia de detaliu a acestor depozite este mai dificil de realizat. Deschideri mai bune în depozitele acestui orizont oferă profilul de pe pîriul Topolița între localitatea cu același nume și Săcalușești. Aici, în flancul vestic al anticlinalului Topolița, peste gresia de Moișa, se dezvoltă un complex marnos-argilos cenușiu-

închis în care apar la mai multe nivele bancuri de gipsuri cu grosimi între 0,5-1,5 m, în care se mai intercalează nisipuri cenușii-gălbui în bancuri metrice sau gresii friabile. Gipsurile sunt fie albe, zaharoide, fie cenușii, impurificate cu material argilos. Uneori se pot observa și gresii gipsifere cenușii, în strate centimetrice.

Acest complex reprezintă cu siguranță complexul gipsului de Perchiu, cunoscut în întreg Miocenul subcarpatic ca reprezentind baza orizontului cenușiu. El a mai fost pus în evidență de asemenea pe pîriul Slatina (W Ghindăoani), pe pîriul Alunișului, pe pîriul Valea Seacă, avînd întotdeauna în bază gresia de Moișa. Mai este de asemenea bine dezvoltat în malul stîng al Cracăului, la Bodeștii de Jos.

Peste complexul gipsului de Perchiu urmează o serie groasă de marne nisipoase fin micacee, cenușii în strate decimetrice și nisipuri în bancuri uneori de 4-6 m, slab cimentate, la care se poate observa uneori o laminătie oblică. Către confluența pîriului Topolița cu pîriul Agapia în această serie au fost observate și intercalații de marne argiloase și argile cafenii sau roșii, care ar putea reprezenta echivalentul marnelor roșii de Valea Calului din bazinul Tazlăului.

Miocenul mediu (Badenian). Este dezvoltat pe o mică porțiune la estul perimetrelui cercetat, în bazinul pîriului Tolici. La confluența acestuia cu pîriul Slatinei apar bancuri decimetrice de gipsuri, argile cenușii, gresii nisipoase micacee, calcaroase, marne tufacee gălbui cu globigerine. Se mai pot de asemenea observa argile brecioase care conțin rareori fragmente de roci verzi. În regiune se cunosc și o serie de izvoare sărate, menționate și de cercetările geologice anterioare, ale căror ape au fost analizate hidrogeochimic (J o j a et al., 1960²⁶; P o l o n i c și P o l o n i c, 1969²⁷).

Acstea depozite reprezintă continuarea spre sud a depozitelor de la est de culmea Pleșu, considerate de J o j a (1952b) ca aparținând orizontului supraconglomeratic (Helvetician). Aceeași părere a fost exprimată și de P o p e s c u - V o i t e ș t i (1945), care arată că seria marnoasă cu gipsuri și tufuri de la est de Pleșu este mai nouă decît conglomeratele și gresiile verzi pe care le consideră burdigaliene. Ulterior J o j a et al. (1960)²⁸ atribuie acestor depozite vîrstă tortoniană.

S t o i c a (1963a) susține că aceste depozite aparțin Acvitanianului cu sare. Același punct de vedere îl susțin și P o l o n i c și P o l o n i c (1967) care consideră însă vîrstă formațiunii inferioare cu sare de aici ca acvitanian-burdigaliană. În 1969 P o l o n i c și P o l o n i c²⁹ arată că din aceste depozite de pe pîriul Slatina (Tg. Neamț), E. M i h ă i l e s c u a determinat o microfaună tortoniană, iar în 1964 C. C o r o b e a și C. C o r n e a o microfaună acvitanian-burdigaliană. În mod inexplicabil, în atribuirea vîrstei acestor depozite autorii susmentionați, preferă a lăua în considerație asociația microfaunistică ce indică vîrstă cea mai veche.

^{26, 28} Op. cit. pct. 5.

^{27, 29} Op. cit. pct. 10.

Examinarea listei de microfaună prezentată de Corobea și Cornea (1964)³⁰ ne duce la o serie de concluzii care diferă de cele susținute de autoare. Prezența speciilor *Orbulina suturalis*, *Candorbolina universa*, *Globorotalia foysi barisanensis*, *Globorotalia foysi foysi*, dovedesc indiscutabil vîrstă badenian-inferioară a depozitelor din profilul de pe pîriul Slatina (Tg. Neamț). La aceleasi concluzii conduc și rezultatele analizei conținutului în nannoplancton al marnelor tufacee cu globigerine identificate de noi pe Pîriul Slatinei (Țolici). Asociația de nannoplancton³¹ (*Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster variabilis*, *Helicopontosphaera kamptneri*, *Dictyococcites abiseptus*, *Coccolithus ? orangensis*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus eopelagicus*) se încadrează în zona NN 5 — cu *Sphenolithus heteromorphus* — a zonării standard a Terțiului pe baza nannoplanctonului calcaros, zonă care se plasează în Badenianul inferior.

Analizele hidrogeochimice ale apelor izvoarelor sărate din aceste depozite oferă de asemenea unele rezultate interesante. În tabelul de mai jos redăm valorile parametrilor Korenevski, rezultați în urma analizei apelor unor izvoare sărate de la est de culmea Pleșu și de Țolici.

Nr. crt.	Localizarea probei	Valorile parametrilor			Lucrarea în care este menționată analiza
		K · 10 ³ Σioni	SO ₄ · 10 ² Cl	Mg · 10 ² Cl	
1	P. Sărăt-Lunca	1,06	2,60	0,30	Polonic (1969)
2	P. Sărata-Oglinzi	1,97	38,98	4,51	„
3	P. Slatinei-Oglinzi	0,90	3,30	0,90	„
4	P. Slatinei-Oglinzi	1,20	0,30	4,00	„
5	P. Slatinei-Țolici	0,10	2,30	0,10	„
6	P. Slatinei-Țolici	0,70	0,20	6,50	„
7	Groapa lui Lupașeu (Țolici)	0,76			Joja et al. (1960)
8	P. Slatinei-Țolici	0,18			„
9	Groapa de la Ulmi-Țolici	0,00			„
10	V. Slatinei-Vinători	1,00			„
11	Fântâna Pomete	5,10			„
12	V. Culeșa	0,88			„
13	Poiana Arsintescu	1,60			„
14	Băile Oglinzi-izv. 2	0,99			„

³⁰ C. Corobea, C. Cornea. Urmărirea de profile deschise în formațiuni din zona miocenă a Carpaților Orientali între valea Sucevei și valea Bistriței. 1964. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

³¹ Determinările de nannoplancton au fost efectuate de N. Gheța, căruia îi exprimăm și pe această cale mulțumirile noastre.

După Bandrabur et al. (1964) și Geamănu et al. (1967) valorile parametrilor Korenevski care dău indicații asupra prezenței sărurilor de potasiu sunt: $\frac{K \cdot 10^3}{\Sigma \text{ioni}} > 6$, $\frac{Mg \cdot 10^2}{Cl} > 2$ și $\frac{SO_4 \cdot 10^2}{Cl}$ cu valori situate cu 1,5 unități deasupra curbei de saturatie în $CaSO_4$ a unei soluții de $NaCl$.

Valorile acestor parametri, prezentate în tabelul anterior, sunt mult sub valorile minime recunoscute ca indicind posibilitatea unor săruri de potasiu. Aceste date sunt comparabile cu rezultatele obținute din analize similare efectuate la nord de valea Moldovei (Poloni și Polonici, 1969)³², putîndu-se astfel contura, în apropierea faliei pericarpatic, un aliniament în care masivele de sare cunoscute (Cacica, pîriul Blindeșteului) sau conturate gravimetric (Tolici și la est de Pleșu) sunt lipsite de săruri de potasiu sau acestea se află în cantități cu totul neînsemnante.

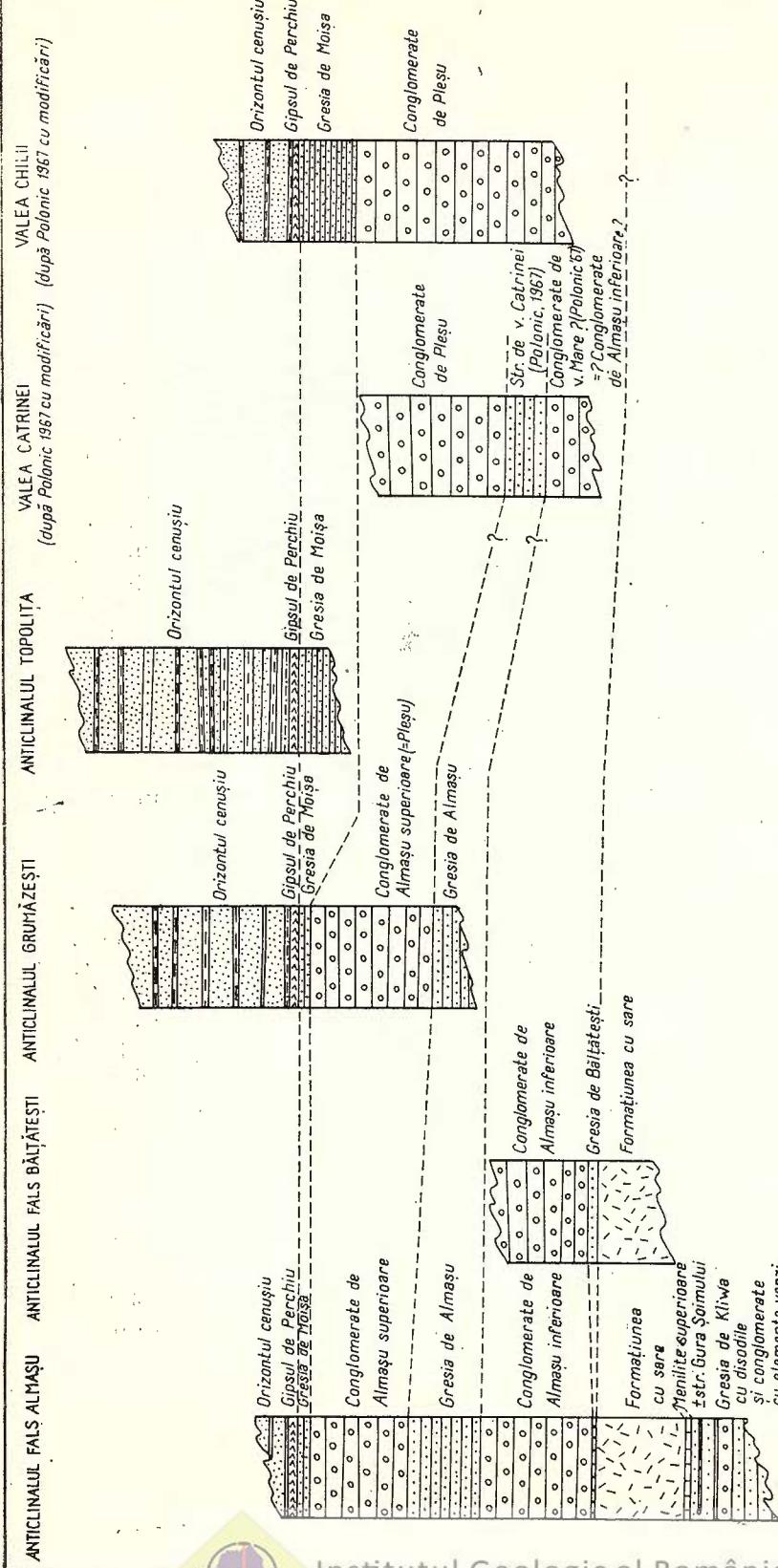
Datele de care dispunem în prezent asupra zonei limitrofe faliei pericarpatic din sectorul Tolici nu ne oferă argumente pentru a putea susține prezența în regiune a unei Formațiuni cu sare de vîrstă miocen-medie, pe care o socotim de altfel destul de puțin probabilă. Singurele depozite miocen-medie întlnite aparțin cu certitudine nivelului marnelor cu globigerine „tortoniene”. Atât manifestările saline sub forma izvoarelor sărate cît și minimele gravimetric se pot datora aici unei formațiuni cu sare miocen-inferioare aflată în adâncime.

Lipsa sărurilor de potasiu din apele izvoarelor sărate din regiunea Tg. Neamț-Tolici este un argument insuficient pentru a susține prezența unei Formațiuni cu sare miocen-medie, bazați doar pe faptul că în zăcăminte de sare de această vîrstă din țara noastră nu se cunosc acumulări de săruri de potasiu.

În încercarea de corelare a formațiunilor miocen-inferioare din regiune (vezi fig.) criteriul de bază folosit a fost raportarea situațiilor întlnite pe diferite profile la un profil de referință care să întrunească pe de o parte caracterele cele mai complexe și pe de altă parte să conțină și nivele reper care să poată fi luate în considerație la scară regională. Socotim că profilul din anticlinalul fals Almașu oferă această posibilitate deoarece aici, în culcușul depozitelor miocen-inferioare se cunosc depozite oligocene (Poiana), iar la partea superioară a succesiunii, gipsul de Perchiu din baza orizontului cenușiu constituie un bun reper de corelare.

În această idee, conglomeratele din axul anticlinalului fals Bălță-testi-Văratec le considerăm a fi conglomerate de Almașu inferioare, avînd în bază, ca și la Almașu, gresia de Bălțătesti, care stă la rîndul ei peste Formațiunea cu sare. În succesiunea depozitelor anticlinalului fals Almașu urmează, pînă sub gipsul de Perchiu, gresia de Almașu, conglomeratele de Almașu superioare și gresia de Moișa, care se pot corela cu depozitele similare din anticlinalul Grumăzești. În axul anticlinalului Topolița, depozitele de sub gipsul de Perchiu sunt reprezentate exclusiv prin gresia de Moișa.

³² Op. cit. pct. 10.



Corelarea formațiunilor miocen-inferioare între valea Almașului și râul Nemțisor.

Corrélation des formations mioènes inférieures entre la vallée de l'Almaș et le ruisseau de Nemțisor. Grès de Kliwa à dissolues et conglomérats à éléments verts ; mélilites supérieures ± couches de Gura řoimului : Formation à sel ; conglomérats d'Almaș inférieurs ; grès d'Almaș ; conglomérats d'Almaș supérieurs ; grès de Moișa ; gypse de Perchiu ; horizon gris. *Fauax anticlinial de Bălătesti*. Formation à sel ; grès de Bălătesti ; conglomérats d'Almaș inférieurs. *Anticlinal de Grumăzești*. Grès d'Almaș ; conglomérats d'Almaș supérieurs (= Pleșu) ; grès de Moișa ; gypse de Perchiu ; horizon gris. *Anticlinal de Topolita*. Grès de Moișa ; gypse de Perchiu ; horizon gris. Valea Catrnej (selon Polonic, 1967 – modifié). Conglomérats de Valea Mare ? (*Polo nici, 1967*) = ? Conglomérats d'Almaș inférieurs ? ; couches de Valea Catrnej (Polonic, 1967 – modifié). Conglomérats de Pleșu. Valea Chili (selon Poloni c, 1967 – modifié). Conglomérats de Pleșu ; grès de Moișa ; gypse de Perchiu ; horizon gris.

Pentru întregirea imaginii stratigrafice asupra Miocenului subcarpatic din regiune, socotim util să facem unele referiri și la profile situate în imediata apropiere a zonei cercetate. Astfel, în profilul de pe valea Chilii (Polonic și Polonic, 1967) sub gipsul de Perchiu se dezvoltă gresia de Moișa, care la rîndul ei stă peste conglomeratele de Pleșu. Acestea din urmă se pot corela astfel cu conglomeratele de Almașu superioare, care au aceeași poziție stratigrafică, aşa cum a fost arătat de Mirăuță și Mirăuță (1964a).

În valea Catrinei, sub conglomeratele de Pleșu, J o j a (1952b) separă un orizont subconglomeratic pe care Polonic și Polonic (1967) îl denumesc strate de Valea Catrinei. Prin poziția lor, aceste strate pot reprezenta echivalentul gresiei de Almașu, cu care și litologic au de altfel multe elemente comune.

Orizontul cenușiu, bine dezvoltat în regiune, are întotdeauna în partea sa inferioară gipsul de Perchiu, corelarea acestui orizont pe diversele profile putindu-se realiza cu destulă ușurință. O detaliere a stratigrafiei acestui orizont întimpină însă unele dificultăți datorită rarității afloamentelor acestor depozite, care au grosimi ce depășesc 800-1 000 m.

TECTONICA

În cuprinsul regiunii studiate se pot distinge mai multe unități tectonice care se incalcă succesiv de la vest spre est: pînza de Tarcău, unitatea cutelor marginale și zona miocenă subcarpatică. Aceasta din urmă incalcă la rîndul ei depozitele sarmatiene ale Platformei Moldoveniști, care nu au fost tratate însă în această lucrare.

Pînza de Tarcău. Această unitate este dezvoltată doar pe o porțiune restrinsă, în partea de NW a regiunii cercetate, unde depozite paleogene ale flancului invers al unui anticlinal avînd axul în dealul Văratecul Mare incalcă depozite oligocene sau eocen-superioare aparținind unității cutelor marginale.

Unitatea cutelor marginale. Elementul structural major al acestei unități îl constituie anticlinalul Horaița-Doamna, din care în zona studiată apare o porțiune a flancului său invers și terminația periclinală nordică. Acest anticlinal constituie în ansamblu o cută culcată de dimensiuni destul de mari al cărui flanc invers este în mare parte laminat. Aceste lamine, vizibile și la suprafață, se accentuează în adîncime, unde depozite paleogene sau chiar cretacic-inferioare vin în contact direct cu Formațiunea cu sare a zonei miocene subcarpatice, lucru care a reiesit în urma forajelor din valea Cucului și valea Doamnei. Fală principală de încălcare a unității cutelor marginale peste zona miocenă subcarpatică se află la exteriorul anticlinalului fals Almașu, care reprezintă flancul invers, recuat al cutei Horaița-Doamna (Mirăuță și Mirăuță, 1964a,b). Această linie de încălcare a putut fi urmărită continuu de la Almaș pînă în valea



Agapiei, de-a lungul ei depozitele miocen-inferioare sau oligocene ale anticlinalului fals Almașu și Băltătești-Văratec încălecind depozitele zonei miocene subcarpatice.

Din datele recente de foraj apreciem că încălecarea unității cutelor marginale peste Miocenul subcarpatice este de aproximativ 6 km în regiunea studiată. Spre sud, la Piatra Neamț, această linie se află la exteriorul Oligocenului din dealul Pietricica.

În interiorul unității cutelor marginale o încălecare de mai mică importanță pune în contact tectonic depozitele paleogene ale flancului invers ale cutei Horaia-Doamna cu cele miocen-inferioare care alcătuiesc flancul vestic al anticlinalului fals Almașu. La nord de valea Cracăului conturul acestei linii tectonice este destul de sinuos, însă spre sud aceasta trece la o falie inversă cu un traseu mai mult sau mai puțin rectiliniu. Mirăuță și Mirăuță (1964 a,b) consideră că, la sud de valea Horaiei, între depozitele oligocene și cele miocene există raporturi de continuitate, admisind doar laminări ale Oligocenului, care ar fi reprezentat însă prin toate orizonturile sale. Întrucât pe profile din bazinile Horaiei și Almașului nu am întîlnit orizonturile superioare ale Oligocenului, înclinăm să credem, ca și Polonici și Poloni (1967), că între Oligocenul și Miocenul de aici există raporturi tectonice. Această linie este afectată de o serie de decroșări, la vest de Filioara și la Poiana, datorită căror depozite oligocene avansează peste formațiuni miocene. Amplarea acestor avansări este ceva mai mare la Filioara, unde Formațiunea cu sare prinse sub încălecarea Oligocenului a acționat ca lubrefiant, favorizând înaintarea spre est a depozitelor oligocene.

Imediat la nord de valea Cracăului, cuta Horaia-Doamna mai este reprezentată doar prin două terminații perianticlinale cu nuclee de fliș paleogen (dealul Profuri și dealul Pleșa) care admit între ele un sinclinal cu depozite oligocene. Spre valea Agapiei această cută importantă se reduce la un anticlinal cu strate de Bisericană în ax, care poate fi urmărit pînă la vest de Mănăstirea Neamț, unde dispare sub încălecarea pînzei de Tarcău.

Zona miocenă subcarpatică. Această zonă este delimitată de depozitele sarmatiene ale Platformei Moldovenești prin fală pericarpatică. Datele de suprafață au permis conturarea unor structuri anticlinale și sinclinală care au putut fi urmărite pe întreaga suprafață a regiunii cercetate. Bazați pe datele unor foraje executate în ultimul timp, (valea Cuediului, Ghindăoani), presupunem existența în adîncime a unor cufe culcate, cu nuclee de Paleogen, al căror flanc invers este laminat. Acest stil tectonic este similar cu cel descris de Mirăuță (1969) în zona miocenă subcarpatică dintre Moinești și Tazlău.

Faciesul diferit al depozitelor situate deasupra Formațiunii cu sare din sectorul Negrești, în comparație cu cel din restul regiunii, ne face să presupunem prezența în zona cercetată a unei subunități echivalente cu subunitatea subcarpatică cea mai internă separată de Mirăuță (1969).

în regiunea Moinești-Tazlău. Lipsa unor aflorimente foarte clare în acest sector nu ne permite deocamdată să afirmăm acest lucru cu toată certitudinea, însă, bazați pe o serie de observații pe care le-am efectuat anterior într-o regiune situată imediat mai la sud, inclinăm să credem că această ipoteză de corelare pare destul de verosimilă.

În ceea ce privește contactul între formațiunile miocen-inferioare cu cele miocen-medii din sectorul Țolici considerăm că este de natură tectonică, deși și aici lipsa unor aflorimente foarte concluzive poate conduce la interpretări diferite.

BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I.** (1939) Contributions à la stratigraphie et la tectonique du flysch marginal moldave. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XXV, 1, Iași.
- (1943) Les faciès du flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves. *Ann. Inst. Géol.* XXII, București.
- A thanasiu S.** (1916) Formațiunea saliferă miocenă din basinul Cucejdului și Almașului din districtul Neamțu și raporturile lui cu flișul. *D.S. Inst. Geol.* VII (1915–1916), București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1927) La zone marginale du flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. *Ass. Avanc. Géol. Carp.-Balc. II eme réun. Roumanie, Guide des Excursions*, București.
- B andrabur T., Opran C., Mocanu V., Mocanu Maria** (1964) Cercetări hidrogeologice în vederea stabilirii prezenței sărurilor de potasiu în regiunea Băltătești-Nechitu. *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, București.
- B ăncilă I., Hristescu E.** (1963) Linia externă și linia pericarpatică dintre valea Suevei și valea Trotușului (Carpății Orientali). *As. Geol. Carp.-Balc. Congr. V-Buc.*, sect. III-Tectonică, vol. IV, București.
- Bratu Elena, Alexandrescu Gr.** (1970). Date stratigrafice și micropaleontologice asupra stratelor de Hangu și a stratelor de Straja din valea Bistriței (Carpății Orientali). *Acad. R.S.R. St. Cerc. Geol., Geof., Geogr., ser. Geol.* 15, 2, București.
- D umitrescu I.** (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.* XXIV, București.
- (1963) Date noi asupra structurii flișului miogeosinclusinal din Munții Vrancei (Carpății Orientali). *As. Geol. Carp.-Balc. Congr. V* (1961), Sect. III Tectonică, vol. IV, București.
- G eamănu N., G eamănu Veronica, Năstase N., Lazu I., Lungu P., Ochea I.** (1967) Interpretarea unor rezultate obținute prin metoda hidrogeochimică de prognoză a sărurilor de potasiu. *D. S. Inst. Geol.* LII/3 (1964–1965), București.
- Grigoraș N., Pauliuc S., Costea I.** (1966) Date noi privind faciesurile Paleogenului din Oituz și Bistrița. *Acad. R.P.R. St. Cerc. Geol.*, XI, 2, București.
- I onescu L.** (1971) Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei. Ed. Acad. RSR, București.
- J oja T.** (1950) Recherches géologiques dans le bassin du Neamțu et de la Râșca. *C. R. Inst. Géol.* XXIX (1940–1941), București.

- (1952a) Cîteva observații geologice în zona miocenă dintre capătul de SE al Culmei Pleșu și valea Cracăului. *D.S. Com. Geol.* XXXIV (1945–1946), București.
 - (1952b) Cercetări geologice între văile Rîșca și Agapia. *An. Com. Geol.* XXIV, București.
 - (1959a) Structure géologique du flysch compris entre les vallées de Cracăul Alb et Cracăul Negru. *C. R. Inst. Géol.* XXXIX (1951–1952), București.
 - (1959b) Cercetări geologice în flișul extern dintre valea Cracăului și valea Horaitei. *D. S. Com. Geol.* XLII (1954–1955), București.
 - , Cosma Viorica, Dumitrescu Zorela (1963) Orizonturile flișului extern dintre Suceava și Sucevița și conținutul lor micropaleontologic. *As. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V-București, sect II. Stratigr., vol. III/1, București.
- Mirăuță O. (1962) Stilul tectonic al flișului marginal și al molasei subcarpatice în regiunea Piatra Neamț. *D. S. Com. Geol.* XLVIII (1960–1961), București
- (1965) Facies et tétonique de la molasse miocène subcarpatique de la Moldavie Centrală. *Carp.-Balk. Geol. Ass., VII Congr.* Sofia, Reports, part. II, vol. 2. Sofia.
 - (1969) Stratigrafia și structura Miocenului subcarpatic din regiunea Moinești-Tazlău. *D. S. Inst. Geol.* LIV/3, București.
 - , Mirăuță Elena (1964a) Faciesurile și tectonica molasei miocene din anticlinialul fals Almașu (N Piatra-Neamț). *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961–1962), București.
 - , Mirăuță Elena (1964b) Flișul cretacic și paleogen din valea Cuejdiului și valea Horaitei. *D. S. Com. Geol.* L/1 (1962–1963), București.
- Olteanu C. (1952) Cercetări geologice între valea Bistriței, pîrful Cuejdiului și pîrful Pingărăciului (Neamț). *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1948–1949), București.
- (1953) Revizuire geologică la sud de valea Bistriței. *D. S. Com. Geol.* XXXVI (1949–1950), București.
- Olteanu F. (1958) Depresiunea subcarpatică între văile Ozanei și Buzăului. *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- Polonic P., Polonic Gabriela (1967) Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului. *D. S. Com. Geol.* LII/3, București.
- Popescu-Voîtesti I. (1945) L'âge des conglomerats de Pietricica de Gârcina et de Pleșu. *C. R. Acad. Sc. Roum.* VII (1943–1945), București.
- Stoica C. (1963a) Vîrsta gresiei de Moișa. *Acad. R.P.R. St. Cerc. Geol.* VII, 4, București.
- (1963b) Formațiunile halogene cu săruri de potasiu din Miocenul Moldovei de mijloc. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, sect. IV-Geol. econ., vol. V, București.

LE FLYSCH EXTERNE ET LE MIOCENE SUBCARPATIQUE ENTRE LA VALLÉE D'AGAPIA ET LA VALLÉE DE L'ALMAŞ

(Résumé)

La région étudiée renferme des dépôts de flysch et de molasse d'âge paléogène et miocène se rattachant à la nappe de Tarcău, à l'unité des plis marginaux et à l'unité miocène subcarpatique.



Dans l'unité des plis marginaux on a signalé pour la première fois la présence des couches de Jgheabu Mare au nord de la vallée de Bistrița. Dans la succession stratigraphique des dépôts paléogènes de cette unité on a séparé aussi les calcaires de Pasieczna, les argiles rouges et vertes, les couches de Bisericani et des dépôts oligocènes en faciès bitumineux avec des grès de Kliwa, ces derniers étant localement envahis par un faciès conglomératique à éléments verts. Le Miocène de l'unité des plis marginaux est représenté dans la région étudiée par la formation à sel, le grès de Bălătești, les conglomérats d'Almașu inférieurs, le grès d'Almașu, les conglomérats d'Almașu supérieurs, le grès de Moișa et l'horizon gris. La séparation du grès de Bălătești a permis la reconsideration des corrélations antérieures des „conglomérats de Bălătești” avec ceux du faux anticlinal Almașu, qui dans cet ouvrage sont attribués aux conglomérats d'Almașu inférieurs.

À la constitution de l'unité miocène subcarpatique de la région participent des dépôts attribués au Miocène inférieur et moyen. À partir des différences faciales, on a séparé, dans le secteur Negrești-Dobreni, une sous-unité interne de la zone subcarpatique, dans laquelle les dépôts situés au-dessus de la formation à sel sont représentés par les couches de Măgirești. Dans le reste de la région les dépôts miocène-inferieurs sont représentés par les mêmes horizons que ceux connus dans l'unité des plis marginaux.

Dans cet ouvrage on a révisé le schéma stratigraphique et la nomenclature proposée antérieurement par Polonic et Polonic (1967) pour le Miocène subcarpatique de cette région. À l'aide de l'analyse de la microfaune et du nannoplancton calcaire on a démontrée aussi l'âge miocène moyen des dépôts du secteur Tolici, considérés, par les auteurs ci-mentionnés, se rattachant à la formation à sel (Aquitainien-Burdigalien). Les rapports entre les dépôts de ce secteur et ceux situés plus à l'ouest sont considérés tectoniques.

Du point de vue tectonique, on est d'avis que le contact entre l'unité des plis marginaux et l'unité subcarpatique se trouve à l'extérieur du faux anticlinal Almașu, en estimant que le chevauchement de l'unité la plus externe du flysch sur l'unité subcarpatique est dans la région étudiée d'environ 6 km. On suppose l'existence dans la zone miocène des plis couchés, avec des noyaux de flysch paléogène recouverts par des dépôts miocènes.

La séparation de plusieurs sous-unités du Miocène subcarpatique dans cette région en vertu des différences faciales des dépôts miocène-inférieurs et des rapports tectoniques est assez probable. On peut supposer une analogie en ce qui concerne le style tectonique et la distribution des faciès de la région présentée dans cet ouvrage avec la situation entrevue antérieurement par O. Mirăuță (1969) dans une région située plus au sud (Moinești-Tazlău).



EXPLICATIA PLANSEI

Planche I

Carte géologique de la région entre la vallée d'Agapia et la vallée de l'Almaș.

Dépôts quaternaires. Quaternaire : 1, glissements ; 2, dépôts déluviaux ; 3, dépôts fluviatils actuels et subactuels ; 4, terrasses. *Nappe de Tarcău.* Priabonien : 5, couches de Bisericanî ; Lutétien : 6, argiles rouges et vertes (=couches de Strujinoasa) ; 7, calcaires de Pasieczna ; Yprésien : 8, couches de Sucevița ; Paléocène + Yprésien inférieur ; 9, couches de Straja ; Paléocène ; 10, couches de Hangu supérieures (=couches de Putna). *Unité des plis marginaux.* Miocène inférieur et moyen : 11, horizon gris ; Miocène inférieur : 12, grès de Moișa ; 13, conglomérats d'Almașu supérieurs ; 14, grès d'Almașu ; 15, conglomérats d'Almașu inférieurs ; 16, grès de Bălțătești ; 17, formation à sel ; Oligocène + Miocène inférieur : 18, horizon des dysodiles et des menilites inférieures \pm couches de Gura Șoimului ; Oligocène : 19, horizon du grès de Kliwa et des dysodiles inférieures ; 20, horizon des menilites inférieures et des marnes brunes bitumineuses ; Priabonien : 21, grès de Lucăcești ; 22, couches de Bisericanî ; Lutétien : 23, argiles rouges et vertes ; 24, calcaires de Pasieczna ; Yprésien : 25, couches de Jgheabu Mare. *Zone miocène subcarpatique.* a, Secteur septentrional (Topolița-Oșlobeni). Miocène moyen (Badénien) : 26, marnes tufacées à globigérines, argiles brécheuses, gypses ; Miocène inférieur + moyen : 27, horizon gris ; Miocène inférieur : 28, grès de Moișa ; 29, conglomérats d'Almașu supérieurs ; 30, grès d'Almașu. b, secteur méridional (Negrești) Miocène inférieur + moyen ; 31, horizon gris. Miocène inférieur : 32, horizon rouge (couches de Măgirești) ; 33, formation à sel. *Plate-forme moldave.* Bessarabien : 34, sables, éboulis. *Signes conventionnels.* 35, limite géologique en général ; 36, limite lithologique ; 37, nappe de charriage ; 38, faille inverse ; 39, faille normale ; 40, décrochement ; 41, anticlinal : a, normal ; b, déversé ; c, faux (pli antiforme) ; 42, synclinal ; a, normal ; b, déversé ; 43, position des couches ; 44, position normale ; 45, position renversée ; 46, position verticale ; 47, forages ; 48, source saline ; 49, conglomérats ; 50, gypses ; 51, tufs.

Planche II

Coupes géologiques dans la région d'entre la vallée d'Agapia et la vallée de l'Almaș.

Quaternaire : 1, dépôts fluviatils. *Nappe de Tarcău.* Priabonien : 2, couches de Bisericanî. Lutétien : 3, argiles rouges et vertes, calcaires de Pasieczna. Yprésien : 4, couches de Sucevița. *Unité des plis marginaux.* Miocène inférieur + moyen : 5, horizon gris ; a, gypse de Perchiu. Miocène inférieur : 6, grès de Moișa ; 7, conglomérats d'Almașu supérieurs ; 8, grès d'Almașu ; 9, conglomérats d'Almașu inférieurs ; 10, formation à sel. Oligocène : faciès bitumineux à grès de Kliwa \pm conglomérats à éléments verts ; a, menilites inférieures et marnes brunes bitumineuses. Priabonien : 12, grès de Lucăcești ; couches de Bisericanî. Lutétien : 13, argiles rouges et vertes, calcaires de Pasieczna. Yprésien : 14, couches de Jgheabu Mare. Paléocène : 15, couches de Piatra Uscată + couches de Runcu. Crétacé supérieur : 16, couches de Lepșa. Crétacé inférieur : 17, couches de Sărata. *Zone miocène subcarpatique.* Miocène moyen (Badénien) : 18, marnes tufacées à globigérines, argiles brécheuses, gypses. Miocène inférieur + moyen (?) Horizon gris : a, gypse de Perchiu. Miocène inférieur : 20, grès de Moișa ; 21, conglomérats d'Almașu supérieurs ; 22, grès d'Almașu ; 23, conglomérats d'Almașu inférieurs ; 24,

formation à sel. Oligocène : 25, faciés bitumineux à grès de Kliwa ± conglomérats à éléments verts : a, ménilites inférieures et marnes brunes bitumineuses. Priabonien : 26, grès de Lucăcești et couches de Bisericani. *Plate-forme moldave*. Sarmatiens : 27, sables, éboulis, marnes sablonneuses, grès. Badénien : 28, anhydrite, grès, marnes. Crétacé : 29, calcaires microcristallins, marnocalcaires, grès calcaires. Dévonien : 30, grès calcaires rougeâtres, argiles gréseuses ; 31, schistes cristallins.





Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXII (1974—1975). Pag. 77—94

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

*Profesorului I. Popescu-Voitești,
modest omagiu*

O NOUĂ IPOTEZĂ PRIVIND PÎNZELE BUCOVINICE DIN PARTEA SUDICĂ A ZONEI CRISTALINO-MEZOZOICE A CARPAȚILOR ORIENTALI¹

DE
MIRCEA MUREŞAN²

Abstract

A New Hypothesis on the Bucovinian Nappes in the Southern Part of the Crystalline Mesozoic Zone in the East Carpathians. A new image is supplied on the Bucovinian Nappes (Austrian Nappes bearing metamorphic formations) of the southern part of the Crystalline-Mesozoic zone. Thus, the lowermost tectonic unit is oriented by the Tomeşti Nappe (probably the uppermost tectonic unit in the group of the Maramureş Nappes); it is overlain by the Rodna Nappe with which the group of the Bistriţa Nappes begins. The tectonic successions goes on with the Mestecăniş Nappe and the Putna Nappe, ending in the Rarău Nappe. The Ditrău alkaline massif, belonging to the Mestecăniş Nappe, overthrusts the Rodna Nappe.

Cercetările din ultimul timp, efectuate de noi în partea sudică a zonei cristalino-mezozoice (regiunea cuprinsă între Frumoasa — la sud și bazinul văii Bistrițioara — la nord), ne conduc la conturarea unei noi ipoteze privind imaginea tectonică de ansamblu, similară diferită de cea pe care o acceptasem anterior. Pentru o mai clară înțelegere, vom expune pe scurt situația structurală afirmată în trecut, într-o serie de lucrări și rapoarte, pentru această regiune.

Astfel, în extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice, la NW de localitatea Tomeşti, s-a evidențiat o unitate tectonică inferioară, constituită din formațiunea permiană a breeciilor de Hăghimaș (Mureșan, 1970; Iliescu, Mureșan, 1972 b) și depozite mezozoice antecretacice.

¹ Predată la 17 martie 1975, acceptată pentru publicare la 15 aprilie 1975, comunicată în ședința din 25 aprilie 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



superioare (S t r e c k e i s e n , 1940 ; P a t r u l i u s et al., 1965³), încălecate înspre nord-est de către calcare cristaline (P a t r u l i u s et al., 1966⁴), ulterior atașate seriei de Rebra-Barnar (Mureşan, 1968)⁵. Ansamblul formațiunilor situate sub încălecarea menționată a fost atribuit de către S ă n d u l e s c u (1967, 1968) pînzei sub-bucovinice ; ulterior, această unitate inferioară , de la NW de Tomeşti, a fost paralelizată de către B e r c i a et al.⁶ cu pînza alpină de Iacobeni, care apare într-o serie de ferestre tectonice în munții Bistriței.

Peste unitatea descrisă este șariată pînza alpină de Mestecăniș constituită din 2 subunități tectonice, separate printr-un șariaj considerat drept paleozoic (suđet ?) (M u r e ş a n , 1973)⁷ : în bază, subunitatea de Voșlăbeni, alcătuită din ansamblul seriilor metamorfozate de Rebra-Barnar (Precambrian superior — I l i e s c u , M u r e ş a n , 1972 a), de Tulgheş (Cambrian inferior — I l i e s c u , M u r e ş a n , 1972) și de Izvorul Mureş (Carbonifer inferior ? — M u r e ş a n , 1973), iar la partea superioară subunitatea de Bălan, formată numai din seria de Tulgheş.

Cea mai de sus unitate tectonică cu șisturi cristaline (adică cea mai de sus dintre pînzele bucovinice), este reprezentată, în regiune, de pînza de Rărău (M u r e ş a n , 1967), în care apar formațiunile metamorfozate ale seriei de Bretila-Rărău (Precambrian superior A), ale granitoidelor de Hăghimaş (Precambrian superior A), ale seriei de Dămuc (Ordovician-M u r e ş a n et al., 1974), precum și depozitele nemetamorfozate ale formațiunii permiene a breciilor de Hăghimaş și cele mezozoice precretacice-superioare (Triasic-Albian), din sinclinalul marginal extern al Hăşmașului. Notăm că S ă n d u l e s c u (1967) considerînd că formațiunile cristaline ale pînzei de Rărău sănt șariate înaintea Mezozoicului peste seria de Tulgheş, înglobează ultimile două unități descrise (pînza de Mestecăniș și pînza de Rărău) într-o singură unitate alpină — pînza bucovinică⁸.

³ D. P a t r u l i u s , E l e n a P o p a , I l e a n a P o p e s c u . Studiuul depozitelor mezozoice din partea meridională a munților Hăghimaș-Ciuc, din imprejurimile localităților Tomești și Sindominic și din partea de nord a munților Perșani. 1965. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁴ O p. cit. pct. 3.

⁵ Încălecarea calcarelor cristaline peste Mezozoicul de la NW de Tomești a fost interpretată ulterior ca fiind un șariaj (M u r e ş a n , 1967; S ă n d u l e s c u , 1967).

⁶ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, Georgeta Mureşan, M. Mureşan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁷ În momentul respectiv (M u r e ş a n , 1973), cartasem acost șariaj de la Sindominic pînă la circa 7 km sud de masivul alcalin de la Ditrău, masiv care părea să „sudeze” acest contact tectonic ; în această situație, am tras concluzia că șariajul este premezozoic, întrucît datele de vîrstă absolută, cunoscute atunci (Ionescu et al., 1966), indicau vîrstă paleozoic-superioară a masivului alcalin menționat.

⁸ M. S ă n d u l e s c u (1967, 1969, 1971, 1972, 1973), bazat pe faciesurile Mezozoicului și pe considerente de ordin paleogeografic și structural, distinge în zona cristalino-mezo-

M. MICO HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINȚRE VALEA AGAPIEI ȘI VALEA ALMAȘULUI

Q 1 2km

LEGENDA

DEPOZITE CUATERNARE

- | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|--|---|-----|-----------|---|-----|--------------------|---|----|---|---|---|--------|
| CUATERNAR | <table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 20px; text-align: center;">1</td><td style="text-align: center; padding: 5px;">(d)</td><td style="width: 20px; text-align: center;">Alunecări</td></tr> <tr> <td style="text-align: center;">2</td><td style="text-align: center; padding: 5px;">(l)</td><td style="text-align: center;">Depozite deluviale</td></tr> <tr> <td style="text-align: center;">3</td><td style="text-align: center; padding: 5px;">qh</td><td style="text-align: center;">Depozite fluviatile actuale și subactuale</td></tr> <tr> <td style="text-align: center;">4</td><td style="text-align: center; padding: 5px;">t</td><td style="text-align: center;">Terase</td></tr> </table> | 1 | (d) | Alunecări | 2 | (l) | Depozite deluviale | 3 | qh | Depozite fluviatile actuale și subactuale | 4 | t | Terase |
| 1 | (d) | Alunecări | | | | | | | | | | | |
| 2 | (l) | Depozite deluviale | | | | | | | | | | | |
| 3 | qh | Depozite fluviatile actuale și subactuale | | | | | | | | | | | |
| 4 | t | Terase | | | | | | | | | | | |

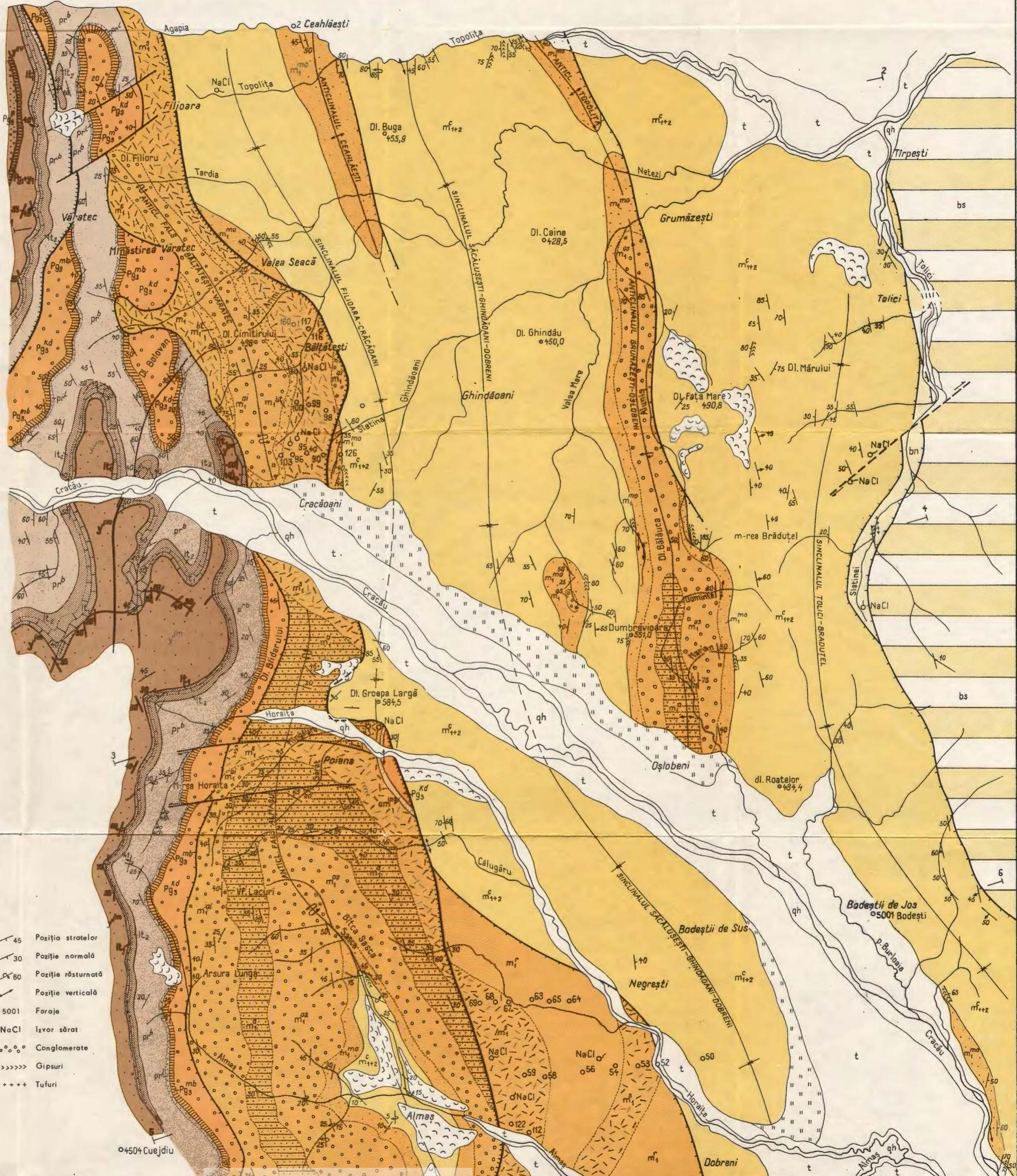
PÎNZA DE TARCĂU

- | | | | |
|-----------------------------|----|---|--|
| PRIABONIAN | 5 |  | Strate de Bisericană |
| LUTETIAN | 6 |  | Argile roșii și verzi (=strate de Strujinoasa) |
| | 7 |  | Calcare de Pasieczna |
| YPRESIAN | 8 |  | Strate de Suceviță |
| PALEOCEN +
YPRESIAN INF. | 9 |  | Strate de Straja |
| PALEOCEN | 10 |  | Strate de Hangu superioare (=strate de Putna) |

UNITATEA CUTELOR MARGINALE

- | | | | |
|--|----|---|--|
| MIOCEN INFERIOR + MEDIU | 11 |  | Orizontul cenușiu |
| | 12 |  | Gresia de Moișa |
| | 13 |  | Conglomerate de Almașu superioare |
| MIOCEN INFERIOR | 14 |  | Gresia de Almașu |
| | 15 |  | Conglomerate de Almașu inferioare |
| | 16 |  | Gresia de Băltătești |
| | 17 |  | Formațiunea cu sare |
| OLIGOGEN + MIOCEN INF. | 18 |  | Orizontul disodilelor și al menilitelor superioare (± strate de Gura Șoimului) |
| OLIGOCEN | 19 |  | Orizontul gresiei de Kliwa și al disodilelor inferioare |
| | 20 |  | Orizontul menilitelor inferioare și al marnelor brune bituminoase |
| PRIABONIAN | 21 |  | Gresia de Lucăcesti |
| | 22 |  | Strate de Bisericanî |
| LUTETIAN | 23 |  | Argile roșii și verzi |
| | 24 |  | Calcare de Pasieczna |
| VIPRESIAN | 25 |  | Strate de Jgheabu More |
| ZONA MIOCENĂ SUBCARPATICĂ | | | |
| a) Sectorul nordic (Topolița - Oșlobeni) | | | |
| MIOCEN MEDIU (BADENIAN) | 26 |  | Marne tufacee cu globigerine argile breocioase, gipsuri |
| MIOCEN INFERIOR + MEDIU | 27 |  | Orizontul cenușiu |
| | 28 |  | Gresia de Moișa |
| MIOCEN INFERIOR | 29 |  | Conglomerate de Almașu superior |
| | 30 |  | Gresia de Almașu |
| b) Sectorul sudic (Negrești) | | | |
| | 31 |  | Orizontul cenușiu |
| | 32 |  | Orizontul roșu (strate de Măgirești) |
| | 33 |  | Formațiunea cu sare |
| PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ | | | |
| | 34 |  | Marmure |

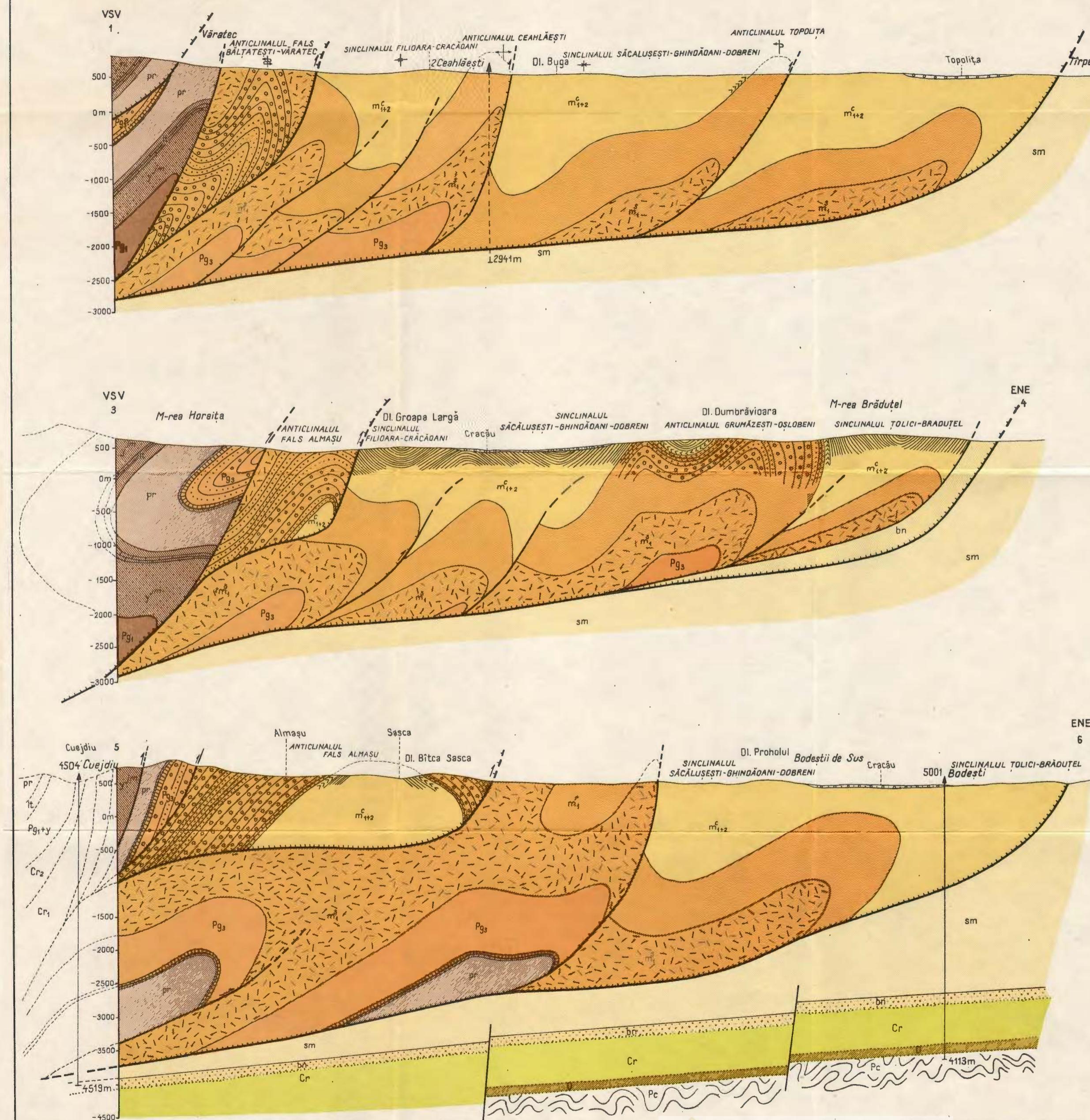
- | | | | | | | |
|----|--|---|----|--|------|--------------------|
| 35 | | Limită geologică în general | 43 | | 45 | Pozitie stratelor |
| 36 | | Limită litologică | 44 | | 30 | Pozitie normală |
| 37 | | Pinză de sărat | 45 | | 60 | Pozitie răsturnată |
| 38 | | Folie inversă | 46 | | | Pozitie verticală |
| 39 | | Folie normală | 47 | | 5001 | Foraje |
| 40 | | Decroşare | 48 | | NaCl | Izvor sărat |
| 41 | | Anticlinal: a) normal, b) deversat,
c) fals (cută antiformă) | 49 | | | Conglomerate |
| 42 | | Sinclinal: a) normal,
b) deversat | 50 | | | Gipsuri |
| | | | 51 | | | Tufuri |



M. MICU

SECTIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA DINTE VALEA AGAPIEI SI VALEA ALMAȘULUI

0 1 2km



LEGENDA

CUATERNAR	1	Depozite aluviale
	2	PINZA DE TARCAU
	3	Strate de Biserici
	4	Argile rojii și verzi (strate de Strujinoasa)
PRIABONIAN	5	Calcare de Pasieczna
	6	Strate de Sucevița
	7	Formațiunea cu sare
	8	Orizontal cenușiu: a. gipsul de Perchiu
LUTEJIAN	9	Gresia de Moișa
	10	Conglomerate de Almașu superioare
	11	Gresia de Almașu
	12	Conglomerate de Almașu inferioare
YPRESIAN	13	Formațiunea cu sora
	14	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	15	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	16	Gresia de Lucăcești
MIOCEN INFERIOR + MEDIU	17	Strate de Biserici
	18	Argile rojii și verzi
	19	Calcare de Pasieczna
	20	Strate de Jgheabu Mare
OLIGOCEN	21	Strate de Piatra Uscată + strate de Runcu
	22	Strate de Lepă
	23	Strate de Sărata
	24	Formațiunea cu sare
PRIABONIAN	25	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	26	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	27	f. Gresia de Moișa
	28	e. Conglomerate de Almașu superioare
LUTEJIAN	29	d. Gresia de Almașu
	30	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	31	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	32	a. Formațiunea cu sare
YPRESIAN	33	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	34	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	35	Gresia de Lucăcești
	36	Strate de Biserici
PALEOCEN	37	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	38	Strate de Lepă
	39	Strate de Sărata
	40	Formațiunea cu sare
CRETACIC SUP.	41	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	42	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	43	f. Gresia de Moișa
	44	e. Conglomerate de Almașu superioare
CRETACIC INF.	45	d. Gresia de Almașu
	46	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	47	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	48	a. Formațiunea cu sare
MIOCEN MEDIU (BÄDENIAN)	49	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	50	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	51	Gresia de Lucăcești
	52	Strate de Biserici
MIOCEN INFERIOR + MEDIU	53	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	54	Strate de Lepă
	55	Strate de Sărata
	56	Formațiunea cu sare
OLIGOCEN	57	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	58	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	59	f. Gresia de Moișa
	60	e. Conglomerate de Almașu superioare
PRIABONIAN	61	d. Gresia de Almașu
	62	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	63	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	64	a. Formațiunea cu sare
LUTEJIAN	65	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	66	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	67	Gresia de Lucăcești
	68	Strate de Biserici
YPRESIAN	69	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	70	Strate de Lepă
	71	Strate de Sărata
	72	Formațiunea cu sare
PALEOCEN	73	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	74	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	75	f. Gresia de Moișa
	76	e. Conglomerate de Almașu superioare
CRETACIC SUP.	77	d. Gresia de Almașu
	78	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	79	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	80	a. Formațiunea cu sare
CRETACIC INF.	81	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	82	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	83	Gresia de Lucăcești
	84	Strate de Biserici
MIOCEN MEDIU (BÄDENIAN)	85	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	86	Strate de Lepă
	87	Strate de Sărata
	88	Formațiunea cu sare
MIOCEN INFERIOR + MEDIU	89	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	90	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	91	f. Gresia de Moișa
	92	e. Conglomerate de Almașu superioare
OLIGOCEN	93	d. Gresia de Almașu
	94	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	95	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	96	a. Formațiunea cu sare
PRIABONIAN	97	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	98	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	99	Gresia de Lucăcești
	100	Strate de Biserici
LUTEJIAN	101	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	102	Strate de Lepă
	103	Strate de Sărata
	104	Formațiunea cu sare
YPRESIAN	105	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	106	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	107	f. Gresia de Moișa
	108	e. Conglomerate de Almașu superioare
PALEOCEN	109	d. Gresia de Almașu
	110	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	111	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	112	a. Formațiunea cu sare
CRETACIC SUP.	113	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	114	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	115	Gresia de Lucăcești
	116	Strate de Biserici
CRETACIC INF.	117	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	118	Strate de Lepă
	119	Strate de Sărata
	120	Formațiunea cu sare
MIOCEN MEDIU (BÄDENIAN)	121	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	122	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	123	f. Gresia de Moișa
	124	e. Conglomerate de Almașu superioare
MIOCEN INFERIOR + MEDIU	125	d. Gresia de Almașu
	126	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	127	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	128	a. Formațiunea cu sare
OLIGOCEN	129	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	130	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	131	Gresia de Lucăcești
	132	Strate de Biserici
PRIABONIAN	133	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	134	Strate de Lepă
	135	Strate de Sărata
	136	Formațiunea cu sare
LUTEJIAN	137	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	138	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	139	f. Gresia de Moișa
	140	e. Conglomerate de Almașu superioare
YPRESIAN	141	d. Gresia de Almașu
	142	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	143	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	144	a. Formațiunea cu sare
PALEOCEN	145	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	146	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	147	Gresia de Lucăcești
	148	Strate de Biserici
CRETACIC SUP.	149	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	150	Strate de Lepă
	151	Strate de Sărata
	152	Formațiunea cu sare
CRETACIC INF.	153	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	154	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	155	f. Gresia de Moișa
	156	e. Conglomerate de Almașu superioare
MIOCEN MEDIU (BÄDENIAN)	157	d. Gresia de Almașu
	158	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	159	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	160	a. Formațiunea cu sare
MIOCEN INFERIOR + MEDIU	161	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	162	a. Menilite inferioare și marne brune bituminoase
	163	Gresia de Lucăcești
	164	Strate de Biserici
OLIGOCEN	165	Formațiunea greso-conglomeratică verde
	166	Strate de Lepă
	167	Strate de Sărata
	168	Formațiunea cu sare
PRIABONIAN	169	Marne tufacee cu globigerine, argile brecioase, gipsuri
	170	Orizontal cenușiu: o. gipsul de Perchiu
	171	f. Gresia de Moișa
	172	e. Conglomerate de Almașu superioare
LUTEJIAN	173	d. Gresia de Almașu
	174	c. Conglomerate de Almașu inferioare
	175	b. Strate de Măgirești - Orizontal roșu
	176	a. Formațiunea cu sare
YPRESIAN	177	Faciesul bituminos cu gresie de Kliwa ± conglomerate cu elemente verzi
	178	a. Menilite infer

În lucrarea monografică asupra formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali, Bercia et al.⁹ au atribuit unitatea tectonică inferioară de la NW de Tomești grupei „pînzelor dorneene” (denumire îplocuită ulterior prin cea de „pînze maramureșene” — Kruțne, 1972), paraleлизindu-o cu pînza de Iacobeni, din munții Bistriței (alcătuită — după Bercia și Bercia, 1970¹⁰ din seria de Rebra-Barnar, seria epimetamorfică de Argeștru—Carbonifer superior? și formațiuni mezozoice antecretacic-superioare). În aceeași lucrare, pînza de Mestecăniș a fost socotită echivalentă pînzei de Rodna, ambele unități fiind descrise ca pînza de Rodna-Mestecăniș, atașată pînzelor bistrițene; pînza de Rarău a fost considerată ca o unitate alpină aparte, cu care se încheie sistemul pînzelor bucovinice.

Rezultatele obținute recent permit elaborarea unei noi ipoteze privind pînzele de șariaj din regiune, cu unele consecințe tectonice importante pentru întreaga zonă cristalino-mezozoică. Principalele date de la care pornim în construirea unei noi imagini tectonice sunt în primul rînd în legătură cu șariajul dintre ansamblul format de seriile de Rebra-Barnar, de Tulgheș și de Izvorul Mureș (unitatea de Voșlobeni) și cel al seriei de Tulgheș (din unitatea de Bălan), ambele atribuite anterior pînzei de Mestecăniș. Urmărirea cartografică a acestui șariaj, a evidențiat faptul că el nu se oprește în masivul alcalin de la Ditrău, ci îl ocolește pe la SW (adică pe la NE de calcarele de la Lăzarea); astfel, formarea acestui contact tectonic nu este neapărat anterioară masivului alcalin menționat

zoică a Carpaților Orientali două sisteme de pînze de șariaj austrice: sistemul pînzelor centrale (la care participă formațiunile metamorfice — pînze de soclu, formate prin forfecare) și sistemul pînzelor transilvane (la care participă exclusiv depozite mezozoice — pînze de cuvertură, formate prin decolare gravitațională). Sistemul pînzelor centrale cuprinde în principal unitatea de Brețila, peste care se dispune pînza sub-bucovinică (formațiuni metamorfice și cuvertura lor mezozoică în facies sub-bucovinic) și pînza bucovinică (formațiuni metamorfice și cuvertura lor mezozoică în facies bucovinic).

⁹ Bercia et al. (*op. cit.* pct. 6) au deosebit în cadrul sistemului pînzelor bucovinice (definit ca un sistem de pînze austrice de forfecare, la care participă formațiuni metamorfice asociate sau nu cu o cuvertură sedimentară mezozoică antecretacic-superioară, cuprins între sistemul pînzelor de Radomir, în bază, și sistemul pînzelor transilvane, la partea superioară): a) grupa pînzelor dorneene (la care participă cele mai vechi formațiuni metamorfice acoperite de o cuvertură paleozoică slab metamorfozată, în faciesul seriilor de Repedea, Rusăia, Bardău și Argeștru, și una mezozoică antecretacic-superioară) în bază; b) grupa pînzelor bistrițene (formațiuni ale seriilor metamorfozate de Rebra-Barnar și de Tulgheș acoperite transgresiv, în diferite sectoare, de Paleozoicul slab metamorfozat în faciesul seriilor de Țibău și Izvorul Mureș) și c) pînza de Rarău (constituată din seria de Brețila-Rarău, granitoidele de Hășmaș, seria de Dămuc, formațiunea breciilor de Hășmaș și cuvertura mezozoică antecretacic-superioară din sinclinalul marginal extern).

¹⁰ I. Bercia, Elvira Bercia. Cristalinul Bistriței din regiunea Bistra-Bărnărel. 1970. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

putind fi și mezozoică (alpină). Posibilitatea ca acest șariaj să fie alpin se impune cu destulă certitudine, întrucât mai la nord, se cunosc o serie de ferestre și semiferestre tectonice (la Borsec, în partea superioară a părții Muncelul — affluent drept al văii Bistricioara, pe o serie de affluenți de dreapta ai văii Seaca — affluent drept al văii Bistricioara și la Bilbor¹¹) în care, de sub planul de șariaj al formațiunilor seriei de Tulgheș apare seria de Rebra-Barnar, situație tectonică similară atât cu cea constată înspre extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoică (regiunea Sîndominic-Izvorul Mureș-Lăzarea) cit și cu situația observată mai la nord în munții Bistriței, în marile ferestre tectonice alpine (austrice) Neagra, Barnar și Gheorghieni, puse în evidență de Bercia și Bercia¹².

Tinând seama de tipul petrografic și de gradul de metamorfism al ivirilor de roci cristalofiliene (evidențiate de către Margareta Peltz¹³ și S. Peltz, 1969) care apar de sub ansamblul formațiunilor vulcanogene și vulcanogen-sedimentare din zona Sărmaș-Toplita și din partea sud-estică și estică a munților Călimani (bazinul văilor Toplița-Lomaș și Călimănel), se poate trage concluzia că planul de șariaj dintre pînza de Mestecăniș și pînza de Rodna din regiunea Sîndominic-Lăzarea poate fi conturat și trasat cu destulă certitudine și exactitate pînă la vest de izvoarele văii Toplița-Lomaș. De aici, pe sub cuvertura cainozoică, legătura acestui plan de șariaj cu cel de pe marginea de est a ferestrei Iacobeni apare cu evidentă claritate. În această situație, fereastra amintită se prelungeste mult spre sud, pînă la nord de localitatea Racu, unde se închide (pe sub cuvertura cainozoică), întrucât aici aflorimentele de cristalin aparțin seriei de Tulgheș, la nord de care, sub Cainozoic, s-au evidențiat prin foraje (în zona Mădăraș) formațiunile predominant carbonatice ale seriei de Rebra-Barnar. De la nord de Racu, planul de șariaj se curbează spre nord și trece între ivirea de calcare, din seria de Rebra-Barnar, de la Toplița și aflorimentul de roci epimetamorfice ale seriei de Tulgheș situat la vest de valea Călimănelul Mare. De aici, legătura cu contactul de șariaj de pe flancul occidental al ferestrei Iacobeni este evidentă¹⁴. Extinderea mult către sud a ferestrei Iacobeni implică completarea denumirii ei: „fereastra Iacobeni-Sîndominic”; ea se întinde pe aproximativ 120 km. Față de această uriașă fereastră, semifereastra de la Bilbor și

¹¹ Aceste ferestre tectonice au fost evidențiate de Georgea Mureșan și M. Mureșan (fide Bercia et al., op. cit. pct. 3).

¹² I. Bercia și Elvira Bercia (op. cit. pct. 10), evidențind șariajul seriei de Tulgheș peste seria de Rebra-Barnar în zona Gheorghieni, au demonstrat în același timp că în această fereastră reappears unitatea alpină de Iacobeni, cunoscută în fereastra din zona Iacobeni-Vatra Dornei (Mureșan, 1968; Bercia și Bercia, 1970).

¹³ Margareta Peltz. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în extremitatea sud-estică a masivului Călimani. 1962. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹⁴ Forajul structural de pe valea Zebrac (Stînceni) a înălțat la metrul 1532 formațiuni epimetamorfice (Peltz, 1969) care confirmă că, în profunzimea Călimanilor, la vest de planul de șariaj de pe flancul occidental al ferestrei Iacobeni se găsesc formațiunile seriei de Tulgheș, fapt constatat și la zi, la nord de localitatea Neagra Șarului.

fereastra de la Borsec apar situate pe un aliniament mai extern. Legătura naturală a planului de şariaj dintre seria de Tulgheş şi seria de Rebra-Barnar, constată de noi la suprafaţă în extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice (de la Sîndominic la Lăzarea) cu planul de şariaj mezocretacic din zona Iacobeni-Vatra Dornei este încă un argument în favoarea unei astfel de vîrste şi pentru primul şariaj menţionat.

Din cele arătate, rezultă că unitatea de Iacobeni se regăseşte în sudul zonei cristalino-mezozoice, unde, ca şi în munţii Bistriţei, formaţiunile ei metamorfice aparţin în principal seriei de Rebra-Barnar (coresponde deci cu ceea ce se denumea anterior subunitatea de Voşlăbeni). Acceptarea acestui fapt are consecinţe importante, intrucât în sudul zonei cristalino-mezozoice, spre deosebire de munţii Bistriţei, avem o situaţie favorabilă care permite stabilirea poziţiei unităţii de Iacobeni în ansamblul pinzelor bucovinice. Într-adevăr, aşa cum s-a arătat anterior, la NW de Tomeşti, de sub planul de şariaj alpin al calcarelor seriei de Rebra-Barnar (despre care am arătat că de fapt aparţin unităţii de Iacobeni) apare o unitate tectonică, cu poziţie inferioară în ansamblul pinzelor din extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice, pe care o denumim „unitatea (pinza) de Tomeşti”; această unitate aparţine sistemului pinzelor maramureşene (probabil cea mai de sus pinză a acestui sistem)¹⁵.

Această situaţie existentă în extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice, ne ajută la descifrarea relaţiilor structurale între unitatea de Iacobeni din zona Vatra Dornei-Iacobeni şi unitatea de Bretila (care aparţine sigur pinzelor maramureşene) care apare mai la nord în fereastra cu acelaşi nume, relaţii mascate de formaţiunile seriei de Tulgheş (din pinza de Mestecăniş), şariate peste ambele unităţi menţionate. Astfel, acum se poate afirma cu destulă certitudine, că unitatea de Iacobeni este şariată peste formaţiunile metamorfice din fereastra Bretila. După părere noastră această situaţie clarifică relaţiile între pinza de Rodna (alcătuită din seria de Rebra-Barnar — K r à u t n e r, 1968) şi pinza de Mestecăniş (constituită din seria de Tulgheş, seria carbonifer-inferioară de Tibău şi o cuvertură mezozoică antecretacic-superioară — M u r e ş a n, 1968; B e r c i a et al., 1971¹⁶), considerate de B e r c i a et al¹⁷., a fi o singură unitate alpină : pinza de Rodna-Mestecăniş. Într-adevăr, dacă pe sub pinza de Mestecăniş, formaţiunile seriei de Rebra-Barnar, din baza unităţii de Iacobeni, sunt şariate peste unitatea de Bretila, atunci se impune o frapantă similitudine cu situaţia constată pe flancul estic al pinzei de Rodna,

¹⁵ Apartenenţa unităţii de Tomeşti la sistemul pinzelor maramureşene ni se pare justificată, pe de o parte, datorită prezenţei în formaţiunea breciilor de Hâghimaş a unor galeţi de gnaise cu feldspat roz care ar indica provenienţa din seria de Bretila-Rarău şi a unor elemente epimetamorfice care probabil provin dintr-o formaţiune paleozoică, iar pe de altă parte, litostatigrafia depozitelor mezozoice ale acestei unităţi (vezi D. P a t r u l i u s et al., op. cit. pct. 3) este diferită de cea a depozitelor mezozoice ale unităţii de Iacobeni (M. S â n d u l e s c u, 1972, 1973), ceea ce ar fi un argument în plus că cele două unităţi sunt la nivele structurale diferite.

¹⁶ Op. cit. pct. 6.

¹⁷ Op. cit. pct. 6.

unde formațiunile seriei de Rebra-Barnar sunt șariate peste formațiunile metamorfice din fereastra Bretila. Dacă supozitările făcute în această lucrare corespund realității, atunci concluzia logică ar fi că unitatea de Iacobeni nu este altceva decât pînza de Rodna (în care caz trebuie de presupus că rocile carbonatice ale seriei de Țibău, din zona Neghiobu-Măria Mare, sunt șariate peste seria de Rebra-Barnar și că aparțin pînzei de Mestecăniș). Întrucît în munții Rodnei, pînza de Rodna este șariată clar peste unitățile maramureșene (K r ā u t n e r , 1972), rezultă că și în noua situație, este justificată în continuare atașarea ei la grupa pînzelor bistrițene. Rezultă că pînzelor bistrițene (pînzele de Mestecăniș și de Putna – B e r c i a et al.¹⁸) (la care adăugăm pînza de Rărău – n.n.) li se adaugă, în bază, o a patra unitate alpină : pînza de Rodna (în noua ei accepțiune, rezultată din lucrare : seria de Rebra-Barnar, cu tranziția ei spre seria de Tulgheș – constatată numai la est de Voșlăbeni – seria de Izvorul Mureș și cuvertura mezozoică antecreatic-superoiară de tip Iacobeni).

Întrucît, pe de o parte, în munții Bistriței, s-a demonstrat (B e r c i a și B e r c i a , 1970¹⁹) că pînza de Mestecăniș dispare în unele zone, astfel încît pînza de Putna (constituitoră numai din seria de Tulgheș) ajunge să fie șariată direct peste formațiunile seriei de Rebra-Barnar (din unitatea de Iacobeni – atribuită în această lucrare pînzei de Rodna) iar pe de altă parte, la sud de munții Bistriței existând o suprafață importantă în care deosebirea riguroasă între cele două pînze nu a fost făcută încă, pe schița tectonică, anexată lucrării, pînzele de Putna și de Mestecăniș au fost reprezentate nedivizat.

Concluzii

În urma celor arătate în lucrare, se desprind mai multe idei și concluzii, redate mai jos.

1. S-a pus în evidență o nouă unitate tectonică – pînza de Tomești, ratașată sistemului pînzelor maramureșene (posibil cea mai de sus unitate a acestui sistem). Ea este constituită la suprafață (la NW de Tomești) din formațiunea permiană a brețiilor de Hăghimaș și depozite mezozoice precretacic-superoiare.

2. S-a arătat că pînza de Rodna se situează sub pînza de Mestecăniș ; în consecință, cele două unități nefiind echivalente, denumirea de „pînza de Rodna-Mestecăniș” nu mai poate fi utilizată. Fiind șariată peste pînzele maramureșene, pînza de Rodna reprezintă unitatea tectonică inferioară a grupului pînzelor bistrițene. Prin transformarea pînzei de Rodna-Mestecăniș în 2 pînze alpine suprapuse, grupul bistrițean se mărește cu o unitate.

3. Întrucît unitatea de Iacobeni s-a dovedit a fi echivalentă pînzei de Rodna, denumirea corespunzătoare dispare, întrucît „pînza de Rodna”

¹⁸ Op. cit. pct. 6.

¹⁹ Op. cit. pct. 10.

a fost introdusă anterior (K r ä u t n e r, 1968), iar caracterul alohton al acestei unități este vizibil pe mari suprafețe numai în masivul Rodnei.

Echivalența unității de Iacobeni cu pînza de Rodna și faptul că aceasta din urmă aparține clar pînzelor bistrițene, arată că, din grupul unităților maramureșene dispare o pînza (fosta unitate de Iacobeni).

4. Din echivalarea subunității de Voșlăbeni, din sudul zonei cristalino-mezozoice cu pînza de Rodna, rezultă că, din considerente de prioritate, numai ultima denumire are valabilitate în ansamblul grupării tectonice pe care am expus-o în această lucrare.

5. Faptul că pînzei de Rodna fiindu-i atribuite, prin echivalare și fostele unități de Iacobeni și de Voșlăbeni, rezultă că conținutul litostratigraphic al acesteia se îmbogățește simțitor, față de definiția inițială, dată în munții Rodnei (K r ä u t n e r, 1968), unde este constituită numai din formațiunile metamorfozate ale seriei de Rebra-Barnar. Astfel, în noua accepțiune, formațiunilor seriei de Rebra-Barnar li se adaugă : a) formațiunile bazale ale seriei de Tulgheș, evidențiate deocamdată numai la est de Voșlăbeni (S t r e c k e i s e n, 1968 ; M u r e ș a n, 1968. 1973) ; b) seria de Izvorul Mureș – Carbonifer inferior ? (M u r e ș a n, 1973), evidențiată în sudul zonei cristalino-mezozoice ; c) formațiunea breciilor de Hăgihimăș – Permian (M u r e ș a n, 1970 ; I l i e s c u, M u r e ș a n, 1972 b), din zona Șarul Dornei-Dealul Rusului (M u r e ș a n, 1970) ; d) formațiunile mezozoice antecretacic-superioare (K r ä u t n e r, 1933 ; D i m i t r e s c u, 1960 ; M u t i h a c, 1966 ; B e r c i a și B e r c i a, 1970) din zona Iacobeni, din forajul de la Barnar (în care, sub formațiunile seriei de Tulgheș, au fost evidențiate de către B e r c i a și K r ä u t n e r, 1968, roci carbonatice triasice) și probabil din zona Glodu ²⁰.

6. Întrucit se observă că, pe de o parte, pînza de Rodna apare, în noua ipoteză, și în sectoare situate mai la sud de masivul Rodnei, se poate trage concluzia că această unitate alpină este una din cele mai importante entități tectonice austrice ale zonei cristalino-mezozoice. Astfel, direcțional, punctele extreme unde se cunoaște pînza de Rodna (adică între Sîndominic, la sud, și versantul nordic al munților Rodna) se află distanțate la peste 150 km ; transversal, pînza de Rodna depășește 30 km, întrucit ea este urmărită cartografic din partea cea mai internă a zonei cristalino-mezozoice (colțul SW al munților Rodnei, K r ä u t n e r, 1968) pînă aproape de partea externă (orientală) a acesteia (ferestrele Gheorghieni, Barnar, Neagra – evidențiate de B e r c i a și B e r c i a, 1970 ²¹).

7. Întrucit, după cum am arătat, în extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice, la NW de Tomești, pînza de Rodna este șariată peste formațiunile mezozoice antecretacic-superioare ale unității de Tomești, avem dovada directă că reprezintă o unitate tectonică alpină, fapt dedus

²⁰ Nu este exclus ca, în imprejurimile localității Glodu, sub formațiunile seriei de Tulgheș, șariată peste seria de Rebra-Barnar, să existe resturi ale unei cuverturi mezozoice transgresive peste ultima serie (care aparține pînzei de Rodna), întrucit, la NW de localitatea amintită, sunt menționate blocuri de calcar triasic (E . R i ș a , 1966).

²¹ Op. cit. pct. 10.

inițial în masivul Rodnei numai indirect, din sensul avansării ei, de la interior spre exteriorul arcului carpatic (K r ā u t n e r, 1968).

8. În situația că planul de șariaj (cu inclinare ENE), evidențiat de noi la SW de masivul alcalin de la Ditrău, este într-adevăr austric, rezultă că, în adincime, el retează acest masiv alcalin, întrucât acesta nu poate fi mai tânăr ca Liasicul ²² (date de vîrstă absolută — B a g d a s a r i a n, 1972 ; S t r e c k e i s e n, H u n z i k e r, 1974). Dacă aceasta este situația, atunci masivul alcalin de la Ditrău, se încastrează numai în formațiunile seriei de Tulgheș, șariată peste ansamblul atribuit de noi pînzei de Rodna, în care volumul cel mai important revine seriei de Rebra-Barnar. Concluzia de ordin metalogenetic, care se impune în acest caz, este aceea că eventualele concentrații metalifere, din aureola de contact a masivului de la Ditrău ²³, rămase în adâncime, pot fi localizate numai în seria de Tulgheș și numai deasupra șariajului menționat. De aici rezultă importanța stabilirii modului de dezvoltare în adâncime a acestui plan tectonic sub masivul Ditrău, problemă la fel de importantă de deslușit și în cazul zăcămintelor vulcanogen-sedimentare de tip Bălan din seria de Tulgheș.

9. Reafirmăm cu această ocazie aserțiunea noastră anterioară (M ureșan, 1967), conform căreia pînzele din zona cristalino-mezozoică au fost șariate după formarea lor ca un tot unitar peste zona flișului, linia „centrală” (B ăn c i l ă, 1958) reprezentând astfel un plan de șariaj major tot cretacic, mai nou ca șariajele mezocretacice (austrice) din interiorul zonei cristalino-mezozoice.

După șarierea în bloc a zonei cristalino-mezozoice peste fliș, pînzele de șariaj, respectiv planele de șariaj ale acestora, au fost cutate luind astfel naștere un gen de „anticlinale” și „sinclinale”, adesea cu liniaritate remarcabilă. Astfel, după cum s-a arătat, fereastră Iacobeni-Sîndominic se extinde, pe direcție, pe o distanță de peste 120 km, marcînd astfel o boltire majoră a pînzei de Rodna; în extremitatea sudică a acesteia, în zona să axială, se situează fereastră Tomești, iar în prelungirea spre nord a ferestrei Iacobeni-Sîndominic, se află ferestrele Bretilei și a Vaserului (ca să amintim cele mai importante), în care apar pînzele maramureșene, marcînd astfel prelungirea spre NW a zonei axiale a acestei „boltiri”, care afectează cel puțin atît planul de șariaj de la baza pînzei de Rodna, cît și cel care o delimită la partea superioară (față de pînzele de Mestecăniș și de Putna).

Față de boltirea discutată, cea corespunzătoare masivului Rodna se situează mai spre interiorul catenei carpaticе. Semifereastra de la Bil-

²² Poziția alohtonă a masivului alcalin de la Ditrău și a formațiunilor metamorfice în care se localizează, a fost afirmată de M ureșan (1967) care-l atașează pînzei de Fundul Moldovei (actuala pînză de Putna), alohtonie consemnată pe foaia Toplița (scara 1 : 200 000); S ănduleșcu (fide S ănduleșcu, Bercia, 1974) atașează masivul de la Ditrău pînzei bucovinice, figurind într-o secțiune geologică planul de șariaj al acestei pînze și la baza acestui masiv.

²³ La suprafață, această aureolă de contact este larg dezvoltată în jurul masivului alcalin, afectînd formațiunile seriei de Tulgheș la sute și chiar la mii de metri de la contactul vizibil cu acesta.

bor și fereastra de la Borsec, marchează o altă zonă de boltire, mai puțin importantă, situată mai spre est, în prelungirea căreia se plasează o mică fereastră tectonică, situată la circa 3,5 km spre est de Gheorghieni.

Pînza de Rarău marchează o zonă „sinclinală” a mai multor plane de șariaj (Sănduleșcu, 1969), întrucât aici se schimbă vergențele acestora: respectiv cele ale pînzei Hășmașului, ale pînzei de Rarău și ale pînzei de Tomești, situație constatătă la nivelul reliefului actual. Odată cu recutarea pînzelor de șariaj au fost cutate și formațiunile metamorfice și sedimentare care le alcătuiesc.

Mentionăm că recutarea planului de șariaj al pînzei de Rarău și al celui dintre zona cristalino-mezozoică și zona flișului a fost observată pentru prima dată de către Sănduleșcu (1972) în regiunea Dămuc, unde aceste plane tectonice sunt răsturnate, încit ajung să incline către est (fapt ulterior constatat și de noi).

Cele de mai sus, pot justifica supozitia că toate planele pînzelor de șariaj alpine care intră în alcătuirea zonei cristalino-mezozoice precum și cel de-a lungul căreia această unitate încălcă zona flișului au fost recutate solidar (proces în care au fost antrenate și formațiunile metamorfice), ulterior formării lor. Această imagine privind recutarea în ansamblu a pînzelor de șariaj am reprezentat-o în secțiunile geologice anexate lucrării.

BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I. (1929) Cercetări geologice în imprejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, București.
- B a g d a s a r i a n P. G. (1972) Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și munții Banatului din România. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr. Seria Geol.* 17, 1. București.
- B ă n c i lă I. (1941) Étude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc (Carpathes Orientales). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.
- Bercia Elvira, Kräutner Florentina (1968) Date noi furnizate de forajul Barnar cu privire la stratigrafia și poziția în pînza a cristalinului epimetamorfic din Munții Bistriței. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIV, 2 (1966–1967), București.
- Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacobeni. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali). *D.S. Com. Stat. Geol.* LIII, 1 (1965–1966), București.
- Ciornei P., Vasilescu L. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului. *D.S. Com. Geol.* XLVI (1958–1959). București.
- Codarcea Al., Dessila-Codarcea Marcela, Ianovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. St. Acad. R.S.R., Secția Geol. Geogr.* II, 3–4, București.



- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonice ale regiunii Iacobeni. *Sec. St. Nat. Geogr. R.P.R., Comunicări de geol. geogr.* (1957–1959), București.
- Hain V. E., Bizoava S. L., Rudakov S. G., Slavin V. I. (1968) O pokrovnoi structure Rahovskovo massiva (Vostocinie-Karpati). *Vestnik Moskovskovo Universiteta*, 5, Moskva.
- Ilieșcu Violeta, Mureșan M. (1972 a) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali-Seria epimetamorfică de Tulgheș. *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 4 (1971), București.
- Mureșan M. (1972 b) Asupra prezenței unor asociații microfloristice în formațiunea paleozoică a breciilor de Hăghimăș-implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 4 (1971), București.
- Ionescu Jeană, Tiepac I., Udreescu Constanța (1966) Determinarea vîrstelor absolute prin metoda Pb- α . *St. Tehn. Econ. Com. Geol. Seria B*, 44, București.
- Kräutner Florentina (1970) Relațiile stratigrafice și tectonice din anticlinalul Bretila pe baza datelor furnizate de forajul din Valea Rusăia (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LVI, 5, București.
- Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geol.* 13, 2, București.
- (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Série Géol.*, 16, 2, București.
- Kräutner Th. (1933) Léxtrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. *C.R. Inst. Géol. Roum. XIX* (1930–1931), București.
- (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Mureșan Georgea, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LVIII (1971), București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., Seria Geol.*, XII, 1, București.
- (1968) Metamorphic formations. In „Crystalline Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector)” by T. h. Joja, V. Mutihac, M. Mureșan. *Intern. Geol. Congr.*, Sess. XXIII, Prague, 1968. *Guide to Excursion 46 AC*, Romania, București.
 - (1970) Asupra prezenței Paleozoicului nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LVI, 4, București.
 - (1973) Seria de Izvorul Mureș – o nouă formăție paleozoică în Carpații Orientali. *D.S. Inst. Geol.* (1972), LIX, București.
 - Magdalena Ionescă, Anca Tânăsescu (1974) Asupra prezenței metamorfitelor caledoniene în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (seria de Dămuc). *D.S. Inst. Geol.* (1972–1973), LX, 5 București.
- Mutihac V. (1966) Probleme de stratigrafie și tectonică privind sinclinalul Rarăului (Carpații Orientali). *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., Seria Geol.*, 11, 2, București.
- Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1969) Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII, București.
- Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *Stud. Tehn. Econ. Inst. Geol.* I, 4, București.

- Pătulea G. (1967) Récherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan-Tulgheş). *Rev. Roum. Géol., Géophys., Geogr., Série Géol.*, 11, 2, Bucureşti.
- Rădulescu I. (1970) Considerații privind structura geologică a Munților Bistriței. *Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., Seria Geol.*, 1, 15, Bucureşti.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni (Distr. Cîmpulung et Neamț). *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XXIV, 1, Iași.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăgimaș une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balc.*, VIII-ème Congr. Beograd.
- (1968) Problème tectonique ale sinclinalului Hăgimaș. *D.S. Com. Stat. Geol.*, LIII, 3, Bucureşti.
 - (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăgimaș. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIV, 3, Bucureşti.
 - (1971) Sur l'hétérochronisme des phases tectogéniques alpines dans les zones internes des Carpates Roumaines. Simp. phas. orog. alp. europ., Commis. Tect. *Assoc. géol. Carp.-Balk.*, Belgrade.
 - (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 5 (1971), Bucureşti.
 - (1973) Essai de reconstitution des éléments préparoxismaux alpins des dacides (internides) orientales. *Acad. R.S.R. Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Série Géol.* 17, 1, Bucureşti.
 - (1975) Studiu geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăgimaș (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol. Geof.* XLV, Bucureşti.
 - Bercea I. (1974) The East Carpathians. The Crystalline-Mesozoic Zone. In „Tectonics on the Carpathian Balkan Regions-Rumanian Carpathians”. *Geol. Inst. „Dionyz Stur”*, Bratislava.
- Streckeisen A. (1934) Tektonik des Karpathen bogens. *Geol. Mijub*, Leiben.
- (1940) Le Mésozoïque de Tomești (Dép. de Ciuc) — Carpates Orientales. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXIV (1935—1936), Bucureşti.
 - (1968) Stilpnometan im Kristallin der Ostkarpathen. Schweiz. *Min. Petr. Mitt.* 48, 3, Bern.
 - Hunziker J. C. (1974) On the Origin and Age of the Nepheline Syenite Massif of Ditró (Transylvania, Rumania). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* vol. 54, 1, Bern.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d.k. Akad. d. Wissen. Wien. Math.-nat. Klasse*, CXVI, Abt-I, Wien.
- Voitesti I. P. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol-Miner. Univ. Cluj*, III, 1, Cluj.
- (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions Carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* V, Bucureşti.
- Vasilescu Al., Bandrabur T. (1970) Ivirea de cristalin de la Racu-Ciuc și importanța ei paleogeografică. *D.S. Inst. Geol.* LVI, 5 (1968—1969), Bucureşti.



UNE NOUVELLE HYPOTHÈSE SUR LES NAPPES BUCOVINIENNES DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DE LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE DES CARPATES ORIENTALES

(Résumé)

Les recherches récentes que nous avons effectuées dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque (la région entre Frumoasa, au sud, et la haute-vallée de la Bistricioara, au nord), nous suggèrent une nouvelle hypothèse sur l'image tectonique d'ensemble, sensiblement différente de celle que nous avons acceptée auparavant. Pour une meilleure compréhension, nous allons résumer la situation structurale antérieurement présentée, dans une série d'ouvrages et de rapports sur cette région.

Ainsi, dans l'extrémité sud de la zone cristallino-mésozoïque au NW de la localité de Tomeşti, on a mis en évidence une unité tectonique inférieure, constituée de la formation permienne des brèches de Hăghimaş (Mureşan, 1970; Iliescu, Mureşan, 1972 b) et de dépôts mésozoïques anté-crétacés supérieurs (Streckeisen, 1940; Patrulius et al., 1966 — op. cit. point 3) chevauchés vers le NE par les calcaires cristallins (Patrulius et al., 1966 — op. cit. point 3), les derniers ultérieurement attachés à la série de Rebra-Barnar (Mureşan, 1968)¹. L'ensemble des formations situées sous le chevauchement mentionné a été attribué par Sănduleşcu (1967, 1968) à la nappe sub-bucovinienne; plus tard, Bercea et al. (op. cit. point 6) ont mis en parallèle cette unité inférieure du NW de Tomeşti avec la nappe alpine de Iacobeni, qui apparaît dans une série de fenêtres tectoniques dans les monts de Bistriţa.

Sur l'unité décrite est charriée la nappe alpine de Mestecăniş, constituée de deux sous-unités tectoniques, séparées par un charriage considéré paléozoïque (sudète?) (Mureşan, 1973)²; en base, la sous-unité de Voşlăbeni, formée de l'ensemble des séries métamorphisées de Rebra-Barnar (Précambrien supérieur — Iliescu, Mureşan, 1972), de Tulgheş (Cambrien inférieur — Iliescu, Mureşan, 1972 a) et de Izvorul Mureş (Carbonifère inférieur — Mureşan, 1973) et à la partie supérieure — la sous-unité de Bălan, formée uniquement de la série de Tulgheş.

L'unité tectonique placée le plus en haut, avec des schistes cristallins (c'est-à-dire la plus élevée des nappes bucoviniennes) est représentée dans cette région par la nappe de Rarău (Mureşan, 1967), dans laquelle apparaissent les formations métamorphisées de la série de Bretila-Rarău (Précambrien supérieur), des granitoïdes de Hăghimaş (Précambrien supérieur A) de la série de Dămuc (Ordovicien — Mureşan et al., 1973) de même que les dépôts non-métamorphisés de la formation permienne des brèches de Hăghimaş et de ceux mésozoïques pré-crétacés supérieurs (Trias-Albien) du synclinal marginal externe du Hăghimaş. Il est à noter que Sănduleşcu (1967), tout en considérant que les formations cristallines de la nappe de

¹ Le chevauchement des calcaires cristallins sur le Mésozoïque du NW de Tomeşti a été ultérieurement interprété comme un charriage (Mureşan, 1967; Sănduleşcu, 1967).

² Au moment respectif (Mureşan, 1973), l'auteur avait fait le levé de ce charriage de Sindominic jusqu'à environ 7 km sud du massif alcalin de Ditrău, massif qui semblait „soudé” ce contact tectonique; dans cette situation, nous avons conclu que le charriage est pré-mésozoïque, vu que les données d'âge absolu connues à ce temps-là (Ionescu et al., 1966) indiquaient l'âge paléozoïque supérieur du massif alcalin mentionné.

Rarău sont charriées avant le Mésozoïque sur la série de Tulgheş, a rangé les dernières deux unités décrites (la nappe de Mestecăniş et la nappe de Rarău) dans une seule unité alpine — la nappe bucovinienne³.

Dans l'ouvrage monographique sur les formations métamorphiques de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales, Bercia et al.⁴ ont attribué l'unité tectonique inférieure située au NW de Temeşti au groupe des „nappes de Dorna” (en roumain „pinze dorneene”), nom remplacé ensuite par celui de „nappes de Maramureş” (en roumain „pinze maramureşene”) — Krăutner, 1972, qui l'a mise en parallèle avec la nappe de Iacobeni des monts de Bistriţa, faite (d'après Bercia et Bercia, 1970 — op. cit., point 10) de la série de Rebra-Barnar et de formations mésozoïques antécrétacé-supérieures. Dans le même ouvrage, la nappe de Mestecăniş a été considérée l'équivalent de la nappe de Rodna, les deux unités étant décrites comme la nappe de Rodna-Mestecăniş, attachée aux nappes „de Bistriţa”; la nappe de Rarău a été considérée comme une unité alpine à part, qui marque la fin du système des nappes bucovinienes.

Les résultats acquis récemment permettent l'élaboration d'une nouvelle hypothèse sur les nappes de charriage de la région, avec certaines conséquences tectoniques importantes pour l'entièvre zone cristallino-mésozoïque. Les principales données qui sont à la base d'une nouvelle image tectonique portent tout d'abord sur le charriage situé entre l'ensemble formé des séries de Rebra-Barnar, de Tulgheş et de Izvorul Mureş (l'unité de Voşlăbeni) et celui de la série de Tulgheş (de l'unité de Bălan), les deux attribuées antérieurement à la nappe de Mestecăniş. Les recherches de terrain ont mis en évidence que ce charriage ne s'arrête pas dans le massif

³ M. Sandulescu (1967, 1969, 1971, 1972, 1973), se basant sur les faciès du Mésozoïque et sur des arguments d'ordre paléogéographique et structural, a distingué dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales deux systèmes de nappes de charriage autrichiennes : le système des nappes centrales (auquel participent les formations métamorphiques — nappes de socle, formées par cisaillement) et le système des nappes transylvaines (auquel prennent part exclusivement les dépôts mésozoïques — nappes de couverture, formées par décollement gravitationnel). Le système des nappes centrales comporte en principale l'unité de Bretila, sur laquelle se dispose la nappe sub-bucovinienne (formations métamorphiques et leur couverture mésozoïque en faciès sub-bucovinien) et la nappe bucovinienne (formations métamorphiques et leur couverture mésozoïque en faciès bucovinien).

⁴ I. Bercia et al. (op. cit. point 6) ont distingué dans le système des nappes bucoviniennes (défini en tant que système des nappes autrichiennes de cisaillement, auquel participent des formations métamorphiques associées ou pas à une couverture sédimentaire mésozoïque anté-crétacée supérieure, compris entre le système des nappes de Radomir — en base — et le système des nappes transylvaines — à sa partie supérieure) :

a) le groupe des nappes „de Dorna” (auquel participent les plus anciennes formations métamorphiques couvertes d'une couverture paléozoïque faiblement métamorphisée — dans le faciès des séries de Repedea, Rusaia, Bardău et Argestru — et d'une mésozoïque anté-crétacée-supérieure) — en base; b) le groupe des nappes de Bistriţa” (en roumain „bistrițene”) (formations des séries métamorphisées de Rebra-Barnar et de Tulgheş couvertes en transgression en différents secteurs par le Paléozoïque faiblement métamorphisé dans le faciès des séries de Tibău et de Izvorul Mureş) et c) la nappe de Rarău (faite de la série de Bretila-Rarău, les granitoïdes de Hăghimaş, la série de Dămuc, la formation des brèches de Hăghimaş et la couverture mésozoïque anté-crétacée supérieure du synclinal marginal externe).

alcalin de Ditrău, mais au contraire il le contourne par le SW (c'est-à-dire par le NE des calcaires de Lăzarea) ; ainsi, la formation de ce contact tectonique n'est pas absolument antérieure au massif alcalin mentionné, elle peut être également mésozoïque (alpine). La possibilité que ce charriage soit alpin s'impose certainement, vu que plus au nord on connaît une série de fenêtres tectoniques (à Borsec, dans la partie supérieure du ruisseau Muncelul — affluent droit de la vallée de la Bistricioara, sur une série d'affluents droits de la vallée de la Seaca — affluent droit de la vallée de la Bistricioara et à Bilbor)⁵, où, d'en dessous du plan de charriage des formations de la série de Tulgheş, apparaît la série de Rebra-Barnar, situation tectonique similaire autant à celle constatée vers l'extrémité sud de la zone cristallino-mésozoïque (région de Sindominic-Izvorul Mureş-Lăzarea), qu'aussi bien à la situation observée plus au nord dans les monts de Bistriţa, dans les grandes fenêtres tectoniques alpines (autrichiennes) de : Neagra, Barnar et Gheorghieni, mises en évidence par Bercia et Bercia⁶.

Compte tenu du type pétrographique et du degré de métamorphisme des apparitions de roches cristallophylliennes (mises en évidence par Margareta Peltz et S. Peltz, 1969 — op. cit. point 13), qui apparaissent d'au-dessous de l'ensemble des formations volcanogènes et volcano-sédimentaires de la zone de Sărmaş-Toplîţa et de la partie sud-est et est des monts Călimani (bassins des vallées de Toplîţa-Lomaş et Călimănel), on peut conclure que le plan de charriage entre la nappe de Mestecăniş et la nappe de Rodna de la région de Sindominic-Lăzarea peut être contourné et tracé d'une manière assez précise jusqu'à l'ouest des sources de la vallée de Toplîţa-Lomaş. D'ici, par-dessous la couverture caïnozoïque, la liaison de ce plan de charriage avec celui du bord est de la fenêtre de Iacobeni apparaît assez clairement. Dans cette situation, la fenêtre mentionnée se prolonge beaucoup vers le sud, jusqu'au nord de la localité de Racu, où elle se ferme (par-dessous la couverture caïnozoïque), vu qu'ici les affleurements de cristallin se rattachent à la série de Tulgheş, au nord de laquelle, sous le Cañozofque, les forages ont mis en évidence (dans la zone de Mădăraş), les formations à dominance carbonatique de la série de Rebra-Barnar. Du nord de Racu, le plan de charriage se courbe vers le nord et passe entre l'apparition des calcaires de la série de Rebra-Barnar de Toplîţa et l'affleurement des roches épimétamorphiques de la série de Tulgheş situé à l'ouest de la vallée du Călimănelu Mare. D'ici, la liaison avec le contact de charriage sur le flanc occidental de la fenêtre de Iacobeni est évidente⁷. La forte extension vers le sud de la fenêtre de Iacobeni réclame que son nom soit complété ; la fenêtre de Iacobeni-Sindominic ; elle s'étend sur environ 120 km. Par rapport à cette énorme fenêtre, les fenêtres de Bilbor et de Borsec apparaissent situées sur un alignement plus externe. La liaison naturelle du plan de charriage entre la série de Tulgheş et la série de Rebra-Barnar, que nous avons constatée à la surface dans l'extrémité sud de la zone cristallino-mé-

⁵ Ces fenêtres tectoniques ont été mises en évidence par Georgea Mureşan et M. Mureşan (fide Bercia et al. — op. cit., point 6).

⁶ I. Bercia et Elvira Bercia (op. cit., point 10), tout en soulignant le charriage de la série de Tulgheş sur la série de Rebra-Barnar dans la zone de Gheorghieni, ont démontré en même temps que dans cette fenêtre reapparaît l'unité alpine de Iacobeni, connue dans la fenêtre de la zone de Iacobeni-Vatra Dornei (M. Mureşan, 1968 ; I. Bercia, Elvira Bercia, 1970).

⁷ Le forage structural de la vallée du Zebrac (Stinceni) a rencontré au mètre 1532 des formations épimétamorphiques (Peltz, 1969) qui confirment que, dans la profondeur des Călimani, à l'ouest du plan de charriage sur le flanc occidental de la fenêtre de Iacobeni il y a les formations de la série de Tulgheş, fait constaté aussi au jour, au nord de la localité de Neagra řarului.

sozoïque (de Sîndominic à Lăzarea) avec le plan de charriage mésocrétacé de la zone de Iacobeni-Vatra Dornei est un argument de plus en faveur d'un tel âge pour le premier charriage mentionné, aussi.

De ce que nous venons de montrer, il résulte qu'on retrouve l'unité de Iacobeni au sud de la zone cristallino-mésozoïque où — de même que dans les monts de Bistrița — ses formations métamorphiques se rattachent en principal à la série de Rebra-Barnar (elle correspondrait donc à ce qu'on a dénommé antérieurement la sous-unité de Voșlăbeni). L'acceptation de ce fait a des conséquences importantes, puisque dans le sud de la zone cristallino-mésozoïque, à la différence des monts de Bistrița, il y a une situation favorable, qui permet d'établir la position de l'unité de Iacobeni dans l'ensemble des nappes bucovinianes. En effet, selon ce qu'on a présenté plus en haut, au NW de Tomești — au-dessous du plan de charriage alpin des calcaires de la série de Rebra-Barnar (dont nous avons montré l'appartenance à l'unité de Iacobeni) — apparaît une unité tectonique, à position inférieure dans l'ensemble des nappes de l'extrémité sud de la zone cristallino-mésozoïque, que nous avons appelée „l'unité (la nappe) de Tomești”; cette unité se rattache au système des nappes de Maramureș (probablement la nappe située le plus en haut dans ce système⁸).

Cette situation qui existe dans l'extrémité sud de la zone cristallino-mésozoïque nous aide à déchiffrer les relations structurales entre l'unité de Iacobeni de la zone de Vatra Dornei-Iacobeni et l'unité de Bretila (qui se rattache évidemment aux nappes de Maramureș), qui apparaît plus au nord dans la fenêtre du même nom, relations masquées par les formations de la série de Tulgheș (de la nappe de Mestecăniș), charriées par-dessus les deux unités mentionnées. Ainsi, maintenant on peut être assez affirmatif sur le fait que l'unité de Iacobeni est charriée sur l'unité de Bretila. À notre avis, cette situation rend plus claires les relations entre la nappe de Rodna (formée de la série de Rebra-Barnar — H. Krăutner, 1968) et la nappe de Mestecăniș (constituée de la série de Tulgheș, la série carbonifère inférieure de Țibău et d'une couverture mésozoïque antécrétaçée supérieure — Mureșan, 1968; Bercia et al., 1971 — op. cit., point 6), considérées par Bercia et al. (op. cit. point 6) être une seule unité alpine : la nappe de Rodna-Mestecăniș. En effet, si par-dessous la nappe de Mestecăniș les formations de la série de Rebra-Barnar de la base de l'unité de Iacobeni sont charriées sur l'unité de Bretila alors la similitude avec la situation constatée sur le flanc est de la nappe de Rodna, où les formations de la série de Rebra-Barnar sont charriées sur la partie occidentale de l'unité de Bretila, devient frappante. Si les suppositions faites dans cet ouvrage correspondent à la réalité, alors la conclusion logique s'ensuit que l'unité de Iacobeni n'est pas autre chose que la nappe de Rodna. Dans ce cas, il faut supposer que les roches carbonatiques de la série de Țibău de la zone de Neghiobu-Măria Mare sont charriées sur la série de Rebra-Barnar et qu'elles appartiennent à la nappe de Mestecăniș. Vu que dans les monts de Rodna la nappe de Rodna est clairement charriée sur les unités de Maramureș (Krăutner, 1972), il résulte qu'aussi dans la nouvelle situation son rattachement au groupe des nappes de Bistrița est justifié. Il en résulte qu'aux nappes de Bistrița (les nappes de Mestecăniș et de Putna — Bercia et al., op. cit.

⁸ L'appartenance de l'unité de Tomești au système des nappes de Maramureș nous semble justifiée d'une part par la présence, dans la formation des brèches de Hâghimaș, des galets de gneiss à feldspath rose qui pourrait indiquer la provenance d'une formation paléozoïque et, de l'autre part, par le fait que, la lithostratigraphie des dépôts mésozoïques des cette unité (voir D. Patrulius et al., op. cit. point 3) diffère de celle des dépôts mésozoïques de l'unité de Iacobeni (M. Sandulescu, 1972, 1973), ce qui serait encore un argument que les deux unités sont placées à des niveaux structuraux différents.

point 6 – auxquelles on ajoute la nappe de Rarău, n.n.) se rattache, en base, une quatrième unité alpine : la nappe de Rodna.

Du fait qu'à la nappe de Rodna ont été attribuées, par equivalence, les anciennes unités de Iacobeni et de Voşlăbeni, il résulte que son contenu lithostratigraphique s'enrichit sensiblement par rapport à la définition initiale donnée dans les monts de Rodna (Krăutner, 1968) où elle est faite seulement des formations métamorphisées de la série de Rebra-Barnar. Ainsi dans la nouvelle acceptation, aux formations de la série de Rebra-Barnar s'ajoutent : a) les formations basales de la série de Tulgheş, mises jusqu'à présent en évidence uniquement à l'est de Voşlăbeni (Streckeisen, 1968; Mureşan, 1968, 1973); b) la série de Izvorul Mureş – Carbonifère inférieur? (Mureşan, 1973), citée au sud de la zone cristallino-mésozoïque; c) la formation des brèches de Hăghimaş – Permien (Mureşan, 1970; Iliescu, Mureşan, 1972b), dans la zone de Şarul Dornei-Dealul Rusului (Mureşan, 1970); d) les formations mésozoïques antécrétaçé-supérieures (Krăutner, 1933; Dimitrescu, 1960; Mutihac, 1966; Bercia et Bercia, 1970) de la zone de Iacobeni, éventuellement celles de la zone de Glodu (où, près de la ligne de charriage entre la série de Tulgheş et la série de Rebra-Barnar, on a mentionné des blocs de calcaires triasiques – E. Rișa, op. cit. point 20) et du forage de Barnar (où sous la nappe de Mestecăniş on a trouvé des roches carbonatiques triasiques – Bercia, Krăutner, 1968).

Etant donné qu'on observe, d'une part, que la nappe de Rodna apparaît, dans la nouvelle hypothèse, également en secteurs situés plus au sud du massif Rodna, on peut conclure que cette unité alpine est l'une des plus importantes unités tectoniques autrichiennes de la zone cristallino-mésozoïque. Ainsi, sur la direction, les points extrêmes où l'on connaît la nappe de Rodna (c'est-à-dire entre Sindominic, au sud, et le versant nord des monts de Rodna) sont placés à plus de 150 km; transversalement, la nappe de Rodna dépasse 30 km, parce que suivie par la partie la plus interne de la zone cristallino-mésozoïque (le coin SW des monts de Rodna – Krăutner, 1968), jusqu'à la proximité de la partie externe orientale de celle-ci, les fenêtres de : Gheorghieni, Barnar, Neagra (mises en évidence par Bercia et Bercia, 1970 – op. cit. point 10).

En considérant, d'une part, qu'on a démontré dans les monts de Bistriţa (Bercia et Bercia, 1970 – op. cit. point 10) la disparition de la nappe de Mestecăniş en certaines zones, de sorte que la nappe de Putna (constituée seulement de la série de Tulgheş) est charriée directement sur les formations de la série de Rebra-Barnar (de l'unité de Iacobeni – attribuée dans cet ouvrage à la nappe de Rodna) et de l'autre part qu'au sud des monts de Bistriţa il y a une surface importante où la séparation rigoureuse des deux nappes n'est pas encore opérée, sur l'esquisse tectonique annexée à l'ouvrage les nappes de Mestecăniş et de Putna ont été présentées ensemble.

Dans le cas que le plan de charriage (à pendage ENE), mis en évidence par nous au SW du massif alcalin de Ditrău serait vraiment autrichien, il résulte qu'en profondeur il coupe ce massif alcalin, étant donné que celui-ci ne peut pas être plus jeune que le Lias (données d'âge absolu – Bagdasarian, 1972; Streckeisen, Hunziker, 1974⁹). Si telle

⁹ La position allochtone du massif alcalin de Ditrău et des formations métamorphiques qui l'entourent a été affirmée par Mureşan (1967), qui le rattache à la nappe de Fundul Moldovei (l'actuelle nappe de Putna), allochtanie consignée sur la feuille Topliţa (échelle 1 : 200 000); Sandulescu (fide Sandulescu, Bercia, 1974) rattache le massif de Ditrău à la nappe bucovinienne, figurant dans une section géologique le plan de charriage de cette nappe, également à la base de ce massif.

est la situation, alors le massif alcalin de Ditrău est encastré seulement dans les formations de la série de Tulgheş, étant charrié avec celles-ci sur l'ensemble que nous avons attribué à la nappe de Rodna, dans lequel le volume le plus important revient à la série de Rebra-Barnar.

À cette occasion nous reaffirmons notre assertion antérieure (Mureşan, 1967) selon laquelle les nappes de la zone cristallino-mésozoïque auraient été charriées après leur formation comme un tout unitaire sur la zone du flysch, la ligne „centrale” (Băncilă, 1958) représentant ainsi un plan de charriage majeur aussi crétacé, plus jeune que les charriages méso-crétacés (autrichiens) de l'intérieur de la zone cristallino-mésozoïque.

Après le charriage en bloc de la zone cristallino-mésozoïque sur le flysch, les nappes de charriage, à savoir leurs plans de charriages, ont été plissés, ce qui a engendré un genre „d'anticlinaux” et de „synclinaux”, souvent à linéarité remarquable.

Ainsi, selon ce qu'on a déjà montré, la fenêtre de Iacobeni-Sîndominic s'étend, sur la direction, sur une distance de plus de 120 km, en marquant une „voûte de type anticinal” majeure de la nappe de Rodna ; dans l'extrême sud de celle-ci, dans sa zone axiale, est placée la fenêtre de Tomeşti et dans le prolongement vers le nord de la fenêtre de Iacobeni-Sîndominic se placent les fenêtres de Bretila et de Vaser (pour mentionner les plus importantes), dans lesquelles apparaissent les nappes de Maramureş, en marquant de la sorte le prolongement vers le NW de la zone axiale de cette „voûte”, qui affecte au moins autant le plan de charriage de la base de la nappe de Rodna, qu'aussi celui qui la délimite à la partie supérieure (par rapport aux nappes de Mestecăniş et de Putna).

Par rapport à la voûte discutée, celle correspondant au massif de Rodna se place plus vers l'intérieur de la chaîne carpatique. Les fenêtres de Bilbor et de Borsec marquent une autre zone de voûte, moins importante, située plus vers l'est, au prolongement de laquelle se place une petite fenêtre tectonique, située à 3,5 m environ à l'est de Gheorghieni.

La nappe de Rarău marque une zone „synclinale” de plusieurs plans de charriage (Sandulescu, 1969), vu qu'ici leurs vergences, à savoir celles de la nappe de Hăghimăş, de Rarău et de Tomeşti, vont changer, situation constatée au niveau du relief actuel.

Il faut mentionner que le replissement du plan de charriage de la nappe de Rarău et de celui situé entre la zone cristallino-mésozoïque et la zone du flysch a été observé pour la première fois par Sandulescu (1975) dans la région du Dămuc, où ces plans tectoniques sont renversés, de sorte qu'ils arrivent à pendre vers l'est (fait ultérieurement constaté par nous aussi) (dans ce processus ont été également engagées les formations métamorphiques).



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte tectonique de la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque.

1, Cañizoïque *

I. La couverture alpine post-tectonique (post-autrichienne) : 2, Vraconien-Cénomanien.

II. La zone cristallino-mésozoïque : A. la Nappe de Hăghimaş : 3, Trias, Jurassique-Crétacé inférieur ; B. la Nappe de Rarău : 4, Crétacé inférieur (Wildflysch) (la couverture alpine-syntectonique-synautrichienne) ; 5, Trias-Jurassique (la couverture alpine prétectonique-préautrichienne) ; 6, Permien supérieur (la formation des brèches de Hăghimaş **); 7, Ordovicien (série de Dămuc) ; 8, Précambrien supérieur A (granitoïdes de Hăghimaş) ; 9, Précambrien supérieur A (série de Bretila-Rarău) ; C. les Nappes de Mestecăniş et de Putna : 10, Paléozoïque—post-Carbonifère inférieur (massif alcalin de Ditrău) ; 11, Cambrien inférieur (série de Tulgheş ***); D. la Nappe de Rodna : 12, Carbonifère inférieur (série de Izvorul Mureş) ; 13, Cambrien inférieur-Infracambrien (?) (série de Tulgheş ****); 14, Infracambrien (série de Rebra-Barnar) ; E. la Nappe de Tomeşti : 15, Trias-Jurassique-Crétacé inférieur (?) ; 16, Permien supérieur (la formation des brèches de Hăghimaş).

III. La zone du flysch : F. Nappe de Ceahlău (17, Crétacé inférieur — couches de Sinaia). La Nappe de Hăghimaş du système des nappes transylvaines ; la Nappe de Rarău, la Nappe de Mestecăniş, la Nappe de Putna, la Nappe de Rodna et la Nappe de Tomeşti constituent le système des nappes bucoviniennes (les premières quatre nappes constituent le groupe des nappes de Bistriţa et la dernière fait partie du groupe des nappes de Maramureş) ; 18, ligne de charriage (a. au jour ; b. sous les formations cañizoïques) ; 19, ligne de chevauchement ; 20, faille et décrochement ; 21, forage interceptant les formations métamorphiques sous la couverture cañizoïque ; 22, coupe géologique.

* = les alluvions récentes ont été en majeure partie éliminées, afin de ne pas nuire à la clarté de la carte ; les éboulements n'ont pas été représentés, pour le même motif. ** = sur la carte, les petites îles de cristallin qui apparaissent dans la zone de cette formation ne sont pas représentées ; *** = la série de Tulgheş, sans sa partie basale ; **** = la partie basale de la Série de Tulgheş.

N.B. La Nappe de Hăghimaş et la partie centrale et septentrionale du synclinal marginal externe, du Hăghimaş, d'après M. Sănduleşcu (1967, 1968, 1969, 1975) ; la partie méridionale du synclinal Hăşmaş et du Mésozoïque du nord-ouest de Tomeşti, d'après D. Patrulius et al. (1969) ; la couverture mésozoïque de la zone de Tulgheş, d'après I. Atanasiu (1929).

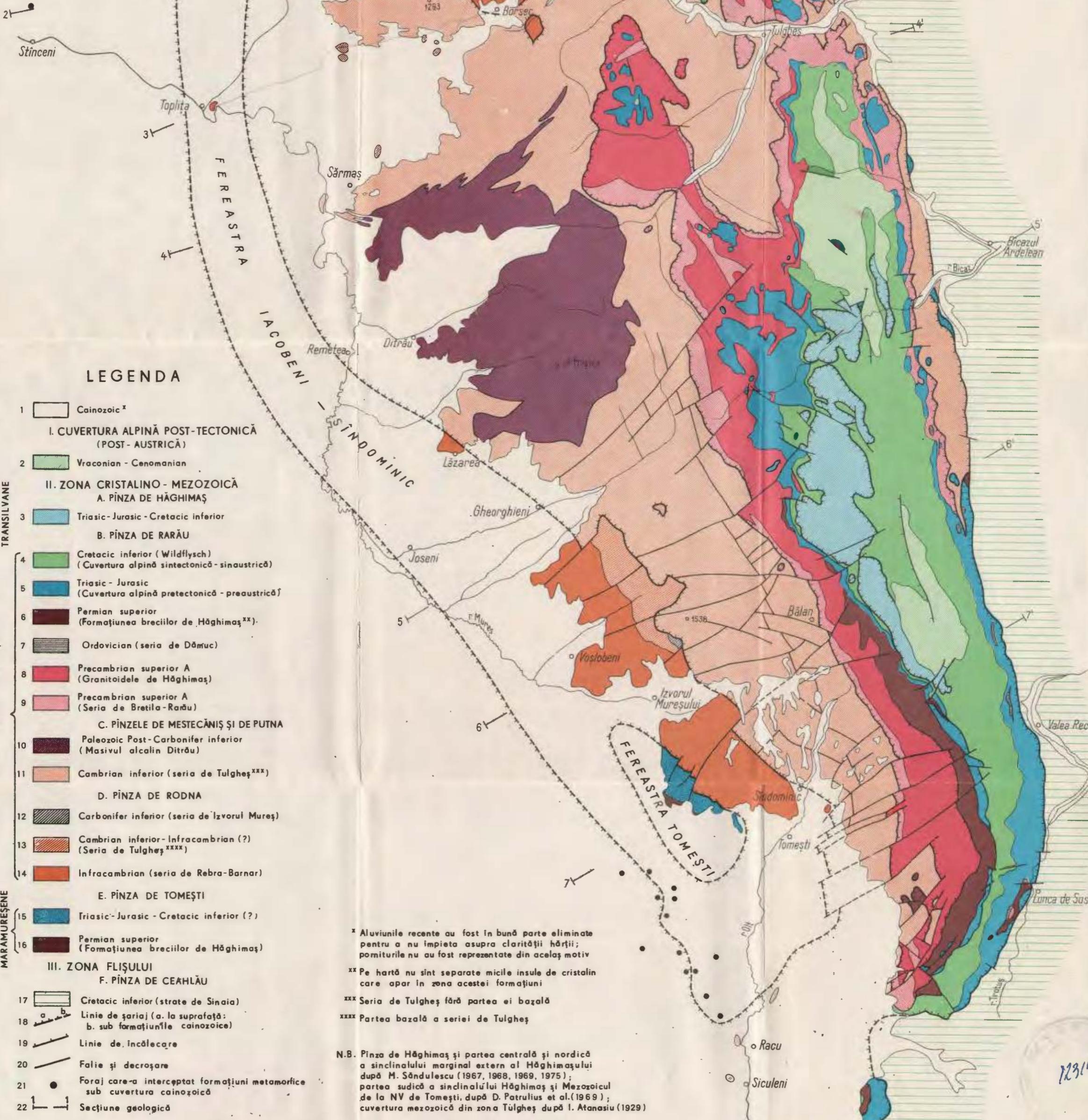
Planche II

Coupes géologiques dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque.
La même légende qu'à la carte géologique. 1, andésites pannoniennes.



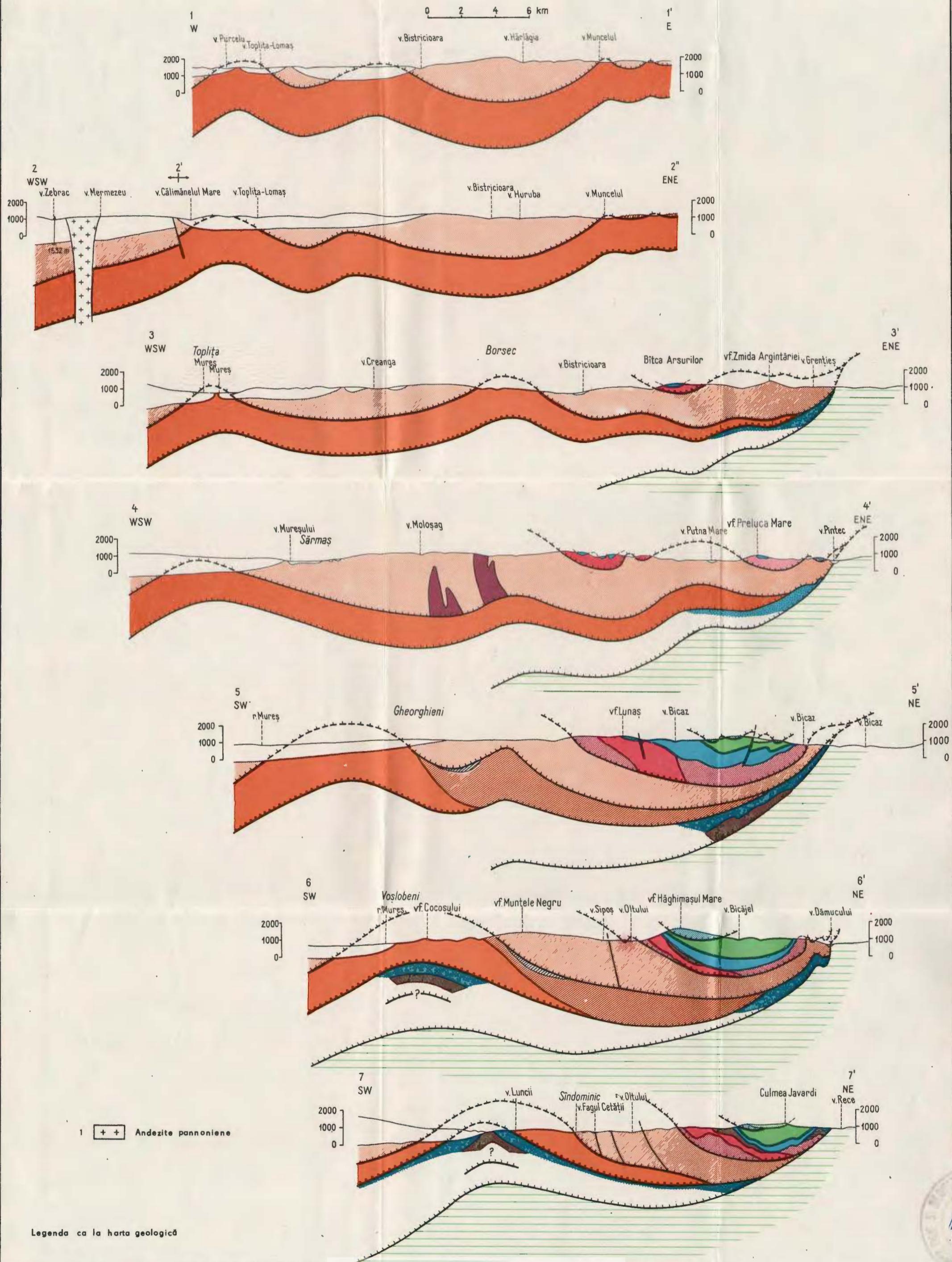
HARTA TECTONICĂ A PĂRȚII DE SUD A ZONEI CRISTALINO-MEZIZOICE

0 2 4 6 Km



M. MUREŞAN

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN PARTEA DE SUD A ZONEI CRISTALINO-MEZIZOICE



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ASUPRA PREZENȚEI UNOR ROCI PALEOZOICE PELITO-PSAMITICE SLAB METAMORFOZATE ÎN FUNDAMENTUL CRISTALOFILIAN AL REGIUNII MĂDĂRAŞ-CIUC (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

MIRCEA MUREŞAN², LUCIA TĂNĂSESCU³

Abstract

On the Occurrence of Some Paleozoic Pelito-Psamitic, Slightly Metamorphosed Rocks in the Crystalline Basement of the Mădăraş-Ciuc Region (East Carpathians). This paper describes the blasto-pelito-psamitic rocks found in some drillings performed in the Mădăraş-Ciuc zone. These rocks, unconformably overlying the Rebra-Barnar mesometamorphic Series, are composed of fragments (<2 mm) of quartz and quartzites embedded in a sericitized matrix with clorite presenting two schistosities. „Soft” elements („soft pebbles”), identical in mineralogy and structure with the groundmass, occur as well. The considered rocks are assigned to the Izvorul Mureş Series (Lower Carboniferous?) outcropping at about 20 km north of the Mădăraş region.

Studiul petrografic al formațiunilor metamorfice interceptate de forajele din zona Mădăraş ne-a relevat prezența unor roci pelito-psamitice slab metamorfozate care constituie obiectul lucrării de față.

Regiunea Mădăraş este situată la cca 15 km NNW de Miercurea-Ciuc, situându-se pe complexul vulcano-sedimentar de pe versantul oriental al masivului Harghita.

Forajele de aici, amplasate în majoritate la vest de Olt, au interceptat la adâncimi cuprinse, în general între 400 și 500 m, formațiuni metamorfice care aflorează spre est și nord-est și care constituie extremitatea sudică a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali.

¹ Predată la 19 mai 1975, acceptată pentru publicare la 21 mai 1975, comunicată în ședința din 30 mai 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



TABEL

Forajele care au interceptat rocile blasto-pelito-psamitice sub acoperirea Cainozoică

Forajul	Intervalul	Succesiunea seriilor metamorfice
25.129	428,96 – 430,00 430,00 – 496,40	Roci blasto-pelito-psamitice (IM) Şisturi cuarţoase muscovito-biotitice (RB)
25.134	439,83 – 450,00 450,00 – 496,00	Roci blasto-pelito-psamitice (IM) Şisturi cuarţoase sideritizate (RB) *
25.138	494,00 – 496,57 496,57 – 549,04	Roci blasto-pelito-psamitice sideritizate (IM) Şisturi cuarţoase parţial sideritizate (RB)
25.139	491,00 – 497,00 497,00 – 528,04	Roci blasto-pelito-psamitice (IM) Şisturi cuarţoase-muscovitice uneori sideritice (RB)
25.147	468,50 – 490,00	Roci blasto-pelito-psamitice (intre fragmentele remaniate se remarcă uneori staurolit parţial pinitizat) (IM)
25.149	500,00 – 520,00	Roci blasto-pelito-psamitice (IM)
25.164	500,00 – 506,00 506,00 – 543,00	Roci blasto-pelito-psamitice uneori sideritizate parţial (IM) Calcare şi calcare dolomitice (RB)
25.165	470,00 – 480,00 480,00 – 518,00	Roci blasto-pelito-psamitice uneori sideritizate (IM) Cuarţite şi şisturi cuarţoase cu biotit uneori sideritizate (RB)
30.705	478,50 – 501,00	Roci blasto-pelito-psamitice (IM)
30.714**	668,00 – 700,50	Roci blasto-pelito-psamitice (IM)

* Sideritizarea se datorează hidrotermalismului legat de metalogeneza asociată vulcanismului cainozoic al lanțului Căliman-Gurghiu-Harghita.

** Forajul 30.714 se află în apropiere de localitatea Racu (la sud de regiunea Mădăraş-Ciuc).

IM = Seria de Izvorul Mureş (Carbonifer inferior?) căreia i-au fost atribuite rocile blasto-pelito-psamitice.

RB = Seria de Rebra-Barnar (Infracambrian).

Şisturile cristaline străbătute de foraje se repartizează în majoritate seriei de Rebra-Barnar⁴ și subordonat seriei de Tulgheş precum și formațiunii pelito-psamitice slab metamorfozate amintită mai sus.

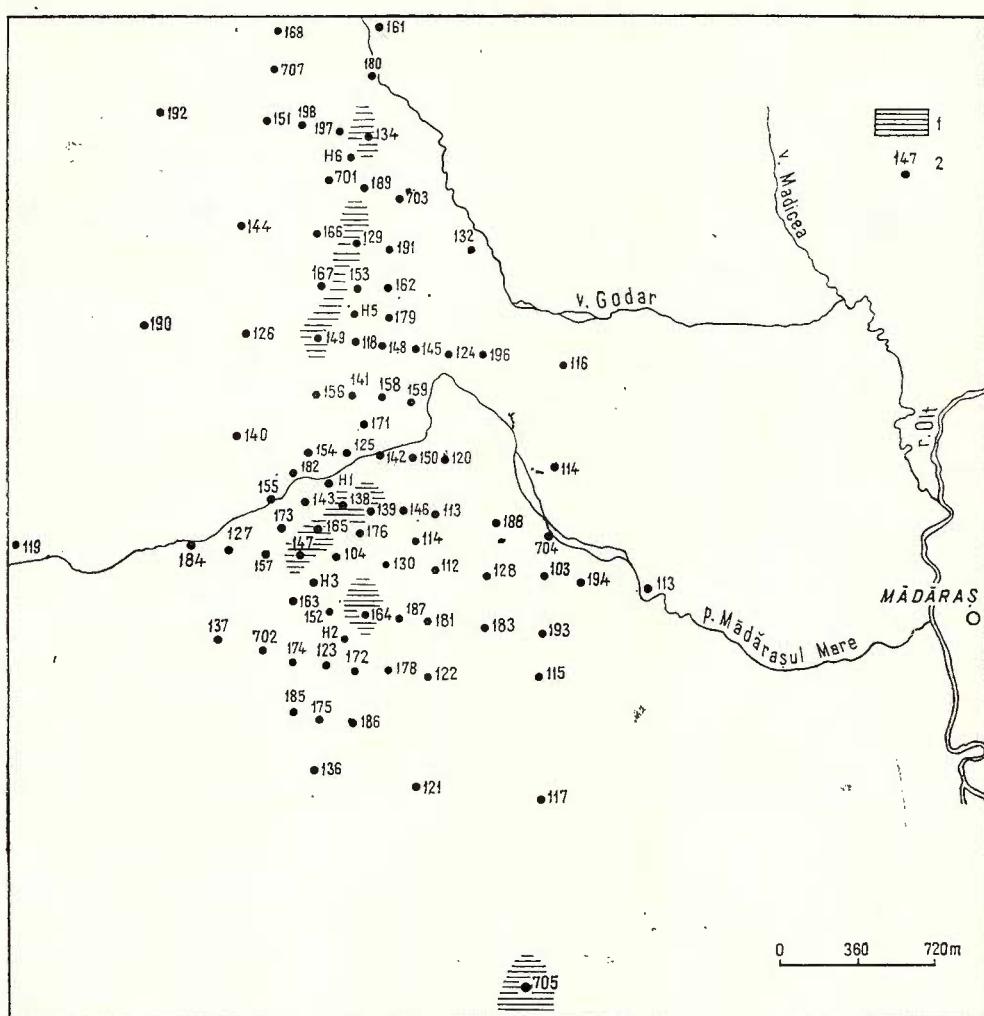
Atribuim seriei de Rebra-Barnar șisturile cuarțitice cu biotit ± staurolit ± sillimanit ± granat, dolomitele și calcarele cristaline descrise de Tănăsescu (1967).

Seriei de Tulgheş i-ar reveni șisturile sericito-cloritoase, șisturile sericito-grafitoase și rocile porfirogene interceptate în unele foraje, ca de exemplu 25.192, 25.127. Rocile slab metamorfozate au fost întâlnite în foraje: 25.129, 25.134, 25.138, 25.139, 25.147, 25.149, 25.164, 25.165, 30.705, 30.714. (vezi tabelul și figura).

Rocile blasto-pelito-psamitice luate în considerare sunt de culoare cenușie slab verzuie, cu textură vag șistoasă, lipsite de rubanare. La micro-

⁴ În lucrare se utilizează nomenclatura litostratigrafică adoptată de I. Bercia et al. (I. Bercia, Elvira Bercia, H. K. Rautner, Florentina Kräutner, Georgea Mureşan, M. Mureşan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. I.G.G., Bucureşti).





Răspindirea rocilor blasto-pelito-psamitice în fundumentul regiunii Mădăraş-Ciuc. 1, aria de răspindire presupusă a rocilor blasto-pelito-psamitice; 2, forajul 147 care a interceptat formațiuni metamorfice. N.B. Forajul 30714 care a interceptat roci blasto-pelito-psamitice se află în zona localității Racu (la sud de regiunea Mădăraș-Ciuc).

Répartition des roches blastho-pélito-psammitique dans le soubassement de la région de Mădăras-Ciuc.

1. aire supposée de répartition des roches blastho-pélito-psammitiques ; 2, le forage 147, qui a

1, être supposé la préparation des roches métamorphiques, et l'origine de ce qui intercepte des formations métamorphiques. N.B. Le forage 30714, qui a intercepté des roches blastho-pélito-psammitiques, se trouve dans la zone de la localité de Racu (au sud de la région de Mădăraş-Ciuc).

cop, se observă în toate cazurile o matrice predominant sericitoasă, în care sunt prinse fragmente milimetrice și submilimetrice. Se observă de asemenea, în unele cazuri, invadarea parțială a acestor roci cu siderit, fenomen care este în legătură cu formarea concentrațiilor ferifere hidrotermale, localizate în formațiunea vulcanogen-sedimentară cainozoică a lanțului eruptiv Căliman-Gurghiu-Harghita (Tănăsescu)⁵. Matricea este constituită predominant din pietre fine de sericit cărora li se adaugă subordonat lamele clorite; aspectul general pislos al acesteia se datează recristalizării filosilicătilor după două direcții cvasirectangulare, fiind astfel naștere două sistozități, între care cea mai veche este și cea mai pregnantă, în planul ei ordonându-se, după aplativare, majoritatea galețiilor inclusi. Sistozitatea principală ar putea reprezenta un plan apropiat de stratificația inițială a rocii și este sinmetamorfică, întrucât majoritatea filosilicătilor ce o constituie recristalizează în planul ei, în care sunt cuprinși și galeții menționați. Cea de a doua sistozitate reprezintă un „clivaj sistos” care probabil s-a format către sfîrșitul blastezei, deoarece o parte subordonată a cloritului și sericitului recristalizează în planul acestuia. La intersecția celor două sistozități se formează microcute microscopice, care au luat naștere fie prin îndoirea sericitului și cloritului, ce se formaseră odată cu sistozitatea inițială, fie prin forfecare de-a lungul noului clivaj al sistozității principale.

Fragmentele înglobate în masa fundamentală descrisă sunt de dimensiuni variate, dar rareori depășesc 1 mm și cu totul accidental 2 mm. Forma lor este în general subrotunjită, rareori rotunjită; frecvent se surprind și elemente remaniate cu contur angulare și subangulare, ultimele două tipuri întâlnite mai ales la fragmentele de quart. Din punct de vedere petrografic și mineralologic, se deosebesc următoarele tipuri de elemente:

- a) elemente provenite din remanierea unor roci metamorfice;
- b) elemente „moi” (galeți „moi”) provenite din remanieri intraformatiionale.

a) Primei categorii îi revin fragmente de cuarțite monominerale cuarțite cu muscovit și micașisturi muscovitice; ei provin din roci metamorfice de tipul celor întâlnite în cadrul seriei de Rebra-Barnar, cu caracter mezometamorfic, ce constituie fundamentele pe care se aştern transgresiv, rocile blasto-pelito-psamitice de care ne ocupăm.

b) Elementele „moi” se referă în general la fragmente subangulare, adesea cu dezvoltare microlenticulară, constituite din sericit și clorit cu o structură și un grad de recristalizare cu totul identice cu cele ale matricei care le înglobează. Considerăm că acest tip de elemente s-a format în timpul depunerii sedimentelor, care prin metamorfism au dat naștere actualelor roci blasto-pelito-psamitice; astfel, o parte din matricea argi-

⁵ Menționăm că sideritzarea, însoțită de înlocuire de tip metasomatic, a fost întâlnită cu dezvoltări apreciabile și în rocile carbonatice ale seriei de Rebra-Barnar (Lucia Tănăsescu, 1967).

loasă primordială era fragmentată și redepusă imediat odată cu sedimenele care se formau în continuare.

Cele două tipuri de sistozități care traversează masa fundamentală, trec nederanjate prin „galeții moi”, cei vechi, predominant constituți din cuarț, neprezentând acest fenomen; în schimb, cuarțul ce constituie fragmentul remaniat din rocile metamorfice are întotdeauna extincție ondulatorie, dispusă după cele două direcții, fenomen coreabil cu existența a două sistozități în rocile descrise. Raportul dintre fragmente și matrice este cel mai adesea favorabil ultimului termen, rareori întâlnindu-se situația contrară.

Din caracterele descrise mai sus reiese că, rocile prezentate provin din metamorfozarea slabă a unui material argilo-nisipos, care se forma într-un mediu acuatic și se dispunea transgresiv peste formațiunile mezometamorfice ale seriei de Rebra-Barnar. Rocile pelito-psamitice prezentate ar putea să aparțină seriei de Izvorul Mureș (Mureșan, 1973), care afloreează la cca 20 km spre nord de comuna Mădărăș. Seria de Izvorul Mureș, atribuită Carboniferului inferior, este alcătuită din formațiuni filitoase slab metamorfozate, în care sunt remaniate fragmente (< 1 mm) de cuarțe și fluturași de biotit care provin din ansamblul constituit din seria de Rebra-Barnar și părțile bazale ale seriei de Tulgheș.

Transgresivitatea ambelor formațiuni slab metamorfozate față de același fundament metamorfic din aceeași unitate tectonică precum și aspectele litologice apropiate sprijină aserțiunea noastră că aparțin unei singure stive sedimentare paleozoice, metamorfozată probabil la sfîrșitul Carboniferului inferior (faza sudetă).

Din punct de vedere tectonic, rocile blasto-pelito-psamitice descrise, ca și ivirile la suprafață ale seriei de Izvorul Mureș, aparțin pînzei de Rodna (mezocretacică) (Mureșan, 1976), cărora îi revin și formațiunile seriei de Rebra-Barnar și cele bazale ale seriei de Tulgheș (ultimele cunoscute la zi la est de comuna Voșlobeni).

Această unitate tectonică suportă în regiune pînza de Mestecăniș (mezocretacică), constituită din formațiunile mediane și superioare ale seriei de Tulgheș (Mureșan, 1976).

BIBLIOGRAFIE

- Ilieșcu Violete, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali-Seria epimetamorfică de Tulgheș. *D.S. Inst. Geol. LVIII*, 4 (1971), București.
- Mureșan Georgeata, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D.S. Inst. Geol. LVIII* (1971), București.
- Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol. Geof. LXII*, 5 (1975), București.

- (1973) Seria de Izvorul Mureş — o nouă formațiune paleozoică în Carpații Orientali. *D.S. Inst. Geol.* (1972), LIX, București.
- Tănărescu Lucia (1967) Date noi asupra formațiunilor geologice de adâncime din bazinul Mădăraş și asupra mineralizației de siderită. *Stud. Tehn. Econ. Inst. Geol. A*, 7, București.

SUR LA PRÉSENCE DES ROCHES PALÉOZOÏQUES PÉLITO- PSAMMITIQUES FAIBLEMENT MÉTAMORPHISÉES DANS LE SOUBASSEMENT CRISTALLOPHYLLIEN DE LA RÉGION DE MĂDĂRAŞ-CIUC (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

La région de Mădăraş est située à quelques 15 km NW de Miercurea Ciuc, se plaçant sur le complexe volcano-sédimentaire caïnozoïque du versant oriental du massif Harghita.

Les forages exécutés ici, emplacés pour la plupart à l'ouest de l'Olt, ont intercepté, à des profondeurs qui vont de 400 à 500 m, des formations métamorphiques affleurant vers l'est et le nord-est et qui constituent l'extremité méridionale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales.

Les schistes cristallins traversés par des forages se rattachent en majeure partie à la série de Rebra-Barnar et sporadiquement à la série de Tulgheş et à une formation blasto-pélito-psammitique faiblement métamorphisée, qui fait l'objet de cet ouvrage.

Nous attribuons à la série de Rebra-Barnar les schistes quartzitiques à biotite-staurolite \pm sillimanite \pm grenat et les dolomies et les calcaires cristallins décrits par Tănărescu (1967).

À la série de Tulgheş on pourrait attribuer les schistes séricito-chloriteux, les schistes séricito-graphiteux et les roches porphyrogènes interceptées par certains forages, tels que 25.192, 25.127. Les roches faiblement métamorphisées ont été rencontrées dans les forages : 25.129, 25.134, 25.138, 25.139, 25.147, 25.149, 25.164, 25.165, 30.705, 30.714 (voir le tableau et la figure).

Les roches blasto-pélito-psammitiques mentionnées sont de couleur gris-verdâtre, à texture vaguement schisteuse, privées de bariolage. Au microscope, on observe dans tous les cas l'invasion partielle de ces roches par la sidérite, phénomène lié à la formation des concentrations ferrifères hydrothermales, localisées dans la formation volcano-sédimentaire caïnozoïque de la chaîne éruptive Căliman-Gurghiu-Harghita (Tănărescu, 1967). La matrice est faite surtout de paillettes fines de séricite, auxquelles s'ajoutent sporadiquement des lamelles chloritiques ; son aspect général feutré est dû à la recristallisation des phyllosilicates, selon deux directions quasi-rectangulaires, ce qui a eu ainsi comme suite la formation de deux schistosités, dont la plus ancienne est également la plus accusée, dans son plan s'ordonnant — après l'aplatissement, la plupart des galets inclus. La schistosité principale pourrait représenter un plan rapproché de stratification initiale de la roche et elle est synmétamorphique, vu que la majeure partie des phyllosilicates qui la forment recristallisent dans son plan, où sont coincés aussi les galets mentionnés. La deuxième schistosité trahit le caractère d'un clivage schisteux, qui s'est formé probablement vers la fin de la blasthèse, parce qu'une partie subordonnée de la chlorite et de la séricite recristallise dans son plan. À l'intersection des deux schistosités se forment des



microplis microscopiques, nés autant par le courbement de la séricite et de la chlorite formées à la fois que la schistosité initiale, que par le cisaillement le long du nouveau clivage de la schistosité principale.

Les fragments enfermés dans la masse fondamentale décrite sont de dimensions variées, mais ils dépassent rarement 1 mm et tout à fait accidentellement 2 mm. Leur forme est en général sous-arondie, en peu de cas arrondie; on trouve fréquemment des éléments remaniés, à contours angulaires et sous-angulaires, les derniers deux types rencontrés surtout aux fragments de quartz. Du point de vue pétrographique et minéralogique, on distingue les suivants types d'éléments :

- a) éléments provenant du remaniement des roches métamorphiques ;
- b) éléments „moux” (galets „moux”) résultats du remaniement intraformationnel.

a) Dans la première catégorie se rangent des fragments de quartzites monominéraux, quartzites à muscovite et micaschistes provenant des roches métamorphiques du type de celles rencontrées dans la série de Rebra-Barnar, à caractère méso-métamorphique, qui constituent le soubassement sur lequel se disposent en transgression les roches blasto-pélito-psammitiques dont nous nous occupons.

b) Les éléments „moux” se rapportent en général à des fragments sous-angulaires, souvent à développement microlenticulaire, constitués de séricite et de chlorite, avec une structure et un degré de recristallisation tout à fait identiques à ceux de la matrice qui les renferme. Nous sommes d'avis que ce type d'éléments s'est formé pendant la déposition des sédiments, qui — par voie de métamorphisme — ont formé les actuelles roches blasto-pélito-psammitiques; ainsi, une partie de la matrice argileuse primordiale était fragmentée et redéposée en même temps que les sédiments qui continuaient à se former.

Les deux types de schistosité qui traversent la masse fondamentale passent sans difficulté par „les galets moux”, ceux anciens, constitués surtout de quartz, ne présentant pas ce phénomène; en échange, le quartz qui constitue le fragment remanié des roches métamorphiques a toujours une extinction ondulatoire, disposée selon les deux directions de schistosité. Le rapport fragments/matrice est le plus souvent favorable au dernier terme, la situation contraire étant rencontrée très rarement.

Les caractères décrits ci-dessus montrent que les roches présentées proviennent de la faible métamorphose d'un matériel argilo-sableux, qui se formait dans un milieu aquatique et se disposait transversivement sur les formations mésométamorphiques de la série de Rebra-Barnar. Les roches pélito-psammitiques présentées pourraient appartenir à la série de Izvorul Mureş (Mureşan, 1973), qui affleure à 20 km environ vers le nord de la localité de Mădăraş. La série de Izvorul Mureş, attribuée au Carbonifère inférieur, est constituée de formations phylliteuses faiblement métamorphisées, dans lesquelles sont remaniés des fragments (< 1 mm) de quartzites et paillettes de biotite issus de l'ensemble constitué de la série de Rebra-Barnar et des parties basales de la série de Tulgheş.

La transgressivité des deux formations faiblement métamorphisées par rapport au même soubassement métamorphique de la même unité tectonique, de même que les aspects lithologiques voisins étaient notre assertion qu'ils se rattacheraien à une seule pile sédimentaire paléozoïque, métamorphisée probablement à la fin du Carbonifère inférieur (phase sudète).

Du point de vue tectonique, les roches blasto-pélito-psammitiques décrites, de même que les affleurements de la série de Izvorul Mureş, appartiennent à la nappe de Rodna (méso-crétacée) (Mureşan, 1976), à laquelle se rattachent aussi les formations de la série de Rebra



Barnar et celles basales de la série de Tulgheş (les dernières connues au jour à l'est de la commune de Voşlobeni).

Cette unité tectonique supporte, dans la région, la nappe de Mestecăniş (mésocrétacée), constituée des formations medianes et supérieures de la série de Tulgheş (Mureşan, 1976).

ÎNTREBĂRI

I. Balintoni: În rocile considerate paleozoice, slab metamorfozate, întâlnite în forajele de la Mădăraş-Ciuc, se observă şistozităţi metamorfe?

Răspuns: Se observă două şistozităţi, fapt menționat de altfel în lucrare.

DISCUȚII

H. G. Kräutner: Având în vedere că în cadrul formațiunilor paleozoice slab metamorfozate din Carpații Orientali, roci cu caracter structurale și mineralogice, asemănătoare acelora prezентate pentru formațiunea din fundamentele bazinului Ciuc, se cunosc numai în seria de Argeștru (Bercia și Bercia, 1970) se ridică întrebarea dacă depozitele slab metamorfozate din regiunea Gheorghieni-Ciuc nu pot fi considerate drept echivalente lithostratigrafice ale seriei de Argeștru.

Întrucât Bercia și Bercia (1970) descriu seria de Argeștru atât în fereastra tetonică Iacobeni (ca lamă de rabotaj), cât și în pinza de Rodna-Mestecăniș (valea Argeștru), considerăm că o asemenea paralelizare nu poate fi utilizată în considerații asupra corelațiilor (pinzelor) tectonice alpine.



EXPLICATIA PLANSELOR



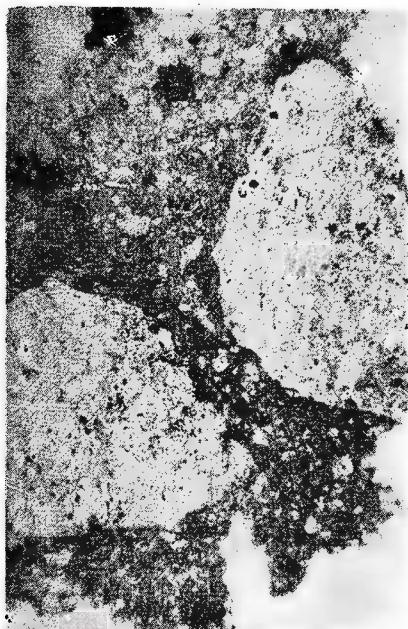
Institutul Geologic al României

PLANŞA I

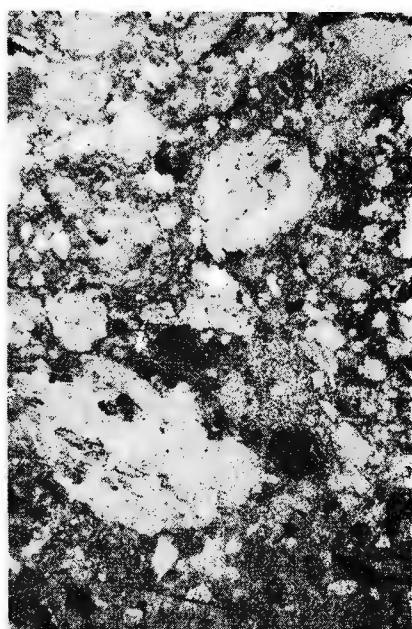
- Fig. 1. — Fragmente de cuarțite în matrice sericitoasă cu clorit (forajul 25.147—m 487). N II. 10 ×.
Fragments de quartzites en matrice sériciteuse à chlorite (forage 25.147—m 487). N II. 10 ×.
- Fig. 2. — Elemente de șisturi muscovitice, cuarțite și cuarțuri care predomină asupra matricei (forajul 25.165—m 479). N II. 10 ×.
Eléments de schistes muscovitiques, quartzites et quartz qui prédominent sur la matrice (forage 25.165—m 479). N II. 10 ×.
- Fig. 3. — Fragmente de șisturi cuarțoase muscovitice (a) și elemente „moi” (b). Se observă că limita dintre elementele „moi” și matrice nu este perfect tranșantă, datorită blas-tezei care a afectat același material inițial (forajul 25.165—m 479). N II. 13 ×.
Fragments de schistes quartzeux muscovitiques (a) et éléments „moux” (b). On observe que la limite entre les éléments „moux” et la matrice n'est pas parfaitement tranchante, à cause de la blasthèse qui a affecté le même matériel initial (forage 25.165 — m 479). N II. 13 ×.
- Fig. 4. — Fragmente de cuarțite (q) în matrice sericito-cloritoasă (forajul 25.147—m 487). N +. 15 ×.
Fragments de quartzites (q) en matrice séricito-chloriteuse (forage 25.147—m 487). N +. 15 ×.



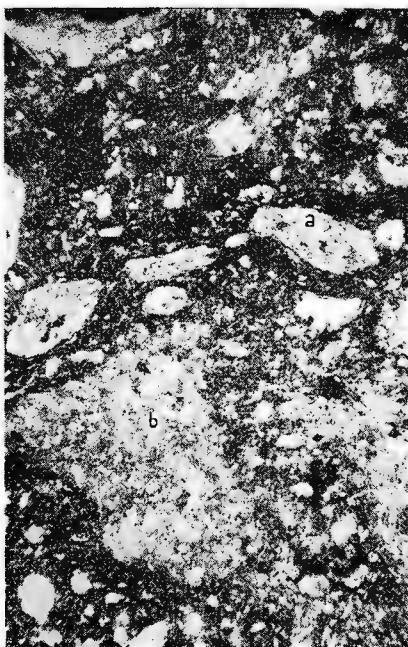
M. MUREŞAN, LUCIA TĂNĂSESCU. Roci paleozoice în fundamentul
zonei Mădăraş-Ciuc. Pl. I.



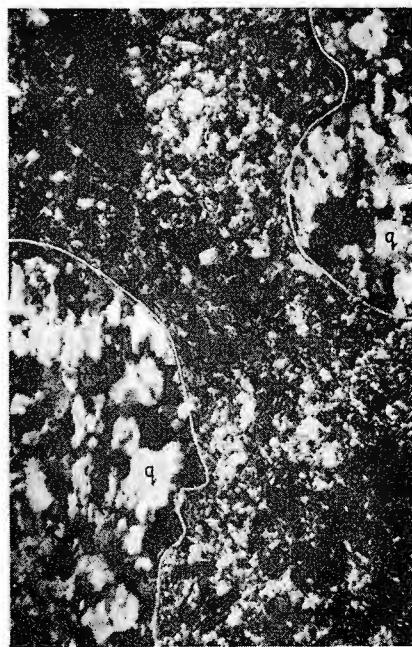
1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



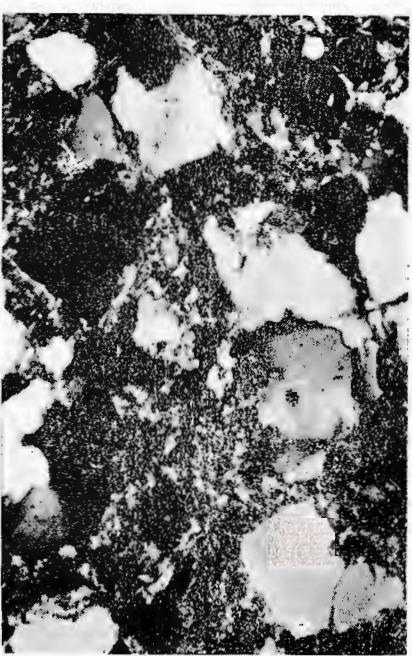
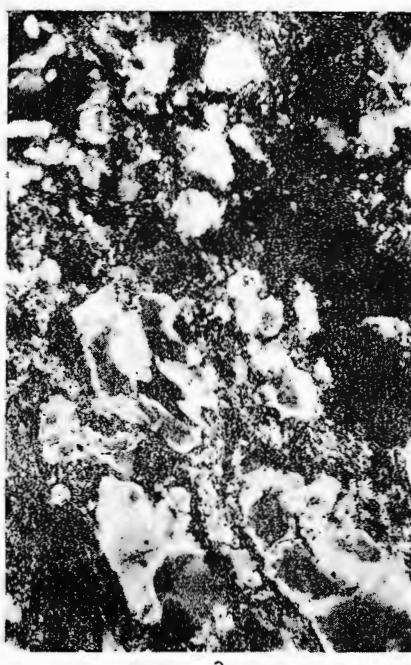
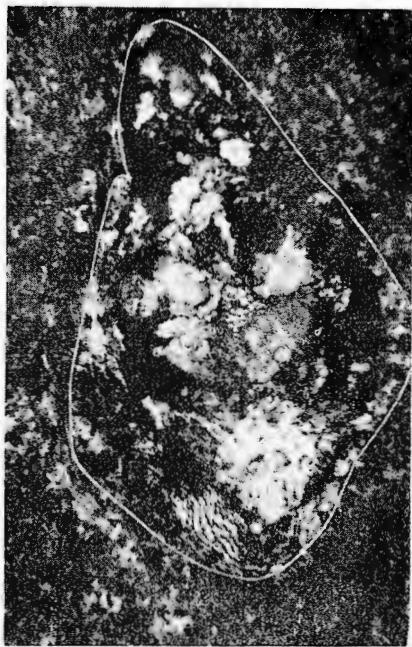
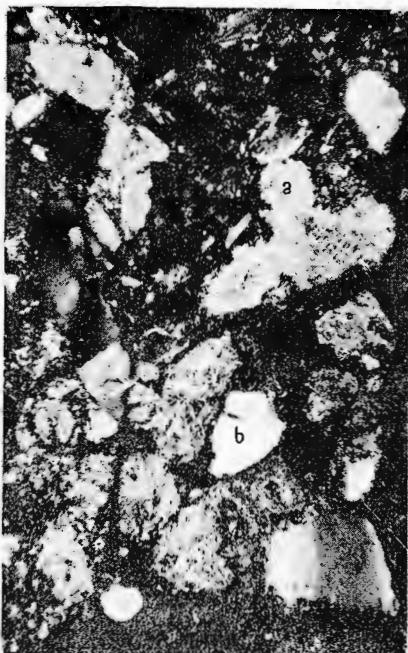
Institutul Geologic al României

PLANŞA II

- Fig. 1. — Fragmente de şisturi muscovitice (a) şi de cuarţ (b) care predomină asupra matricei (forajul 25.138—m 496). N II. 10 ×.
- Fragments de schistes muscovitiques (a) et de quartz (b) qui prédominent sur la matrice (le forage 25.138 m 496). N II 10 ×.
- Fig. 2. — Fragment de şist cuarṭitic cu muscovit în matrice sericitoasă cu clorit (forajul 25.127—m 462). N +. 10 ×.
- Fragment de schistes quartzitique à muscovite en matrice sériciteuse à chlorite (forage 25.127—m 462). N + 10 ×.
- Fig. 3. — Fragmente de cuarṭ și cuarṭite în matrice sericitoasă (forajul 25.149—m 506). N + 26 ×.
- Fragments de quartz et quartzites en matrice sériciteuse (forage 25.149—m 506). N + 26 ×.
- Fig. 4. — Fragmente de cuarṭ și cuarṭite în matrice sericitoasă (forajul 25.149—m 506). N + 70 ×.
- Fragments de quartz et quartzites en matrice sériciteuse (forage 25.149—m 506). N + 70 ×.



M. MUREŞAN, LUCIA TĂNĂSESCU. Roci paleozoice în fundamentul
zonei Mădăraş-Ciuc. Pl. II.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONGLOMERATELE DE RETEZAT, UN REPER STRATIGRAFIC ÎN CORELAREA FORMAȚIUNILOR PALEOZOICE DIN ESTUL CARPAȚILOR MERIDIONALI¹

DE

SERGIU NĂSTĂSEANU²

Abstract

The Retezat Conglomerates, a Stratigraphic Mark in the Correlation of the Paleozoic Formations in the Eastern Part of the South Carpathians. The Retezat conglomerates constitute a horizon well individualized lithologically, at the upper part of the clorito-sericite complex of the Drăgșan Series (Cambrian?), and support unconformably the Oslea formation (Devonian?—Carboniferous). The Retezat conglomerates have been assigned to the Silurian because they contain a palynological assemblage wherein all the mentioned genera occur in the Silurian.

INTRODUCERE

În continuarea lucrărilor efectuate în munții Vilcan, unde am separat formațiunea de Oslea (Năstăseanu, 1973) și în extinderea acestora, în munții Retezat, am abordat problema „conglomeratelor lamineate” (M a n o l e s c u, 1937), care provizoriu arătăm, că aparțin formațiunilor epimetamorfice de pe autohtonul danubian al Carpaților Meridionali. Abordarea acestui subiect este cu atit mai interesantă, cu cît, în aceste conglomerate, a fost depistată de V i s a r i o n (1975)³ o asociație de microspori care le poate defini o vîrstă mai documentată decât pînă

¹ Predată la 7 aprilie 1975, acceptată pentru publicare la 24 aprilie 1975, comunicată în ședința din 29 aprilie 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ A dina V i s a r i o n, din S. Năstăseanu et al. Corelarea formațiunilor paleozoice din Carpații Meridionali (autohton și pînză). 1975. Arh. Inst. Geol. Geof. București.



acum. Subiectul tratat prezintă de asemenea importante implicații în corelările stratigrafice referitoare la formațiunile paleozoice din această regiune.

În cele ce urmează se vor trata în mod deosebit aceste metaconglomerate, care au fost mult discutate în literatura de specialitate.

Se stie că M a n o l e s c u (1937) referindu-se la „conglomeratele laminate” din Oslea (Vilcan) le consideră ca termen final al seriei clastice, sau că, mai tîrziu, în anul 1940, le consideră ca termen bazal al „Infra-geticului — seria inferioară” atribuindu-le Permo-Carboniferului.

P a v e l e s c u (1953) reluind problema acelorași conglomorate, ca și a celor similare din munții Retezat, le atribuie părții bazale a seriei de Tulișa, pe care o consideră de vîrstă carboniferă.

P a v e l e s c u, R ă i l e a n u (1963) separă conglomeratele bazale (inclusiv și arcozele) de restul seriei de Tulișa (*sensu* P a v e l e s c u, 1953) arătînd că stau discordant pe seria de Drăgșan și că suportă tot discordant restul seriei de Tulișa care ar începe cu calcare, iar în ceea ce privește vîrsta le atribuie Silurianului prin paraleлизarea cu argilitelor din baza calcarelor de Ideg (tournaisiene).

S o l o m o n (1964) încadrează seria de Tulișa (P a v e l e s c u, 1953) la „complexul detritogen grafitos” arătînd că acesta începe cu fanconglomerate laminate care se aşază fără discordanță pe o serie detritogenă, remarcînd însă o discordanță unghiulară accentuată față de seria de Drăgșan, de asemenea subiacentă.

S t ă n o i u (1972) adoptă seria de Tulișa sub formă în care a fost separată de P a v e l e s c u (1953), încadrînd conglomeratele laminate la baza seriei și arătînd că acestea trec gradat spre calcarile din Oslea și restul succesiunii cunoscute.

N ă s t ă s e a n u (1973) consideră că în seria de Tulișa (P a v e l e s c u, 1953 și S t ă n o i u, 1972) sunt cuprinse formațiuni diferite atât ca ciclu de sedimentare cât și ca grad de metamorfism, arătînd că între conglomeratele laminate și restul seriei de Tulișa este o evidentă discordanță unghiulară. Pe aceste argumente consideră că este indicat să separe, deasupra liniei de discordanță, formațiunea de Oslea, iar conglomeratele laminate (pe care le separă pe hartă ca formațiune de Tulișa), le atribuie formațiunilor cristaline peste care se aşază concordant.

S t ă n o i u (1973) preia de la N ă s t ă s e a n u (1973) și acceptă numai parțial ideea separării conglomeratelor laminate din baza formațiunii de Tulișa redefinite (S t ă n o i u, 1972). În sensul acesta recunoaște la obîrșia văii Motrului un pachet de conglomerate cu elemente verzi laminate (conglomerate de Piatra Cloșani) pe care îl paralelizează cu formațiunea de Valea Izvorului și cu o parte a conglomeratelor din baza formațiunii de Tulișa, acordindu-i o vîrstă Ordovocian superior ?-Silurian inferior. Dar, autorul subliniază în mod special că „în munții Retezat, formațiunii de Tulișa redefinite ii aparțin succesiunile din vîrful Bai și dealul Sec, etc ...” (op. cit. pag. 109). Aceasta înseamnă că conglomeratele din punctele citate reprezintă acea parte care se integrează total formațiunii de Tulișa, deci acelaiași ciclu de sedimentare și metamorfism. Aceeași

concluzie se desprinde și din afirmația : „Ar fi greu de admis ca toate conglomeratele din baza unei succesiuni care are un caracter atât de evident transgresiv, să fie separate ca o formațiune aparte” (op. cit. pag. 110).

În anii 1973 și 1974 Năstăseanu (1975) rămânind la concepția separării integrale a conglomeratelor față de formațiunea de Oslea (Năstăseanu, 1973) și acceptând din datele de literatură succesiunea seriei de Tulișa redefinită în Parîng (Pavelescu, 1970) separă conglomeratele laminate din Vilcan și Retezat tot la partea superioară a seriilor cristaline (Drăgșan) sub denumirea de Tulișa (*sensu* Pavelescu, 1970).

Stănoiu (1974)⁴ referindu-se la conglomeratele laminate din baza formațiunii de Tulișa (*sensu* Stănoiu, 1972) scria : „Se pare că într-adevăr cea mai mare parte a acestor conglomerate constituie o formațiune aparte aşa cum s-a mai spus (Stănoiu, 1973) care este reprezentată prin conglomerate, sisturi grafitoase uneori cu lentile de calcare, etc. și propunem să fie denumită, în mod provizoriu conglomeratele de vîrful Bai ... Această formațiune se dispune discordant peste diferite formațiuni cristalofiliene și suportă de asemenea discordant o stivă de roci denumită de Năstăseanu (1973) formațiunea de Oslea” ... Din acest citat se desprind două afirmații inexakte : 1) că cea mai mare parte a conglomeratelor de vîrful Bai ar fi fost considerată încă din anul 1973 ca o formațiune aparte și 2) că autorul ar fi recunoscut o discordanță între conglomeratele laminate și formațiunea de Oslea. Inexactitatea acestor afirmații este subliniată de citările făcute mai sus (Stănoiu, 1973, pag. 109 și 110).

Mentionarea unor lentile de calcare în conglomeratele de vîrful Bai este o observație proprie autorului, dar aceasta indică clar că opinia sa, în ceea ce privește litologia conglomeratelor laminate, este total diferită de a predecesorilor săi. Nici un alt cercetător nu a menționat intercalătii de calcare în conglomeratele laminate, în consecință, formațiunea „conglomerate de vîrful Bai” apare ca ceva contradictoriu față de ce se cunoștea pînă acum și total neînțeleasită.

1. CONGLOMERATELE DE RETEZAT

În munții Retezat și Vilcan se găsesc profilele edificatoare pentru discutarea relațiilor dintre „conglomeratele laminate” (Mănolescu, 1937, 1940) și formațiunile subjacente și suprajacente. De altfel, în această regiune a fost definit, pentru prima dată stratotipul seriei de Tulișa (Pavelescu, 1953), la care erau atașate, în ultima vreme, aceste conglomerate.

Muntele Tulișa, de unde venea și numele seriei amintite, se află în partea estică a munților Retezat, pe cumpăna de ape dintre Jiul de vest

⁴ I. Stănoiu (1974) din S. Năstăseanu et al. Studiul formațiunilor paleozoice metamorfozate din Carpații Meridionali (corelare între Olteț și Lotru). 1974. Arh. Inst. Geol. Geof., București.



și valea Streiului. Dacă ținem seama de faptul că în această regiune sînt bine dezvoltate „conglomeratele laminate” ar trebui, acum cînd le separăm din nou ca un orizont aparte, aşa cum făcuse M a n o l e s c u (1937), să poarte numele de Tulișa, dar cum acest nume a fost folosit în multiple sensuri și pentru formațiuni foarte variate, considerăm că este mai indicat să folosim denumirea de Retezat.

1.1. Încadrare stratigrafică

Pentru definirea conglomeratelor de Retezat ca orizont reper, care se interpune între seria de Drăgșan și formațiunea de Oslea, am selectînat două profile geologice, suficient de concluzante. În cadrul acestor profile vom porni cu prezentarea formațiunilor de la nou la vechi, spre a pleca de la fapte cu un grad mai mare de certitudine.

1.1.1. Profilul din partea estică a munților Retezat-misivul Tulisa

La obîrșia văii Piscului, affluent al văii Bărușorului, în poiana golului alpin, se află o cărare de creastă, care pornind din cota 1695 m — vîrful Coasta Laturii — și ocolind vîrful Tulisa (1792 m) prin zona de izvoare a văii, ajunge în vîrful Baru (sau vîrful Bai). De-a lungul acestei cărări se poate urmări întreaga succesiune geologică care pune în evidență poziția stratigrafică a conglomeratelor de Retezat.

Privit în ansamblu, profilul indică existența unui larg sinclinal ușor ondulat, conturat în formațiunile metamorfice și anchimetamorfice. Eroziunea puternică actuală a îndepărtat în cea mai mare parte umplutura axială a cutiei, încit formațiunile anchimetamorfice (formațiunea de Oslea) au rămas suspendate pe flancurile sinclinalului, unde descriu două sinclinale secundare, unul în vîrful Coasta Laturii și altul în vîrful Baru (fig. 1) — zona axială a sinclinalului este marcată de conglomeratele de retezat, de sub care apar foarte repede șisturile seriei clastice (Drăgșan superior), conglomeratele de Retezat fiind și ele destul de subțiri, pe de o parte datorită eroziunii din timpul exondării anterioare depunerii formațiunii de Oslea, iar pe de altă parte datorită eroziunii actuale.

1.1.1.1. *Formațiunea de Oslea.* Cercetînd în detaliu profilul din masivul Tulisa se constată că, mamelonul Coasta Laturii este format din calcare recristalizate de culoare cenușie, dispuse în bancuri evident stratificate și a căror poziție indică o cută sinclinală cu înclinări mici ($10\text{--}15^{\circ}$) contrare, estice și vestice, descriuind o cută simetrică care se ridică spre sud și plonjează ușor spre nord, către dealul Tulisa-Dealul Sec, sub forma unei plăci care se afundă sub complexul superior (filitos-grafitos) al formațiunii de Oslea. Către baza mamelonului se observă cu claritate cum calcarele trec progresiv la calcare grezoase și apoi la arcoze, care de asemenea mulează, pe cele trei laturi, mamelonul și se afundă spre nord. Calcarele și arcozele constituie complexul inferior al formațiunii de Oslea, tot așa de tipic ca în valea Gîrbovului, din vestul munților Vilcan. Grosi-



mea întregului complex din acest mamelon este de 80-100 m din care ± 25 m revin arcozelor iar restul, calcarelor.

În extremitatea cealaltă a profilului se observă de asemenea un mamelon de calcare recristalizat descriind un mic sinclinal cu afundare spre N-E, și care (pe clina dinspre valea Piscului) suportă același orizont de filite negre și sisturi grafitoase ale complexului superior al formațiunii

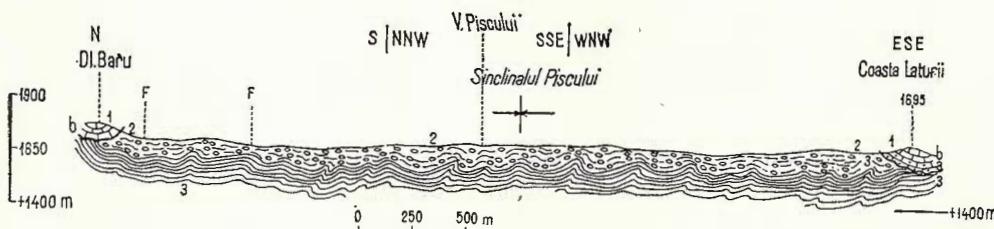


Fig. 1. — Profil geologic în partea estică a munților Retezat.

1, formațiunea de Oslea (Devonian? Carbonifer-Complexul inferior); a, arcoze și gresii calcaroase; b, calcare recristalizate; 2, conglomerate de Retezat (Silurian); 3, serie clastică = Drăgșan superior (Cambrian). F. Asociație palinologică cu forme silurian-devoniene.

Coupe géologique dans la partie est des Mont Retezat.

1, formation d'Oslea (Dévonian? Carbonifère-Complexe inférieur): a, arcoses et grès calcaires; b, calcaires recristallisés; 2, conglomerats de Retezat (Silurien); 3, série clastique = Drăgșan supérieur (Cambrien). F. Association palinologique à formes siluriennes-devonniennes.

de Oslea. Aici, lipsesc arcozele bazale și nici calcarele grezoase n-au fost recunoscute; probabil este unul din cazurile cunoscute cînd formațiunea de Oslea începe direct cu calcare. Grosimea complexului inferior din vîrful Baru este ceva mai mică (± 50 m) decît în Coasta Laturii.

1.1.1.2. Conglomeratele de Retezat. Pe clina vestică a mamelonului Coasta Laturii, la ruptura de pantă, se observă cum arcozele formațiunii de Oslea se aşază discordant pe capetele de strat, mult mai inclinate, ale unor formațiuni mai metamorfozate — conglomeratele de Retezat și seria de Drăgșan (= clastică). Acestea sunt constituite din elemente mari de cuart alb rulat și laminat, precum și din elemente litice de tip epizonal. Caracteristica acestor metaconglomerate o formează slabă lor consistență, care se datorează faptului că sunt impănată de sisturi filitoase negre, uneori grafitoase, sau verzuie de tipul rocilor seriei clastice, precum și datorită aspectului lor laminat. Datorită coeziunii slabe dintre elemente, conglomeratele de Retezat se dezagregă ușor și nu dau un relief pronunțat. Între bancurile de conglomerate se intercalează sisturi filitoase negre care formează strate subțiri, 5-20 cm, care se efilează pe direcție îndințîndu-se cu bancurile de conglomerate, încît aspectul general al conglomeratelor este acela al unei alternanțe de lentile filitoase cu lentile de conglomerate filitoase.

Coborind, de la ruptura de pantă a mamelonului Coasta Laturii, spre valea Sterminosului, se constată că alternanța de conglomerate cu intercalării subțiri de filite se repetă cu aceleași caractere pe o grosime stratigrafică de 60-70 m, apoi elementele remaniate încep să se rărească și încep să apară intercalării de șisturi clorito-sericitoase, în care se mai observă rar elemente de cuarț alb-laminat, care se mențin pe încă \pm 50 m și în cele din urmă se trece la șisturi clorito-sericitoase și toată gama de roci caracteristică pentru seria de Drăgșan (= clastică). Grosimea totală a orizontului conglomeratelor de Retezat, este aici de 100-120 m și ceea ce frapează, în primul rînd, este modul descrescînd al elementelor remaniate de la partea superioară a orizontului către cea inferioară. Între bancurile de metaconglomerate și intercalăriile de filite și șisturile clorito-sericitoase există o strînsă afinitate în ceea ce privește structura tectonică. Se constată că atît megastructura (sinclinalul Piscelui) cît și microstructura (cutele secundare) antrenează în același mod atît conglomeratele de Retezat, cît și seria de Drăgșan (= clastică). Concordanța dintre acestea este și mai evidentă în șaua dintre Virful Tulișa și Virful Baru și mai ales pe versantul dinspre obîrșia văii Tulișa pînă în virful Baru. În această primă șauă (mai adîncă) și în a două situată mai la nord, unde pe profil (fig. 1) sunt indicate punctele fosilifere, se află niște lentile mai mari de șisturi grafitoase și filite negre care trec, spre partea bazală, la bancuri de metaconglomerate cu multe elemente de cuarț alb, dar cu cît se coboară pe versant spre valea Tulișa elementele se răresc și dispar total. Grosimea orizontului din acest versant este mai mică (20-30 m), datorită eroziunii mai profunde. În acest sector, pozițiile măsurate în metaconglomerate și cele luate în șisturile clorito-sericitoase (seria de Drăgșan) arată aceeași direcție și inclinare.

În Valea de Brazi, pe un profil prezentat de A. I. Schuster (1974) cu ocazia unei excursii comune, se vede un nivel subțire (10 m) de metaconglomerate care ar sta tot la partea superioară a seriei clastice, dar care suportă tufite verzi în continuare și abia în Culmea Șerpilor suportă formațiunea de Oslea.

În concluzie, conglomeratele de Retezat din masivul Tulișa reprezintă un orizont variabil ca grosime (20-120 m), care se aşază concordant pe seria de Drăgșan (clastică) cu care este cutat și metamorfozat împreună, totul suportînd discordant formațiunea de Oslea (fig. 1).

1.1.2. Profilul din partea vestică a munților Vîlcan-masivul Oslea

Pe malul drept al Jiului de vest în masivul Oslea (fig. 2) se poate vedea încă un profil interesant în ceea ce privește poziția conglomeratelor de Retezat. Deși metaconglomeratele de aici nu aflorează decît pe cîteva sute de metri, acestea sunt interesante prin poziția lor în cadrul succesiunii stratigrafice, cît și prin faciesul lor puțin deosebit față de cel cunoscut în Retezat. În general structura din această regiune este dominată de sinclinoriul Oslea în care se dezvoltă tipic formațiunea de Oslea. De sub aceasta

aflorează sporadic conglomeratele de Retezat și mai ales complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan, sau seria de Lainici-Păiuș.

1.1.2.1. Formațiunea de Oslea. Într-un profil transversal pornește din culmea Nedeuța și ajunge la Coada Oslea, se străbate întreaga succesiune stratigrafică a acestei formațiuni. Flancul sudic al sinclinalului este faliat

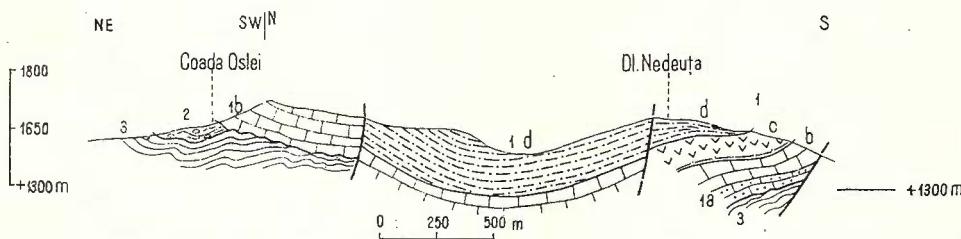


Fig. 2. — Profil geologic în partea estică a munților Vîlcău.

1, formațiunea de Oslea (Carbonifer). Complex inferior: 1a, arcoze și gresii calcaroase; 1b, calcare recristalizate; complex superior — 1c, serpentinites; 1d, filite și sisturi grafitoase; 2, conglomerate de Retezat (Silurian); 3, seria de Drăgșan (complex amfibolitic).

Coupe géologique dans la partie est des Monts Vîlcău.

1, formation d'Oslea (Carbonifère). Complexe inférieur: 1a, arcoses et grès calcaires; 1b, calcaires recristallisés; complexe supérieur — 1c, serpentinites; 1d, phyllites et schistes graphiteus; 2, conglomerats de Retezat (Silurien); 3, série de Drăgșan (complexe amphibolitique).

și calcarele recristalizate, ale complexului inferior al formațiunii de Oslea, vin în contact tectonic cu cuarțite albe, cuarțite sericitoase, filite verzi, etc. care aparțin seriei de Lainici-Păiuș. Peste calcare urmează un banc subțire de argilite negre și apoi o lentilă de serpentine, cu o grosime de 50-100 m, peste care se dezvoltă complexul superior cu filite negre, sisturi grafitoase care formează umplutura structurii. Profilul este mai interesant pe flancul nordic unde calcarele complexului inferior se aşază discordant pe conglomeratele de Retezat, sau pe complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan.

1.1.2.2. Conglomeratele de Retezat. Din punctul numit Coada Oslei spre nord-est, pe piciorul de deal ce coboară la confluența Văii Boului cu Jiul de vest, pe o distanță de 300 m se întâlnesc metaconglomerate grosiere cu foarte multe elemente de cuarț alb bine rulat și mai rare elemente de filite verzi, etc. Acestea au o grosime mai mică decât cele din masivul Tulișa, sub 60 m. Spre deosebire de conglomeratele din masivul Tulișa, aici nu se mai găsesc intercalații de filite negre. Coeziunea rocii este mare, bancurile sunt compacte și dure, formând stinci. Limita dintre metaconglomerate și complexul amfibolitic este mai tranșantă, însă stratele sunt tot

concordante aşa cum arată poziţiile măsurate şi pe baza cărora s-a putut stabili că conglomeratele de Retezat descriu un mic sinclinal, împreună cu amfibolitele, peste care se aşază discordant calcarele recristalizate ale formaţiunii de Oslea. În ceea ce priveşte gradul de metamorfism, metaconglomeratele de la Coada Oslei sunt mult mai intenş metamorfozate decât conglomeratele din complexul superior al formaţiunii de Oslea. În concluzie se poate spune că metaconglomeratele din masivul Oslea se pot paraleliza cu cele din masivul Tulişa, cu specificaţia că ele reprezintă un facies mai marginal, mai grosier, care se aşază transgresiv pe complexul amfibolitic.

În valea Jiului de vest la confluenţa cu valea Gîrbovului, unde apare butoniera complexului amfibolitic, se cunosc două aflorimente (pe malul stîng al Jiului) în care, la partea superioară a amfibolitelor apare un nivel (pe 0,20-0,30 m) cu elemente de şisturi verzi rulate şi cîteva elemente de cuart alb. Peste acestea urmează însă discordant arcoza din baza formaţiunii de Oslea. Deci şi aici se poate spune că există un rest infim din conglomeratele de Retezat, situat între seria de Drăgşan şi formaţiunea de Oslea. O discordanţă unghiulară între seria de Drăgşan şi conglomeratele de Retezat nu se observă nici aici, deoarece aceasta a dispărut prin recutarea formaţiunilor împreună în timpul unor faze de orogeneză mai recente. Aici, ca şi în Oslea, se poate vorbi însă de o discordanţă stratigrafică, dovedită prin lacuna dintre partea inferioară a seriei de Drăgşan (complexul amfibolitic), şi conglomerate.

În estul munţilor Vîlcăneşti se mai cunosc metaconglomerate, la est de Cîmpul lui Neag, adică cele considerate în baza formaţiunii de Tulişa (P a v e l e s c u , 1953).

1.2. Vîrstă conglomeratelor de Retezat

Lipsa unor argumente paleontologice, care să stea la baza unei încadrări stratigrafice mai exacte a conglomeratelor de Retezat, a dat naştere la numeroase scheme stratigrafice. Acestea au variat de la autor la autor şi adesea chiar în vederile aceluiaşi autor, funcţie de corelările litologice care se puteau face cu formaţiunile din alte regiuni unde existau şi argumente paleontologice (ex. valea Idegului sau Valea Izvorului) aşa cum am arătat în introducere.

Obtinerea unei asociaţii palinologice din conglomeratele de Retezat, amintită deja la începutul lucrării, vine în sprijinul unei prime date, care, aşa cum arată însuşi autorul descoperirii asociaţiei nu este decât un indiciu preliminar (Visarion, 1975)⁵. Probele analizate din acest orizont sunt limitate doar la trei, dintre care două au oferit rezultate. Acestea din urmă sunt consemnate, prin litera F, pe profilul geologic din masivul Tulişa, respectiv pe flancul nord-vestic al sinclinalului valea Piscului (fig. 1).

Din aceste puncte, unde se dezvoltă nişte intercalaţii lenticulare mai mari de filite negre şi şisturi grafitoase, în cadrul conglomeratelor de

⁵ Op. cit. pct. 3.

Retezat se citează : *Synsphaeridium* sp., *Brochoposophsphaera* sp., *Dictyopsophphaera* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Zonosphaeridium* sp., cf. *Trachimarginata* sp., *Hyrtellosphaeridium* sp., *Leiopsophsphaera minuta* Staphl., *Leiofusa* sp. Asociația menționată este cunoscută mai ales în depozitele de vîrstă Silurian-Devonian inferior din pre-Ural și Uralul de sud, motiv pentru care se atribuie aceeași vîrstă depozitelor din care au fost colectate probele analizate (Visarion, 1975)⁶.

Am arătat că în Valea de Brazi se întâlnesc de asemenea un banc de conglomerate de tip Retezat care stă pe filite negre și suportă tufite verzi. Din filitele negre de sub conglomerate s-a obținut o asociație aproape asemănătoare, care indică aceeași vîrstă, Silurian-Devonian inferior. Faptul că aceste filite stau la rîndul lor pe metatufite bazice cu intercalării de calcare, care ar putea aparține deci și seriei clastice, nu numai conglomeratelor de Retezat (ca o lentilă aşa cum se cunoaște), concluziile asupra vîrstei conglomeratelor de Retezat pun încă semne de întrebare, cu toate că acum există niște elemente paleontologice.

Tinând seama de indicațiile palinologice care arată că toate genurile citate își au momentul de apariție în Silurian, precum și de unele posibilități de corelare litostratigrafică, închidăm provizoriu conglomeratele de Retezat la Silurian.

2. CORELĂRI STRATIGRAFICE

Atribuirea conglomeratelor de Retezat Silurianului, aduce un element nou de corelare stratigrafică în cadrul formațiunilor paleozoice, datorită faptului că ele se interpun între ce era considerat încă serie de Tulișa în munții Parâng (Pavelscu, 1970), sau serie de Latorița (Schuster, 1974)⁷ și formațiunile mai vechi.

Pentru realizarea unei imagini mai clare a corelărilor pe care intenționez să le fac în cele ce urmează trebuie să fac o ultimă revenire asupra noțiunii de serie de Tulișa și să demonstreze că folosirea acestei denumiri nu mai poate fi utilizată în viitor.

Într-o lucrare anterioară (Năstaseanu, 1975) arătam că : 1) în munții Vilcan nu-ar mai putea aparține formațiunii de Tulișa decât „conglomeratele laminate”; 2) stratotipul redefinit al seriei de Tulișa ar fi în munții Parâng (Pavelscu, 1970) și un corespondent al acestia în munții Retezat (Micu, Parascrivescu, 1970).

1) În ceea ce privește „conglomeratele laminate” le-am denumit conglomeratele de Retezat și au probabil o vîrstă siluriană, deoarece în cadrul același orizont nu poate fi cuprins și Devonianul. Conglomeratele pot fi ori de vîrstă devoniană, ori de vîrstă siluriană. Am optat pentru vîrstă siluriană pentru că majoritatea formelor își au momentul de apariție în

⁶ Op. cit. pct. 3.

⁷ A.I. Schuster (1974), din S. Năstaseanu et al. 1974. Studiu formațiunilor paleozoice metamorfozate din Carpații Meridionali (corelare între Olteț și Lotru). Arh. Inst. Geol. Geof., București.

Silurian și pentru că Devonianul din domeniul danubian are alt facies, cel cunoscut la Drencova și pe valea Râului Rece (Ideg). Or, conglomeratele de Retezat, mai ales cele din Oslea, au un facies mult mai apropiat de formațiunea de Valea Izvorului, siluriană (după Stănoiu, 1971 ar fi ordovician ?-siluriană);

2) Referitor la formațiunea de Tulișa (Pavelscu, 1970) din munții Parâng am să arăt că aparține formațiunii de Oslea care are probabil o vîrstă devonian-carboniferă. Deci, nici vîrsta paleozoic-inferioară acordată de Pavelscu (1970) nu se mai poate susține. În ceea ce privește echivalentul seriei de Tulișa din munții Retezat (Micu și Păraschivescu, 1970) s-a arătat deja că nu era vorba de seria de Tulișa, ci de seria de Drăgșan — complexul sericito-cloritos — care a fost atribuită Cambrianului (mediu-superior ?) pe o asociatie de microspori (Visarion, Solomon, 1974).

Revenind la formațiunea de Tulișa din Parâng se va prezenta un profil de detaliu la Obîrșia Lotrului, pe Coasta lui Rusu (fig. 3), acolo unde se consideră profilul complet al acestei serii. Într-o lucrare anterioară (Năstăseanu, 1975) urmărindu-se păstrarea denumirii de Tulișa, atât de des întâlnită în literatură, s-a menținut și coloana stratigrafică dată de Pavelscu (1970), cu observația că în profilul de „La Găuri” conglomerate laminare lipsesc.

Profilul de pe Coasta lui Rusu (fig. 3) este reprezentativ, atât prin structura sa, cât și prin succesiunea continuă în cadrul depozitelor. În ansamblu depozitele slab metamorfozate din acest profil descriu un sinclinal orientat NW-SE, al cărui flanc nord-estic este normal (cu căderi mici spre SW), iar cel sud-vestic este puțin strivit și cu stratele mai inclinate. Pe flancul nord-estic se vede clar contactul dintre formațiunile slab metamorfozate și cele intens metamorfozate care aparțin seriei de Drăgșan (complexul amfibolitic cu intruziuni granitice).

Evident discordant peste seria de Drăgșan se aşază arcoze dure alb-gălbui în bancuri bine stratificate care însumează 10-20 m. Acestea trec progresiv la calcare grezoase (5 m) și apoi la calcare recristalizate cenușii-albicioase care se mențin pe o grosime de 100 m, apoi intervine un pachet de sisturi sericito-cuartoase groase de 50 m — pe direcția profilului — dar, care se subțiază progresiv pe versantul dinspre circul glacial, împărându-se în calcare. În continuarea profilului urmează iar calcare recristalizate pe încă 150 m (stratigrafic). Succesiunea descrisă pînă aici are o grosime de ± 300 m și se asemănă pînă la identitate cu succesiunea complexului inferior al formațiunii de Oslea.

Peste complexul inferior urmează în continuitate, pe circa 1-2 m un sist verzui tufitic și imediat serpentinite, deci o situație similară cu cea din culmea Nedeuța (fig. 2). Apoi, urmează silluri de serpentinite și sisturi tufogene verzui care formează umplutura axială a sinclinalului, apreciată la o grosime de 300 m. Flancul S-W prezintă aceeași succesiune, numai că orizonturile sunt ceva mai subțiri, iar arcozele nu se văd decit ca resturi zdrobite la contactul cu granitele, ceea ce indică o ușoară laminerare a flancului.

Sinclinalul Coasta lui Rusu se afundă spre S-W (valea Jiuțului) unde primește și filite negre și sisturi grafitoase. Deci, tot așa cum se întimplă și pe culmea Nedeuța, din masivul Oslea, unde serpentinitetele sunt acoperite normal de complexul superior filitos-grafitos al formațiunii de Oslea.

În concluzie se poate spune, pe baza corelării celor două profile, din Coasta lui Rusu (fig. 3) și culmea Nedeuța-Oslea (fig. 2), că ceea ce a fost

Fig. 3. — Profil geologic în munții Parâng — Obîrșia Lotrului.

1, formațiunea de Oslea (Devonian?—Carbonifer): a, arcoze și calcare grezoase; b, calcare recristalizate cu lentile de sisturi cloritoase (= complex inferior); c, sisturi tufogene verzi cu siluri de serpentinite (= complex superior); 2, fundament: a, complex amphibolitic; b, granite.

Coupe géologique dans les Monts Parâng — Obîrșia Lotrului.

1, formation d'Oslea (Dévonien?—Carbonifère): a, arcoses et calcaires gréseux; b, calcaires recristallisés à lentilles de schistes chloriteux (= complexe inférieur); c, schistes tuffogènes verts à sills de serpentinites (= complexe supérieur); 2, soubassement: a, complexe amphibolitique; b, granites.

considerat în Parâng ca serie de Tulișa (redefinită), sau serie de Latorița, este formațiunea de Oslea.

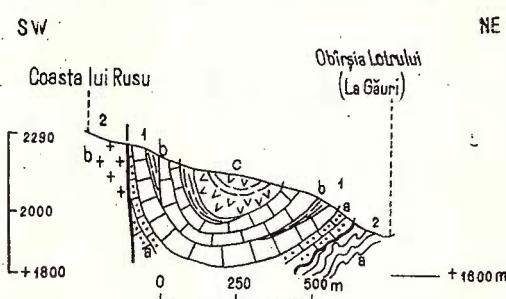
În urma celor expuse la punctele 1 și 2, rezultă că din succesiunile litologice atribuite anterior seriei de Tulișa n-a mai rămas nici una care să mai poată fi prezentată sub acest nume.

Sintetizând cunoștințele actuale despre formațiunile paleozoice de pe autohtonul danubian, în lumina ultimelor rezultate și readaptind corelările anterioare (Năstăseanu, 1975) se ajunge la o schemă mult îmbunătățită (fig. 4).

În cele ce urmează vom prezenta corelările stratigrafice funcție de cele două unități majore ale domeniului danubian, șanțul geosinclinal intern și cel extern (Năstăseanu, 1975).

Cambrian

În șanțul geosinclinal intern au fost atribuite Cambrianului următoarele formațiuni: seria de Corbu (Desila-Codarcea, Codarcea, 1968) și seria de Zăicani (Herasi et al., 1973). În șanțul geosinclinal extern s-a atribuit Cambrianului: complexul sericito-cloritos al seriei de Drăgșan, așa cum a susținut I. Berecă în anul 1973 (Berecă și Berecă, 1975), sau cum au indicat argumentele palinologice, (Visa-



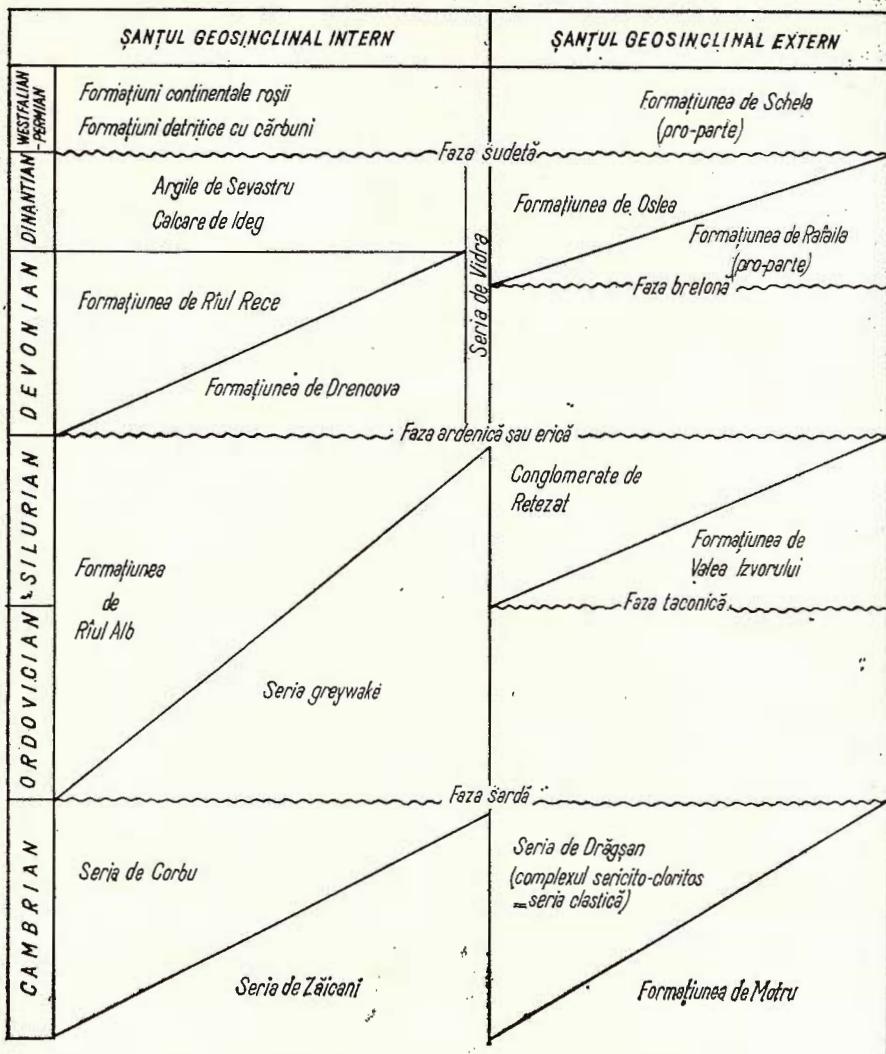


Fig. 4. — Schema de corelare a principalelor formațiuni paleozoice de pe Autohtonul Danubian.

Esquisse de corrélation des principales formations paléozoïques de l'Autohtone danubien.

ri on, Solomon, 1974), și probabil formațiunea de Motru (cambriană — Stanoiu, 1972).

Ordovician

Discordant pe formațiunile cambriene din șanțul intern se aşază formațiunea de Rîul Alb (Năstăseanu, 1975) datată palinologic Ordovician-Silurianului inferior (Boldur, Visarion, 1971) și seria greywacke (Gherasî, Visarion, 1975)⁸ din munții Tarcu, care este atribuită palinologic Ordovician-Silurianului inferior.

Silurian

În șanțul intern, având în vedere continuitatea de sedimentare din cadrul formațiunii de Rîul Alb, ar putea fi prezent și Silurianul în această formațiune, ca și în seria greywacke. În șanțul extern se cunoaște formațiunea transgresivă de Valea Izvorului argumentată paleontologic ca siluriană (Stanoiu, 1971), apoi conglomeratele de Piatra Cloșani (presupuse Ordovician-Silurian — Stanoiu, 1973) și conglomeratele de Retezat (atribuite Silurian-Devonianului inferior pe argumente palinologice de Adina Visarion)⁹.

Devonian

În șanțul intern se cunosc: formațiunea de Drencova (Năstăseanu, 1975) argumentată palinologic (Năstăseanu, Bîtoianu, 1970), formațiunea de Rîul Rece încadrată pe argumente de macrofloră (Năstăseanu, 1975) și eventual formațiunea de Vidra (Codărcea, Gherasî, 1946)¹⁰. Aceasta din urmă a fost încadrată palinologic la Devonian (Gherasî et al., 1974), dar facial se paralelizează cu formațiunea de Oslea. În șanțul extern nu sint încă argumente pentru susținerea Devonianului, decit dacă partea bazală a formațiunii de Oslea nu cuprinde și ceva din Devonian (?), așa cum a presupus majoritatea cercetătorilor.

Carbonifer

În șanțul intern se cunoaște că există continuitate de sedimentare de la formațiunea de Rîul Rece (Devonian) la orizontul calcarelor de Ideg, cu faună tournaisiană (Codărcea et al., 1960), și apoi argilele de Sevastru probabil Visean (Năstăseanu, 1975). În munții Retezat (vest)

⁸ N. Gherasî, Adina Visarion. 1975. Informație verbală.

⁹ Op. cit. pct. 3.

¹⁰ A.I. Codărcea, N. Gherasî. Raport geologic preliminar asupra bazinului Bistrița Mărului. 1945—1946. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

este probabil formațiunea de Slăvei (M o r a r i u, 1972 și N ă s t ă s e a n u, 1975). Discordant urmează molasa hercinică, Carbonifer superior (N ă s t ă s e a n u et al., 1973).

În șanțul extern este majoritatea formațiunii de Oslea (N ă s t ă s e a n u, 1973) și eventual o parte din seria de Rafailă. Urmează molasa hercinică, adică o parte din formațiunea de Schela, cu floră carbonifer superioară (S e m a k a, 1963).

Permian

În șanțul intern Permianul este reprezentat prin faciesul roșu, terigen și vulcanogen al molasei hercinice (N ă s t ă s e a n u et al., 1973), iar în șanțul extern acesta este cuprins tot în formațiunea de Schela (S e m a k a, 1963), probabil în partea mediană a acesteia, deoarece la partea superioară este sigur și Liasicul.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira (1975) Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat-Carpății Meridionali). *Ad. Inst. Geol. Geof. XLIII*, pp. 1–64, 1973, București.
- Boldur C., Visarion A. (1971) Asupra prezenței Ordovicianului în regiunea Feneș (Carpății Meridionali – Banatul de est). *D.S. Inst. geol.*, LVIII/4, pp. 5–10, București.
- Codarcea Al., Răileanu Gr., Năstăseanu S. (1960) Carboniferul inferior de pe Valea Ideguilui. *Studii și cercetări de geol. Acad. RSR*, V/3, pp. 407–419, București.
- Dessila-Codarcea Marcela, Codarcea Al. (1964) Considerații asupra paleontologiei și paleotectonicii zonelor de sisturi cristaline din partea de S-E a Banatu lui. *Acad. RSR, St. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*, T. 14, nr. 1, pp. 17–25, București.
- Gherase N., Visarion A., Zimmerman P. (1973) Considerații asupra vîrstei unor sisturi cristaline și depozite sedimentare din autohtonul danubian situate la marginea de nord a munților Godeanu (Carpății Meridionali). *Studii și cerc. Acad. R.S.R.* – 18 nr. 2, pp. 303–310, București.
- Visarion A., Zimmerman P., Iordan M. (1974). Asupra vîrstei paleozoice (Devonian) a formațiunii de Vidra din partea de nord a munților Tarcu (Carpății Meridionali). *D.S. Inst. geol., geof.*, București.
 - Manolescu Gh. (1937) Étude géologique et petrografie dans les Munții Vulcan (Carpates Meridionales, Roumanie). *An. Inst. geol.*, XVIII, pp. 79–173, București.
 - (1940) Observations géologique dans le bassin supérieur des vallées de la Cerna et du Jiu Românesc. *Inst. geol. Comptes Rendus*; XXIV, pp. 35–47, 1936, București.
 - Micu C., Paraschivescu O. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei părții de nord a Munților Retezat, între Râul Alb – Râul Nucșoarei, cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D.S. Inst. geol.* LVI/2, pp. 71–88, București.



- Morariu D. (1972) Paleozoicul inferior din valea Lăpușnicului Mare D.S. *Inst. geol.* LVIII/4, pp. 11–21, 1971, București.
- Năstăseanu S., Bițoianu C. (1970) Devonianul de la Drencova-Banat. D.S. *Inst. geol.* LVI/4, pp. 19–27, 1969, București.
- Stănoiu I., Bițoianu Cornelia (1973) Coroclarea formațiunilor molasei hercine (Westfalian-Permian) din partea vestică a Carpaților Meridionali. *An. Inst. geol.*, XL, pp. 71–109, 1972, București.
 - (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (Formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali. D.S. *Inst. geol.* LIX/4, pp. 71–84, 1972, București.
 - (1975) General Outlook on the Paleozoic of the Danubian Autochthon (South Carpathians). *An. Inst. geol. geof.*, XLVI, București.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat. *An. Com. Geol.*, XXV, pp. 119–211, București.
- Răileanu Gr. (1963) Consideration générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates Méridionales, *Asoc. Geol. Carp.-Balk., Congr. V, Inst. geol.*, vol. II, pp. 181–186, 1961, București.
- Pavelescu Maria (1970) Harta geologică a R.S.R., sc. 1 : 50 000 foaia 107, C. Mindra. *Inst. geol.* București.
- Semak A.I. (1963) Despre vîrstă formațiunii de Schela. *Asoc. Carp.-Balc. Congr. V, Inst. geol.*, vol. III/2, pp. 165–175, 1961, București.
- Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. D.S. *Inst. geol.*, LVII, pp. 5–15, 1970, București.
- (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obârșia văii Motrului (Carpații Meridionali). D.S. *Inst. geol.* LVIII/4, pp. 57–71, 1971, București.
 - (1973) Considerații asupra formațiunilor paleozoice din regiunea Virful lui Stan — Piatra Cloșani (Carpații Meridionali). D.S. *Inst. geol.*, LIX/5, pp. 94–126, 1972, București.
- Visarion A., Solomon I. (1974) Asupra prezenței Cambrianului epimetamorfic în munții Retezat (Carpații Meridionali). D.S. *Inst. geol.*, LX/4, pp. 19–23, 1973, București.

LES CONGLOMÉRATS DE RETEZAT, UN REPÈRE STRATIGRAPHIQUE DANS LA CORRÉLATION DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES DE L'EST DES CARPATES MERIDIONALES

(Résumé)

Les conglomérats de Retezat étaient connus jusqu'à présent sous le nom de „Conglomérats laminés” et étaient considérés, le dernier temps, comme l'horizon basal de la série de Tulișa, dont l'âge pourrait être paléozoïque inférieur ou supérieur. La discordance qui existe entre les conglomérats laminés et le reste de la série de Tulișa a mené à leur séparation en tant qu'horizon à part.



Pour définir les conglomérats de Retezat comme horizon repère, situé entre la série de Drăgșan (le complexe supérieur — Cambrien ?) et la formation de Oslea (Dévonien ?-Carbonifère) on a choisi deux coupes géologiques, placées dans le massif Tulișa (monts Retezat) et le massif Oslea (monts Vilcan).

1. La coupe du massif Tulișa (fig. 1) offre une image claire sur la position des conglomérats de Retezat du synclinal Piscul. Dans ce synclinal, sur la partie supérieure de la série de Drăgșan (le complexe séricito-chloriteux — série clastique) qui contient de la microflore cambrienne (?), se dispose en fausse concordance un horizon de conglomérats laminés, épais de 20-120 m.

Cet horizon est formé de bancs de conglomérats alternant avec des schistes graphiteux noirs, ou séricito-chloriteux verdâtres, disposés à divers niveaux et d'une forme lenticulaire. Les conglomérats sont constitués pour la plupart d'éléments de quartz blanc, fréquemment laminé, et également d'éléments lithiques de type épizonal.

Dans les schistes graphiteux noirs situés près de la cime Baru (fig. 1), on mentionne une association palynologique représentée par les genres : *Synsphaeridium* sp., *Brochopsophosphaera* sp., *Dictyopsosphaera* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Zonosphaeridium* sp., cf. *Trachimarginata* sp., *Hyrtellosphaeridium* sp., *Leiopsphaera minuta* St a pl. et *Leiofusa* sp. Tous ces espèces apparaissent du Silurien, ce qui a mené au rangement des conglomérats de Retezat au Silurien.

D'une manière discordante, sur les conglomérats de Retezat et sur le complexe séricito-chloriteux de la série de Drăgșan se dispose la formation de Oslea, d'âge dévonien ?-carbonifère.

2. La coupe du massif Oslea (fig. 2) nous offre également les éléments nécessaires pour définir la position des conglomérats de Retezat.

Dans l'extrémité occidentale du synclinorium Oslea, sur le complexe inférieur (amphibolitique) de la série de Drăgșan, se place, toujours en fausse concordance, l'horizon des conglomérats laminés. Contrairement à la coupe antérieure, ici on constate la prédominance des bancs de conglomérats mieux cementés et formés presque entièrement du quartz blanc. L'épaisseur de l'horizon est moindre de 60 m. L'absence du complexe supérieur (chlorito-sériciteux) de la série de Drăgșan de cette coupe indique la position transgressive des Conglomérats de Retezat et la présence d'une lacune entre ceux-ci et leur substratum.

En discordance sur les conglomérats de Retezat et sur le complexe amphibolitique de la série de Drăgșan se place la formation de Oslea, qui dans cette région est typiquement développée.

Les conglomérats de Retezat, des deux coupes, se placent sur divers termes de la série de Drăgșan, avec lesquels ils ont été plissés et probablement métamorphisés ensemble, ce qui est confirmé par l'absence d'une discordance angulaire et par le degré de métamorphisme plus ou moins pareil. Quant à la limite entre les conglomérats de Retezat et la formation de Oslea, est à remarquer une discordance angulaire claire et une nette différence de métamorphisme, dans le sens que la formation de Oslea est moins métamorphisée.

Les conglomérats de Retezat étaient entièrement ou partiellement attribués à la série de Tulișa des monts Vilcan, Retezat et Parling. Par leur séparation en tant qu'horizon repère, entre la série de Drăgșan et la formation de Oslea (monts Retezat et Vilcan), la pile des dépôts appartenant à la série de Tulișa a été divisée en deux formations distinctes.

Dans les monts Parling il n'y a pas de conglomérats de Retezat à la base de la succession des dépôts attribués à la série de Tulișa (Latorița). Une coupe détaillée (fig. 3) à la source du Lotru (Coasta lui Rusu) montre que sur la série de Drăgșan (complexe amphibolitique) se

place en discordance la formation de Oslea, avec une succession identique à celle des monts Vilcan (fig. 2).

Pour conclure, on est d'avis qu'on ne peut plus employer le nom de série de Tulișa, dans le cadre du Paléozoïque des Carpates Méridionales, et que les conglomérats de Retezat deviennent un repère stratigraphique à côté de la formation de Valea Izvorului, qui était déjà connue comme silurienne.

En signalant les conglomérats de Retezat et en les attribuant au Silurien, on a arrivé à un nouveau schéma de corrélation stratigraphique des formations paléozoïques (fig. 4) de l'autochtöne des Carpates Méridionales, de même qu'à une image paléogéographique et paléotectonique beaucoup plus complète.

ÎNTREBĂRI

Violeta Iliescu: Întrucît la comunicarea lui Solomon et al. ați obiectat asupra stabilirii vîrstei cambriene pe baza unei microflore cu o distribuție stratigrafică de la Cambrian la Ordovician, de ce atribuiți dv. acum vîrsta siluriană unor formațiuni cu o floră de vîrstă silurian-devoniană?

Răspuns: N-am făcut obiecții, însă mi-am exprimat nelămurirea, deoarece autorul nu-și justifica afirmația. În ceea ce privește concluzia pe care am tras-o asupra vîrstei siluriene a conglomeratelor de Retezat, aceasta este menționată în textul lucrării. În principal, unul din argumente constă în faptul că o asociație palinologică (obținută din două probe), care a fost colectată din același nivel (pe 0,50—1 m grosime stratigrafică), nu poate pleda pentru existența Silurianului și totodată a Devonianului.

DISCUȚII

Adina Visarion: În 1974, pe un traseu prezentat de S. Năstăseanu, am colectat împreună cu O. Maier, Sanda și D. Morariu probe din Coasta Laturii și Obârșia Văii Bradului, acestea evidențierănd o asociație microfloristică care indică Silurian-Devonian inferior.

A. C. Schuster: Considerăm că în cadrul formațiunilor paleozoice metamorfozate din autohtonul danubian se poate recunoaște prezența a două cicluri de sedimentare. Alternanțele litologice și indințările frecvente de faciesuri din cuprinsul acestor formațiuni, ca și tectonica foarte complicată constituie impedimente în descifrarea stratigrafiei, cît și în ce privește posibilitățile de corelare la scară regională.

Primul ciclu, care este reprezentat la partea inferioară printr-o succesiune grosieră cu alternanțe locale de metapelite, calcare cristaline și metatufuri bazice asociate cu serpentinită, este de vîrstă siluriană (probabil Ordovician pînă la Devonian).

Al doilea ciclu începe cu o succesiune detritică ce trece la nivele grafitoase și se încheie cu un nivel metapsfitic și metapsamic.

Formațiunile ambelor cicluri au fost metamorfozate sincron, în orogeneza hercinică — fază sudetă sau „erzgebirge”.

Aducerea formațiunilor, separate pînă în prezent, la un numitor comun trebuie să țină seama nu numai de elementele stratigrafice, ci și de efectele metamorfismului și tectoniciei sin-metamorfice.

Notă: Întrebările și discuțiile care și-au găsit răspunsul în cuprinsul lucrării nu se publică.



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CERCETĂRI LITOSTRATIGRAFICE ȘI STRUCTURALE ÎNTR-E
VALEA OLTULUI ȘI MIHĂILENI — CARPAȚII ORIENTALI¹

DE
GHEORGHE N. POPA²

Abstract

Lithostratigraphical and Structural Researches between the Olt Valley and Mihăileni-East Carpathians. In the Tulgheş Series there have been separated three lithostratigraphical complexes: Tg₁, Tg₂, Tg₃. Tg₁ complex comprises the lower part of the Tulgheş Series. It is mainly constituted of terrigene schists having a pile of metatuffs and acid metatuffites in the median part. Tg₂ complex is mainly formed of graphitous schists which comprise, in the median part, a horizon of basic metatuffs associated with metagabbros and rhyolitic metatuffs. Tg₃ complex corresponds to the upper part of the Tulgheş Series and is mainly constituted of terrigene schists wherein there occur two levels of metatuffs and acid metatuffites (Tg_{3.1} and Tg_{3.2}), the presence of some pyrite and chalcopyrite disseminations being genetically connected to the latter. The presence of a Baikalian synmetamorphic deformation represented by B_1 folds and S_1 cleavages has been pointed out, too. They are followed by the deformations of the Hercynian phase represented by S_2 and S_3 shear planes. Subsequently to these movements, the region has undergone some tectonic divisions.

Lucrarea de față prezintă rezultatele cercetărilor efectuate de autor în anul 1974 și își propune să stabilească litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheş în perimetrul delimitat la nord de rîul Olt, iar la sud de localitatea Mihăileni.

La vest perimetrul cercetat este delimitat de lunca Oltului. Spre est limita perimetrului este dată de o linie convențională ce unește aproksimativ cursul superior al afluenților din versantul sting al văii Oltului.

¹ Predată la 16 mai 1975, acceptată pentru publicare la 27 mai 1975, comunicată în ședința din 31 mai 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Cercetări geologice anterioare

Cercetări geologice cu caracter general asupra cristalinului din partea sudică a Carpaților Orientali au fost făcute încă din secolul trecut, printre acestea menționăm pe cele rămase de la H e r b i c h (1861, 1878) și H a u e r, S t a c h e (1863), D o e l t e r (1915) și C h e l ā r e s c u (1939). Cercetări geologice mai ample au fost efectuate imediat la nord de regiunea studiată de noi, în zona zăcământului cuprifer de la Bălan. Deoarece într-o lucrare anterioară (K r ā u t n e r, P o p a, 1973) au fost comentate pe larg cercetările din regiunea minieră Bălan, nu vom mai aminti decât pe cele care au o legătură directă cu regiunea de la sud de zăcământul Bălan.

Prima lucrare ce caracterizează ansamblul geologic din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice aparține lui B ă n c i l ă (1941). A i r i n e i et al. (1965) cercetează evoluția geologică și geomorfologică a depresiunii Ciucului, considerind compartimentarea tectonică a fundașului depresiunii ca fiind strins legată de orogenul carpatic. Cercetări petrografice sunt efectuate în 1956 și 1958 de către C i o r n e i et al.^{3,4}; C i o r n e i, V a s i l e s c u (1962), R ă d u l e s c u et al.⁵ întocmescă harta stratigrafică scara 1 : 50 000 a părții de sud a zonei cristaline a Carpaților Orientali. Poziția în pînză de șariaj a șisturilor mezometamorfice presupusă de P o p e s c u - V o i t e ș t i (1929, 1940) și K r ā u t n e r (1938), a fost argumentată de M u r e ș a n (1967). M u r e ș a n (1967) presupune vîrstă șariajului a fi alpină. M u r e ș a n⁶ în urma studiului petrografic și petrochimic asupra produselor magmatice metamorfozate, din zona izvoarelor Oltului prezintă evoluția magmatismului din seria de Tulgheș. V l ă d e ș c ă u et al. (1968), efectuează cercetări geologice între valea Oltului la nord și localitatea Livezi la sud, considerind formațiunile seriei de Tulgheș ca făcind parte dintr-un larg sinclinoriu, în cadrul căruia formațiunile sunt strins cutate. M u r e ș a n (1970) pune în evidență „formațiunea breciilor de Hăghimaș”, pe care o atribuie Permianului, fapt ce a fost ulterior confirmat și prin cercetări palinologice (I l i e s c u, M u r e ș a n, 1972 a). Contribuții însemnante la cunoașterea succesiunii stratigrafice din seria de Tulgheș în regiunea minieră Bălan au fost aduse de K r ā u t n e r, P o p a, 1969; M u r e ș a n și M u r e ș a n. K r ā u t n e r, P o p a (1973) aduc precizări asupra succesiunii litostratigrafice din seria de Tulgheș și detalieri asupra orizontului purtător de minereuri cuprifere.

³ P. Ciornei, Tamara Bodin, L. Vasilescu, F. Codarcea. Raport asupra izvoarelor Oltului și Mureșului. 1956. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁴ P. Ciornei, L. Vasilescu, C. Ionescu, Olimpia Vasilescu. Raport geologic asupra cristalinului dintre Gheorghieni-Mihăileni. 1958. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁵ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puia, Maria Puia. Lucrări speciale de sinteză, în Carpații Orientali. 1967. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁶ Georgea Mureșan. Studiu petrografic și chimic al produselor metamorfismului premetamorfic din formațiunile cristalofiliene din cursul superior al văii Oltului. 1968. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

Pe baza asociației de spori determinați în regiunea Bălan (Ilieșcu, Mureșan, 1970 și 1972b) atribuie seria de Tulgheș Cambrianului inferior, iar metamorfismul acesteia, mișcărilor baicaliene. Ulterior, în urma determinărilor radiocronologice efectuate prin metoda K/Ar, de către Minzatu et al. și pe baza izotopilor plumbului de către Vițădeea și Anastase, se aduc precizări asupra vîrstei șisturilor cristaline.

Prin elaborarea monografiei asupra zonei cristaline din Carpații Orientali (Berciu et al.⁷) se realizează o hartă unitară litostratigrafică și structurală a zonei cristalino-mezozoice.

Depozitele plio-cuaternare din bazinul Ciucului sunt studiate de Bandrabur și Român (1972), Bandrabur (1974) în harta sc. 1 : 50.000, foaia Sindominic.

Recent Matei et al. 1974, Mușat et al.⁸, efectuează un studiu petrografic amănuntit al părții de sud a zonei cristaline, semnalând pentru prima oară prezența unor roci alcaline în regiune. În anul 1975 Matei et al. (1975) continuă cercetările amintite din zona Livezi pînă la sud de valea Oltului. Mureșan și Mureșan (1974) în harta sc. 1 : 50.000 separă în regiunea de care ne ocupăm în bază orizontul Șipoș, peste care urmează complexul Tg_2 predominant terigen cu intercalații de metatufuri și metatufite bazice.

La partea superioară a acestui complex autorii trasează o falie direcțională în lungul căreia o parte din orizonturile seriei de Tulgheș sunt scufundate. În partea superioară a acestei falii autorii separă orizontul Valea Băilor, orizontul metatufelor riolitice de Sedloca și orizontul Arama Oltului.

Cadrul geologic al regiunii

În cadrul regiunii, apar de la est la vest următoarele unități tectonice :

Pînza de Rarău, este constituită din formațiuni mezometamorfice, granitoide de Hăghmaș și seria mezozoică bucovinică din munții Hăghmaș, șariate peste șisturile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș (Mureșan, 1970). Pînza de Rarău cuprinde în bază partea inferioară a Precambrianului mediu reprezentată prin seria de Bretila-Rarău (micașisturi, gnaisse, gnaise oculară) metamorfozate în urmă cu 700-800 m.a. Krăuț-

⁷ I. Berciu, Elvira Berciu, H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

⁸ Al. I. Mușat, V. Matei, T. Ciobotaru, C. Pîslaru, Olimpia Vasilescu. Contribuții la cunoașterea geologiei, petrografiei și metalogeniei regiunii Lunca de Sus-Livezi, M. Ciucului, Carpații Orientali. Comunicare în sesiunea IGPSMS. 7-9 mai 1974.



n e r, 1972 și granitoidele de Hăghimaș (Mureșan) ⁹; Mureșan și Mureșan fide Bercea et al. ¹⁰.

Pînza de Rodna-Mestecăniș (Bercea et al. ¹¹). În lucrările anterioare a fost descrisă drept pînza de Mestecăniș (Mureșan, 1967) și „pînza de Bistrița” (Krăutner, Popa, 1969; Mureșan ¹²).

După Mureșan și Mureșan, fide Bercea et al. ¹³, în regiune, pînza de Rodna-Mestecăniș este constituită din formațiunile cambriene ale seriei de Tulgheș în partea estică și din șisturile mezometamorfice ale seriei de Rebra-Barnar, în partea vestică a zonei cristalino-mezozoice.

Regiunea ce constituie obiectul acestui studiu este constituită din formațiunile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș, iar din punct de vedere structural se încadrează în pînza de Rodna-Mestecăniș (Mureșan, 1967) din partea nordică a Carpaților Orientali (Bercea et al. ¹⁴).

Mureșan (1975) presupune că pînza de Rodna se situează sub pînza de Mestecăniș, deci prima reprezentă o unitate tectonică inferioară a grupului pînzelor bistrițene.

Stratigrafia formațiunilor seriei de Tulgheș

Vîrsta izotopică medie de 560 m.a., obținută pentru plumbul din minereul de la Bălan (Vîjdea, Anasate, 1971) indică vîrsta cambriană a concentrațiilor de sulfuri intercalate concordant în șisturile cristaline. Datările izotopice K/Ar (Minzatu et al., 1971), au dat pentru vîrsta model K/Ar, valori de 460 m.a. și 520 m.a. pentru vîrsta izocronă K/Ar pe ansamblul probelor (Krăutner, Popa, 1973).

Ilieșcu și Mureșan (1971) consideră că metamorfismul seriei de Tulgheș s-a desăvîrșit la sfîrșitul Cambrianului inferior. Krăutner și Popa (1973) consideră că desăvîrșirea metamorfismului a avut loc în Cambrianul mediu. Krăutner și Popa (1973) explică tendința generală de întinerire a vîrstelor izotopice K/Ar ca rezultat al regenerărilor hercinice, fapt ce a fost observat și în deformarea tectonică a șisturilor seriei de Tulgheș. Ulterior, aceleași deformări au fost observate și la nord de regiunea minieră Bălan (Popa, 1973, 1974).

În urma cercetărilor litostratigrafice efectuate între valea Oltului și Mihăileni, au fost separate trei complexe litostratigrafice (Tg_1 , Tg_2 , Tg_3) în cadrul fiecărui complex separându-se orizonturi și nivele (fig. 1).

Datorită compartimentelor tectonice și a scufundărilor neuniforme a acestora spre sud, apar variații mari ale grosimilor orizonturilor de la un compartiment tectonic la altul; pentru acestea orizonturile vor fi descrise cu grosimile lor medii.

⁹ Op. cit. pct. 6.

¹⁰ Op. cit. pct. 7.

¹¹ Op. cit. pct. 7.

¹² Op. cit. pct. 6.

¹³ Op. cit. pct. 7.

¹⁴ Op. cit. pct. 7.



Complexul Tg_1

În cadrul complexului Tg_1 s-au separat următoarele orizonturi:

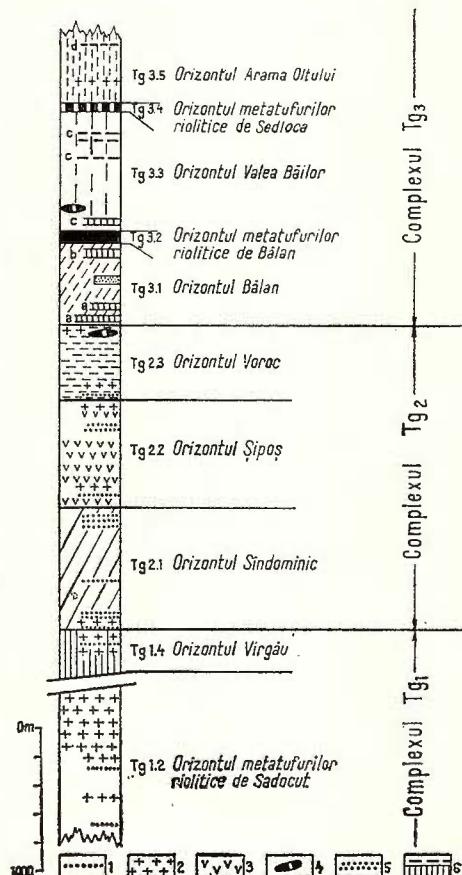
Orizontul metatufurilor riolitice de Sadocut – $Tg_{1.2}$. În cadrul regiunii cercetate succesiunea stratigrafică a seriei de Tulgheș începe cu un orizont alcătuit predominant din metatufuri riolitice. Orizontul $Tg_{1.2}$ apare de la falia Crișo nord pînă la falia Livezi sud. Partea superioară a orizontului este scufundată în lungul faliei direcționale

Fig. 1. – Succesiunea litostratigrafică în seria de Tulgheș (Cambrian inferior) din regiunea valea Oltului Mihăileni.

1, cuarțite negre; 2, metatufuri și metatufite acide; 3, metatufuri bazice; 4, calcare; 5, cuarțite sericitoase; 6, nivele cu impregnații de sulfuri: a. nivele inferioare din orizontul Bălan; b. nivelul superior din orizontul Bălan; c. nivele cu impregnații de sulfuri din orizontul Valea Băilor; d. nivel cu impregnații de sulfuri din orizontul Arama Oltului.

Succession lithostratigraphique dans la Série de Tulgheș (Cambrien inférieur de la région de la vallée de l'Olt-Mihăileni.

1, quartzites noirs; 2, métatufs et métatufites acides; 3, métatufs basiques; 4, calcaires; 5, quartzites sériciteux; 6, niveaux à imprégnations de sulfures: a. niveaux inférieurs de l'horizon Bălan; b. le niveau supérieur de l'horizon Bălan; c. niveaux à imprégnations de sulfures de l'horizon Valea Băilor; d. niveau à imprégnations de sulfures de l'horizon Arama Oltului.



Crișo-Livezi. Metatufurile riolitice de Sadocut au stratificație evidentă cu cristale relicte de cuart și feldspat, uneori și cu grafit (între falia Crișo nord și falia Livezi nord). În partea inferioară a orizontului apar sisturi de natură terigenă (sisturi sericito-cloritoase, sisturi grafitoase, sisturi cloritoase și cuarțite negre ± sisturi cuarț-feldspatice), acestea fiind acoperite de formațiunea vulcanogen-sedimentară neogenă. La nord de valea Oltului același orizont a fost caracterizat petrochimic de Mur-

șan¹⁵, separat și descris de Mureșan și Mureșan (1972) și Krăutner, Popa (1973).

O r i z o n t u l F a g u l Î n a l t – Tg_{1.3}. Acest orizont a fost separat de Krăutner și Popa (1973) la nord de valea Oltului, în regiunea zăcământului Bălan. În limitele regiunii cercetate orizontul Tg_{1.3} nu apare deoarece este scufundat în lungul faliei direcționale Crișto-Livezi.

O r i z o n t u l V i r g ă u – Tg_{1.4} (400 m), a fost separat în vestul regiunii miniere Bălan de către Krăutner și Popa (1973). Orizontul Virgău a putut fi urmărit de la falia Crișto nord pînă la falia Livezi nord. La sud de falia Livezi nord orizontul Virgău este scufundat în lungul faliei direcționale, Crișto-Livezi.

Din punct de vedere petrografic orizontul este constituit dintr-o alternanță de șisturi grafitoase cu șisturi sericito-cloritoase ± șisturi cloritoase, primele fiind predominante între cele două falii Crișto. Spre partea superioară a orizontului apar disconținuu cuarțite negre și metatufuri acide.

Complexul Tg₂ (2000 m)

Din punct de vedere petrografic complexul Tg₂ este constituit predominant din șisturi grafitoase și șisturi sericito-grafitoase, cu rare intercalări de șisturi sericito-cloritoase sau șisturi sericitoase. În partea mediană a complexului apar șisturi verzi.

O r i z o n t u l S ī n d o m i n i c – Tg_{2.1} (800 m), se dezvoltă într-o cută majoră anticlinală (anticlinalul Sindominic-Livezi) pe flancurile acesteia situîndu-se metatufurile și metatufitele diabazice asociate cu metatufuri acide și metagabbrouri din orizontul Șipoș. Din punct de vedere petrografic orizontul Sindominic este constituit din șisturi grafitoase, șisturi sericito-grafitoase, subordonat și șisturi sericito-cloritoase sau șisturi sericitoase-cuarțoase. Spre partea superioară a orizontului se intercalează numeroase lentile și strate disconținui de cuarțite negre. În pîrîul Sedloca și la nord de pîrîul Baboș Loco apar metagabbrouri cu grosime redusă. La est de Dealul Bogdan apar șisturi verzi cu grosime redusă. Sporadic apar și metatufuri acide.

O r i z o n t u l m e t a t u f u r i l o r d i a b a z i c e d e Ș i p o ș Tg_{2.2} (700 m), a putut fi urmărit cu intermitențe între valea Oltului și falia Livezi nord, de unde cele două flancuri ale anticlinalului Sindominic-Livezi au fost scufundate în lungul celor două falii direcționale ce flanchează anticlinalul (falia Crișto-Livezi și Șipoș-Olt-Livezi).

Orizontul Șipoș apare bine deschis pe flancul vestic al anticlinalului între valea Oltului și falia Sedloca, de aici pînă în falia Crișto nord acestea nu mai apar fiind acoperite de formațiunea vulcanogen-sedimentară sau de depozitele plio-cuaternare ale depresiunii Ciucului. Cu grosimi mult mai reduse a fost înălțit pe același flanc al anticlinalului între pîrîul Crișto și izvoarele pîrîului Cod. Pe flancul estic al anticlinalului orizontul Șipoș apare mai bine deschis între pîrîul Sedloca și falia Chereciu.

¹⁵ Op. cit. pct. 6.

Din punct de vedere petrografic orizontul Șipoș este alcătuit predominant din metatufuri și metatufite diabazice asociate cu metagabbouri și metatufuri acide în alternanță cu șisturi de natură terigenă (șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase și cuarțite negre).

Caracterizarea petrochimică a metatufurilor diabazice a fost făcută de Mureșan¹⁶.

O r i z o n t u l V o r o c – $Tg_{2,3}$ (500 m), apare în regiune începînd din dealul Luncilor pînă la falia Livezi sud. Limita inferioară a orizontului a fost trasată la partea superioară a metatufurilor bazice ale orizontului Șipoș, iar limita superioară sub primele șisturi sericito-cloritoase cu indicații de mineralizații de la partea inferioară a orizontului Bălan. Petrografic orizontul Voroc este constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase cu șisturi grafitoase și șisturi sericito-grafitoase. Sporadic apar și cuarțite negre sau metatufuri acide. Între dealul Luncilor și pîriul Baboș Loco, orizontul este predominant grafitos, de aici spre sud șisturile sericito-cloritoase ± cuarțoase fiind cele predominante. La izvoarele pîriului Cod a fost întîlnită și o lentilă de calcare cristaline.

Complexul Tg_3

Complexul Tg_3 cuprinde partea superioară a seriei de Tulgheș, spre est formațiunile acestui complex sănătate acoperite de pînza de Rarău (seria de Bretila-Rarău) ceea ce face ca partea superioară a complexului să nu apară în întregime. În acest complex apar o serie de nivele cu caracter vulcanogen-acid, asociate sporadic cu rare secvențe bazice. De vulcanismul acid este legată o metalogeneză importantă ce a fost activată în mai multe faze succesive, în decursul cărora au luat naștere concentrări stratiforme de pirită și calcopirită intercalate concordant la diverse nivele stratigrafice ale seriei de Tulgheș.

O r i z o n t u l B ă l a n – $Tg_{3,1}$ (500 m), este delimitat la partea inferioară de complexul Tg_3 , iar la partea superioară de orizontul metatufurilor riolitice de Bălan.

Din punct de vedere petrografic orizontul Bălan este constituit din șisturi sericito-cloritoase-cuarțoase, șisturi clorito-sericitoase-cuarțoase în alternanță cu șisturi sericito-grafitoase sau șisturi grafitoase, ultimele apar în special în partea nordică a regiunii. Orizontul Bălan apare la suprafață începînd de la falia Luncilor pînă în falia Livezi sud. Între valea Oltului și falia Luncilor, orizontul Bălan nu apare la suprafață fiind scufundat în lungul faliei direcționale Șipoș-Olt-Livezi. De la falia Livezi sud orizontul Bălan este decroșat spre vest situîndu-se sub formațiunea vulcanogen-sedimentară. În urma cercetărilor efectuate a fost pusă în evidență prezența mineralizațiilor de pirită și calcopirită în mai multe puncte. De menționat faptul că în comparație cu regiunea minieră Bălan (Krautner, Popa, 1973), precum și cu cea de la nord de zăcămîntul Bălan (Popa, 1973, 1974), impregnațiile de sulfuri au fost întîlnite în

¹⁶ Op. cit. pct. 6.

jumătatea inferioară a orizontului Bălan. Astfel, în versantul drept al pîriului Sedloca au fost întlnite golorile rămase prin levigarea unei lentile de minereu cu grosime de 5 m precum și stratulete milimetrice sau centimetrice de minereu. În coama dintre pîriul Sedloca și primul lui afluent, dreapta la cca 200 m sub metatufurile riolitice de Bălan s-au întlnit blocuri de minereu piroz. De asemenea, în valea Sedloca la sud de falia cu același nume au fost întlnite lentile și șnururi de minereu. Între pîriul Sedloca și pîriul Cherecbiuc au fost întlnite slabe limonitzări și piritizări. În versantul drept al pîriului Crișto precum și în coama de la nord de acesta au fost întlnite în șisturi sericito-cloritoase-cuarțoase șnururi de pirită.

În pîriul Cherecbiuc sub metatufurile riolitice de Bălan au fost întlnite limonitzări intense. Limonitzări intense au mai fost întlnite și în coama dintre izvoarele piraielor Cherecbiuc și Crișto. În restul orizontului spre sud s-au întlnit slabe piritizări sau limonitzări.

O r i z o n t u l m e t a t u f u r i o l i t i c e d e Bă l a n — Tg_{3.2} (70 m), apare cu întreruperi începînd din valea Szabo pînă la vest de vîrful Livezi, delimitînd la partea superioară orizontul Bălan.

Din punct de vedere petrografic orizontul Tg_{3.2} este constituit din metatufuri riolitice ± metatufite cu numeroase intercalări de natură terigenă (șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, sporadic șisturi cloritoase). Grosimea, precum și raportul între tipurile petrografice menționate săint foarte neuniforme.

Între falia Luncilor și falia Sedloca orizontul este format aproape în întregime din metatufuri riolitice asociate cu metagabbrouri, iar în forajul 302 și metatufuri bazice. Spre sud orizontul Tg_{3.2} este constituit predominant din șisturi de natură terigenă, încît uneori metatufurile riolitice se reduc pînă la grosimea de 1 m.

O r i z o n t u l V a l e a Băi l o r — Tg_{3.3} (800 m) apare din valea Oltului pînă în sudul regiunii cercetate. Limita inferioară a orizontului este dată de orizontul metatufurilor riolitice de Bălan iar cea superioară de metatufurile riolitice de Sedloca. Din punct de vedere petrografic orizontul este constituit din șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-cloritoase-cuarțoase în alternanță cu șisturi grafitoase sau șisturi sericito-grafitoase.

Începînd de la nord de vîrful Livezi pînă la pîriul Racoșul Mic, orizontul Valea Băilor este constituit predominant din șisturi sericito-cuarțoase. În cadrul orizontului apar rare lentile de cuarțite negre și calcare cristaline (în zona vîrful Livezi). În cadrul orizontului apar la diverse nivele diseminatii de pirită ± calcopirită (valea Szabo, vîrful Livezi și pîriul Racoșul Mic).

Orizontul Valea Băilor apare cu grosimea completă numai în zona vîrfului Livezi.

În partea nordică a perimetruului între valea Oltului și pîriul Sedloca partea inferioară a orizontului este scufundată în lungul faliei direcționale Șipoș-Olt-Livezi, iar la sud de falia Racoșul Mic partea inferioară a orizontului se situează sub formațiunea vulcanogen-sedimentară. Între valea Sedloca și partea sudică a regiunii, partea superioară a orizontului se situează sub formațiunile seriei de Bretila-Rarău.



Orizontul metatufurilor riolitice de Sedloca — $Tg_{3.4}$ (60 m), este constituit din metatufuri acide cu intercalății de roci de natură terigenă (sisturi grafitoase și sisturi sericito-cloritoase).

Între valea Oltului și pîrîul Sedloca, s-au întîlnit în asociație cu metatufurile riolitice și silluri de metagabbrouri. Aceeași asociație a fost întîlnită și la nord de valea Oltului de K r à u t n e r și P o p a (1973).

Orizontul Arama Oltului — $Tg_{3.5}$, este delimitat la partea inferioară de metatufurile riolitice de Sedloca. Partea superioară a orizontului nu apare, situîndu-se sub formațiunile seriei de Bretila-Rarău (pînza de Rarău). Orizontul apare în partea nordică a regiunii între valea Oltului și falia Sedloca și pe o suprafață redusă la vest de vîrful Livezi iar la sud între pîrîul Caracău și pîrîul Racoșul Mic. În restul regiunii orizontul nu a fost întîlnit fiind situat sub pînza de Rarău. Din punct de vedere petrografic orizontul Arama Oltului este constituit din sisturi sericito-grafitoase și sisturi grafitoase în alternanță cu sisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase sporadic și cuarțite negre. În forajele executate s-au întîlnit și slabe diseminății de pirită — nivelul cu impregnații de sulfuri Arama Oltului.

Tectonica formațiunilor seriei de Tulgheș

După K r à u t n e r și P o p a (1973) aspectul actual al regiunii Bălan a rezultat din interferența mai multor faze tectonice succesive, fiecare fază caracterizându-se prin tipuri diferite de deformare. Tectonica plicativă sinmetamorfică baicaliană s-a desfășurat într-un stadiu plastic, ulterior, regiunea fiind supusă unor deformări succesive în două etape, deformări ce se caracterizează prin orientări diferite (K r à u t n e r, P o p a, 1973).

Ulterior acestor deformări probabil încă din diastrofismul hercinic (K r à u t n e r, P o p a, 1973), dar îndeosebi în cel alpin, regiunea a fost afectată de șariaje și compartimentări tectonice.

Tectonica plicativă sinmetamorfică baicaliană (B_1)

Aceasta reprezintă fază tectonică principală, sincronă cu metamorfismul regional al sistemelor cristaline. Ca rezultat al tectonicii sinmetamorfice B_1 s-au format cutile B_1 , lineațiile L_1 și sistozitatea de stratificare. Cutile au dimensiuni de la centimetru la cîte majore de ordinul a zeci sau sute de metri. Spre vest începînd din valea Oltului pînă la falia Livezi nord se poate urmări o cută majoră anticlinală al cărui flanc estic este faliat de fală direcțională Șipoș-Olt-Livezi. Pe flancurile acestui anticlinal precum și în interiorul lui apar în unele zone cîte anticlinale și sinclinale de ordinul zecilor de metri, rar atingînd dimensiuni de ordinul a sute de metri. Cuta majoră suferă o reducere a dimensiunilor de la nord la sud.

Atât formațiunile cîtei anticlinale majore (anticlinalul Sindominic-Livezi), cit și formațiunile de pe cele două flancuri ale acestei cîte pre-

zintă frecvent o schimbare a înclinărilor de la un compartiment tectonic cit și în cadrul același compartiment tectonic, aceasta datorită scufundărilor neuniforme și diferite din cadrul compartimentelor tectonice. Nu este exclus ca și mișcările de scufundare ce au dus la formarea bazinului Ciucului să fi contribuit la aceasta. O cută sinclinală cu dimensiuni de cîteva sute de metri se conturează și în partea sudică a regiunii, în orizontul valea Băilor. Aceasta apare bine deschisă în pîrîul Racoșul Mic, spre nord din cauza gradului avansat de acoperire nu a mai putut fi urmărită. Formațiunile de pe cele două flancuri ale anticlinalului major au înclinări ce variază între 30-50° către est sau vest.

Deformările fazei hercinice B_2 , sunt ulterioare formării elementelor structurale sinmetamorfice pe care le deranjează. Acestea au caracter ruptural sau semiruptural și se caracterizează prin deformarea formațiunilor pe două sisteme de plane (S_2 și S_3).

D e f o r m ā r i l e $S_2 h$ au orientare oblică față de sistozitatea de stratificație și înclinări mari (50-80°) atât spre vest cît și spre est, cele vestice fiind predominante (fig. 2). Concomitent cu deformările $S_2 h$ s-au format microcutetele $L_2 h$ și lineațiile L_2 .

D e f o r m ā r i l e $S_3 h$ sunt reprezentate prin forfecarea formațiunilor pe un sistem de plane orientate cu un unghi de 70-80° față de sistozitatea de stratificație și înclinări cuprinse între 60-85°, atât către nord cît și către sud, cele cu înclinări sudice fiind predominante (fig. 3).

Ulterior formațiilor $S_2 h$ și $S_3 h$, formațiunile seriei de Tulgheș au fost supuse unor compartimentări tectonice, acestea corespunzînd unor faze tectonice distincte (fig. 4).

a) *S a r i a j u l p î n z e i d e R a r ă u*, urmărește partea estică a regiunii acoperind de la nord spre sud orizonturile stratigrafice din partea superioară a seriei de Tulgheș. În sudul regiunii s-au întîlnit și cîteva petece din seria de Bretila-Rarău, ce stau peste orizonturile Voroc, Bălan, Valea Băilor și Arama Oltului. M ureșan (1967) consideră vîrsta șariajului alpină. S ân dul es cu (1967) consideră că punerea în loc a pînzei de Rarău a avut loc în orogeneza hercinică.

b) *S i s t e m u l f a l i i l o r d i r e c t i o n a l e*, în acest sistem se înscrie falia Șipoș-Olt-Livezi (M ureșan și M ureșan¹⁷, 1974; K r ä u t n e r, P o p a, 1973). În lungul acestei falii sunt scufundate o parte dintre orizonturile seriei de Tulgheș.

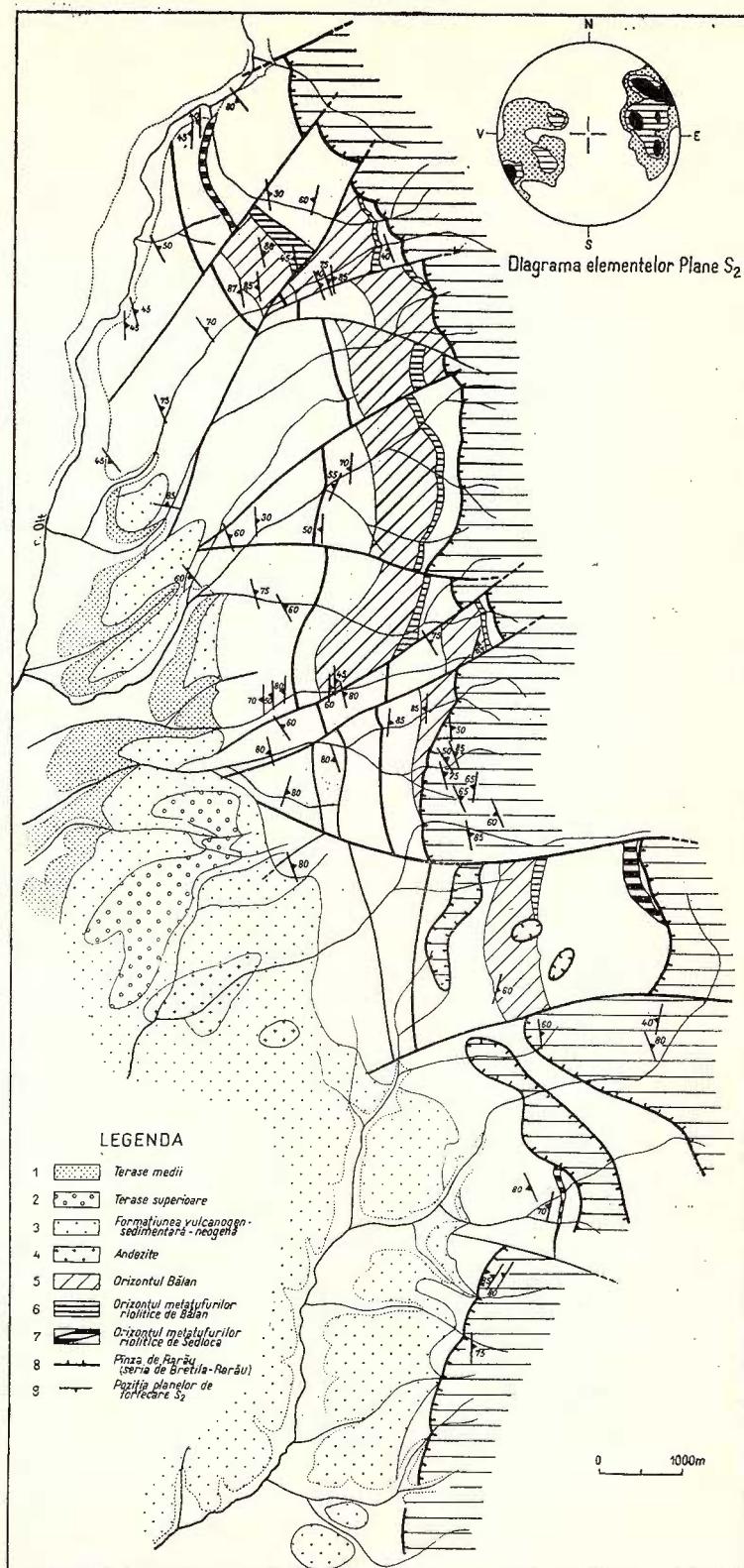
Din același sistem mai fac parte și falia Crișo-Livezi și cele două falii dintre valea Oltului și pîrîul Szabo. Acest sistem de falii este cel mai vechi deoarece este deranjat de toate celelalte sisteme de falii.

c) *S i s t e m u l f a l i i l o r t r a n s v e r s a l e* este orientat aproximativ E-W și înclinări sud-estice. În acest sistem se înscrie falia din sudul pîrîului Sedloca, faliiile Chereciuc, Livezi nord și Livezi sud. Ultimile două cu un efect mare de decroșare al formațiunilor seriei de Tulgheș și de Bretila-Rarău.

¹⁷ Date nepublicate.

Fig. 2. — Schiță elementelor plane ale deformărilor S_2 din seria de Tulgheș în regiunea valea Oltului-Mihăileni. Schéma des éléments plans des déformations S_2 de la série de Tulgheș, dans la région de Valea Oltului-Mihăileni.

1, terrasses moyennes; 2, terrasses supérieures; 3, formation volcanogène-sédimentaire-néogène; 4, andésites; 5, horizon de Bălan; 6, horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan; 7, horizon des métatufs rhyolitiques de Sedloca; 8, nappe de Rarău (série de Bretila-Rarău); 9, position des plans de cisaillement S_2 .



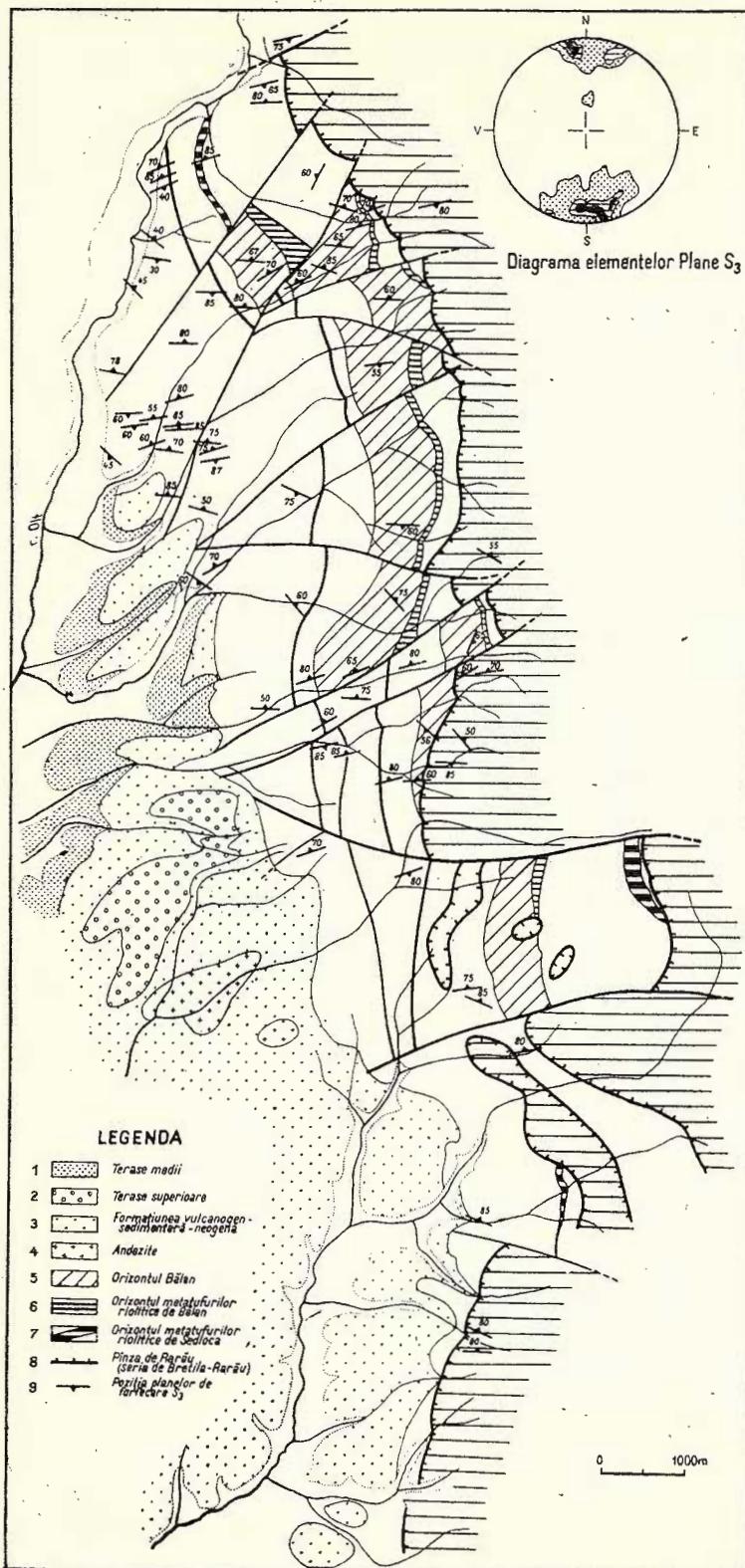
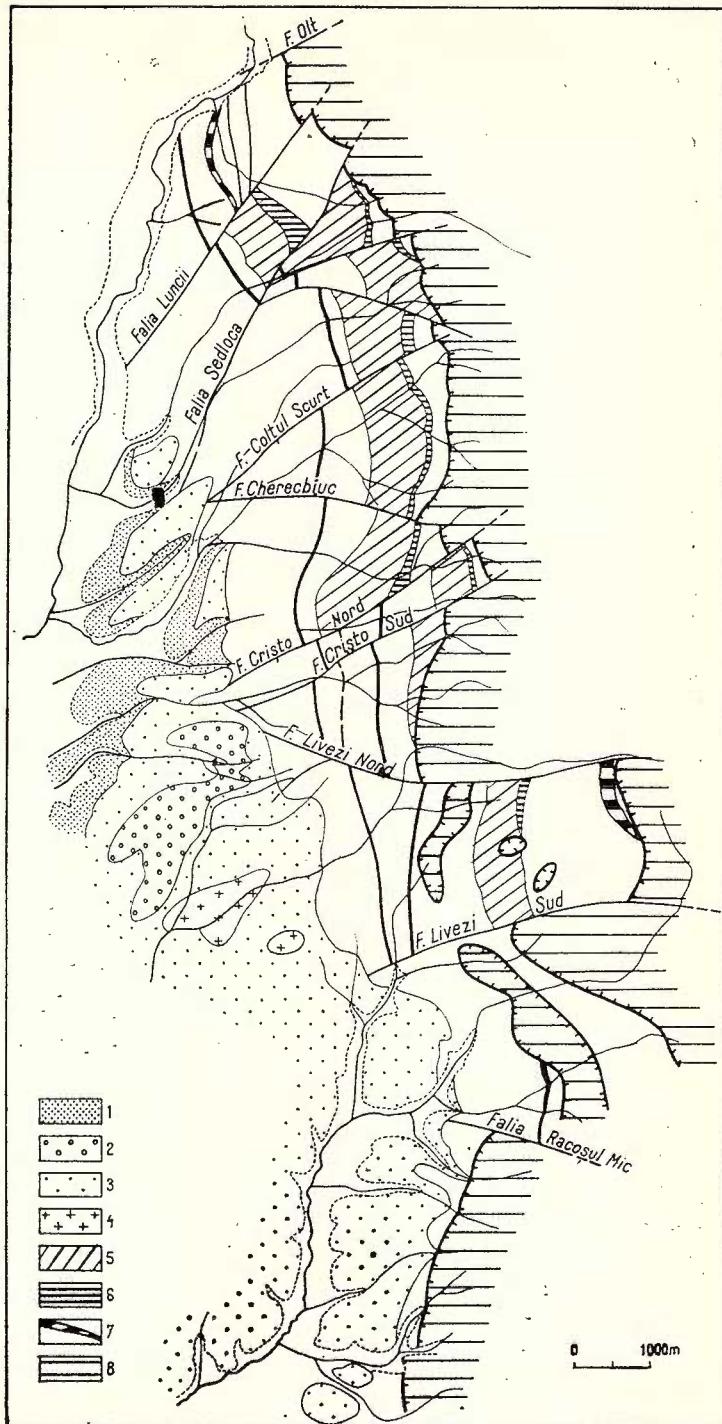


Fig. 3. — Schița elementelor plane ale deformărilor S_3 din seria de Tulgheș din regiunea valea Oltului-Mihăileni. Schéma des éléments plans des déformations S_3 de la série de Tulgheș dans la région de Valea Oltului-Mihăileni. 1, terrasses moyennes ; 2, terrasses supérieures ; 3, formation volcanogène-sédimentaire - néogène ; 4, andésites ; 5, horizon de Bălen ; 6, horizon des métatufs rhyolitiques de Bălen ; 7, horizon des métatufs rhyolitiques de Sedloca ; 8, nappe de Rarău (série de Bretila-Rarău) ; 9, position des plans de cisaillement S_3 .

Fig. 4. — Schiță dislocațiilor tectonice din regiunea valea Oltului — Mihăileni. 1, terase medii; 2, terase superioare; 3, formațiunea vulcanogen-sedimentară neogenă; 4, andezite; 5, orizontul Bălan; 6, orizontul metatufurilor riolitice de Bălan; 7, orizontul metatufurilor riolitice de Sedloca; 8, pinza de Rărău (seria de Bretila-Rărău). Esquisse avec les dislocations tectoniques de la région de la vallée de l'Olt-Mihăileni. 1, terrasses moyennes; 2, terrasses supérieures; 3, la formation volcano-sédimentaire néogène; 4, andésites; 5, l'horizon Bălan; 6, l'horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan; 7, l'horizon des métatufs rhyolitiques de Sedloca; 8, la Nappe de Rărău (la série de Bretila-Rărău).



d) Sistemul falilor oblice conjugate, cu orientări NE-SW și inclinări sud-estice. Acest sistem de falii este cel mai bine reprezentat, cea mai importantă fiind falia Olt care pe lîngă o decrosare spre NE produce și o puternică scufundare a formațiunilor seriei de Tulgheș.

Din acest sistem mai fac parte falia Luncilor, Sedloca, Colțul Scurt, cele două falii paralele Crișo și falia Racoșul Mic.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei řt., Ghergheiu C., Iancu M., Ilie I. (1965) Considerații asupra evoluției geologice și geomorfologice a Depresiunii Ciucului. *Com. Soc. Științ. Nat. Geogr. din R.P.R. Com. de Geol.*, III, pp. 20–35, București.
- Atanasiu I. (1927) La masse cristaline et les dépôts mesozoïques des Monts Hăghimaș. *Assoc. pour l'avancement de la géol. des Carpates II-e Réunions Guide des Excursions*. București.
- Bandrabur T., Roman Stefană (1972) Contribuții privind cunoașterea Cuaternarului depresiunii intracarpatică a Ciucului. *Inst. Geol. Stud. cerc. geol.*, seria H, Nr. 4, pp. 27–40, București.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les Monts Hăghimaș-Ciuc (Carpates Orientales). *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XXI pp. 3–119, București.
- Ciornei P., Vasilescu L. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului. *D.S. Inst. Geol.*, XLVI (1958–1959), pp. 387–403, București.
- Chelărescu Al. (1939) Note sur le gisement de Bălan. *C.R. Inst. Sci. Roum. (Acad. Sci. Roum.)* III/2, pp. 242–245, București.
- Hauer F., Stache C. (1863) Geologie Siebenbürgens, Wien.
- Herbich Fr. (1861) Die Urschieferformationen der östlichen Karpaten un ihre Erzlagerstätten. *Öster. Zeitschr. f. Berg-u. Hüttewesen*, pp. 209–214, pp. 218–222.
- (1878) Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile geologisch und paläontologisch beschrieben. *Mitt. aus de Jahrb. k. ung. Geol. Anst.* V/2.
- Ilieșcu Violeta, Mureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și vîrstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/3 (1968–1969), pp. 97–110, București.
- , Mureșan M. (1972a) Asupra prezenței unor asociații microfloristice în formațiunea paleozoică a breцийilor de Hăghimaș. Implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalino-mezozoică. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/4 (1971), pp. 39–48, București.
 - , Mureșan M. (1972b) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali – seria epimetamorfică de Tulgheș. *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 4 (1971), pp. 24–38, București.
- Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Kräutner H. G. (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Marmaroscher Massiv). *Rev. Roum. Géol. Géoph., Géogr., Série Géol.* 16, 2, pp. 81–90, București.

- , Popa N. Gh. (1973) Succesiunea lithostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș), din regiunea Bălan — Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 1 (1972), pp. 252—272, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoică din Carpații Orientali. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geologie*, 12, 1, București.
- (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LVI, pp. 6—14, București.
- (1975) O nouă ipoteză privind pînzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXII/5, București.
- Mureșan Georgea, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LVIII, pp. 244—252, București.
- Popa N. Gh. (1975) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș la nord de regiunea minieră Bălan (perimetrul Șipoș-Belcina) Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LX/2 (1972—1973), 64—81, București.
- (1975) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș între valea Putna și valea Belcina-Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXI/5, București.
- Sănduleșcu M. (1967) La nappe de Hăghimaș, une nouvelle nappe de decollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp. VIII, Congr. Belgrad*, I. pp. 179—185, Belgrad.
- , Mureșan M., Mureșan Georgea, Bandrabur T. Macheta hărții geologice sc. 1:50.000, foia Sindominic (sub tipar).
- Voitești I. P. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions Carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Miner. Univ. Cluj* III, 1, Cluj.
- (1942) Exposé synthétiques sommaire sur la structure des régions Carpathiques roumaines *Bul. Soc. Rom. Geol.* V, București.

RECHERCHES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES ENTRE LA VALLÉE DE L'OLT ET MIHĂILENI - CARPATES ORIENTALES

(Résumé).

La région étudiée est située dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales. Justement au nord du périmètre étudié est placé le gisement cuprifère de Bălan. Dans cette région apparaissent, de l'est vers l'ouest, les suivantes unités tectoniques :

La nappe de Rarău, constituée de formations mésométamorphiques (la série de Bretila-Rarău), de granitoïdes de Hăghimaș et de la série mésozoïque bucovinienne des monts Hăghimaș, charriées sur les schistes épimétamorphiques de la série de Tulgheș;

La nappe de Rodna-Mestecăniș, faite des formations épimétamorphiques de la série de Tulgheș, qui font l'objet de cette étude. Les recherches palynologiques effectuées dans la



région minière de Bălan par Iliescu et Mureșan (1970, 1972 b) ont mis en évidence une association microfloristique attestant l'âge cambrien inférieur de la série de Tulgheș. L'âge isotopique moyen de 560 m. a. aquis sur le plomb du minerai de Bălan, intercalé en concordance dans les schistes de la série de Tulgheș, indique également l'âge cambrien des sulfures. Les datations isotopiques K/Ar ont donné, pour l'âge modèle, des valeurs de 460 m.a. et de 520 m.a. pour l'âge isochrone K/Ar, sur l'ensemble des échantillons. Les formations de la série de Tulgheș ont été donc métamorphisées et plissées pendant l'orogenèse baïkalienne (assyn-tique tardive); la tendance générale de rajeunissement des âges isotopiques K/Ar est considérée par Kräutner et Popa (1973) l'effet des régénérations hercyniennes. Par suite des recherches effectuées, on a établi la suivante succession lithostratigraphique des formations de la série de Tulgheș :

Le complexe Tg₁ renferme la partie inférieure de la série de Tulgheș, au sein de celle-ci étant séparés les suivants horizons lithostratigraphiques :

L'horizon des métatufs rhyolitiques de Sadocut — Tg_{1,2}, constitué — surtout à sa partie supérieure — de métatufs rhyolitiques à stratification évidente et à cristaux reliques de quartz et de feldspath.

La partie inférieure de l'horizon est constituée surtout de schistes de nature terrigène.

L'horizon Fagul Înalt — Tg_{1,3} a été séparé par Kräutner et Popa (1973) dans la région minière de Bălan. Dans les limites de la région étudiée l'horizon Fagul Înalt n'apparaît guère, parce que étant affaissé le long de la faille directionnelle Crișo-Livezi.

L'horizon Virgău — Tg_{1,4} (400 m) est constitué d'une alternance de schistes graphiteux avec des schistes séricito-chloriteux ± schistes chloriteux.

Le complexe Tg₂ (2000 m) est formé surtout de schistes graphiteux. Dans sa partie médiane sont intercalés des métatufs et des métatuffites basiques associés à des roches météruptives. Au sein de ce complexe on a séparé les suivants horizons :

L'horizon Sindominic — Tg_{2,1} (800 m), constitué surtout de schistes graphiteux et séricito-graphiteux. Sporadiquement apparaissent aussi des schistes séricito-chloriteux ou séricito-quartzzeux. Vers la partie supérieure de l'horizon apparaissent des lentilles et des couches discontinues de quartzites noirs.

L'horizon des métatufs diabasiques de Sipos — Tg_{2,2} (700 m) est formé, du point de vue pétrographique, à dominance de métatufs et de métatuffites diabasiques associés à des métagabbros et métatufs acides. Sporadiquement, on rencontre aussi des roches terrigènes.

L'horizon Voroc — Tg_{2,3} (500 m), fait d'une alternance de schistes séricito-chloriteux ± quartzzeux avec des schistes graphiteux ou séricito-graphiteux. Sporadiquement apparaissent des quartzites noirs ou des métatufs acides.

Le complexe Tg₃ renferme la partie supérieure de la série de Tulgheș. Vers l'est, les formations de ce complexe sont couvertes par la nappe de Rarău (la série de Bretila-Rarău). Le complexe Tg₃ comporte les suivants horizons lithostratigraphiques :

L'horizon Bălan — Tg_{3,1} (500 m), constitué de schistes séricito-chloriteux-quartzzeux, des schistes chlorito-sériciteux-quartzzeux, sporadiquement de schistes graphiteux ou séricito-graphiteux. Dans cet horizon on a rencontré plusieurs niveaux impregnés à pyrite + chalcopyrite.

L'horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan — Tg_{3,2} (170 m) est constitué de métatufs et métatuffites rhyolitiques à nombreuses intercalations de schistes de nature terrigène.



L'horizon Valea Băilor — $Tg_{3,3}$ (700 m) est formé de schistes séricito-chloriteux, schistes séricito-chloriteux quartzeux alternant avec des schistes graphiteux ou séricito-graphiteux.

L'horizon des métatufs rhyolitiques de Sedloca — $Tg_{3,4}$ (60 m) est constitué de métatufs acides ± métatuffites et métatuffites basiques. Sporadiquement, ces formations sont associées à des métagabbros. Dans la partie septentrionale de la région, les roches terrigènes sont celles qui prédominent dans le cadre de cet horizon.

L'horizon Arama Oltului — $Tg_{3,5}$ est fait de schistes séricito-graphiteux et schistes graphiteux en alternance avec des schistes séricito-chloriteux ± quartzeux, sporadiquement de quartzites noirs.

L'actuel aspect structural de la région est le résultat de l'interférence de plusieurs phases tectoniques successives, caractérisée chacune par des déformations différentes. Les plis synmétamorphiques baïkalien sont été ultérieurement affectés par les déformations pénétrantes de la phase hercynienne. Plus tard, durant le diastrophisme hercynien et spécialement celui alpin, la région a été morcelée par des charriages et par des systèmes de failles d'âges différents.

Au cours de la tectonique synmétamorphique baïkalienne, s'est formé l'anticlinal Sindominic-Livezi, de même qu'une série de plis mineurs, de l'ordre des dizaines ou — plus rarement — des centaines de mètres. Vers l'ouest de l'anticlinal majeur, la structure prend la forme d'un monoclin. Au cours des déformations de la phase hercynienne, se sont formés deux systèmes de plans rupturaux successifs (S_2 et S_3); les premiers forment un angle petit par rapport à la schistosité de stratification et un pendage de 50—80° vers l'ouest ou vers l'est. Les plans S_3 sont orientés d'après un angle de 50—80° par rapport à la schistosité de stratification et un pendage de 70—80° vers le nord ou vers le sud.

Le morcellement tectonique a eu lieu successivement, selon 4 systèmes de dislocations : 1, le charriage de la nappe de Rarău ; 2, le système des failles directionnelles ; 3, le système des failles transversale et 4, le système des failles obliques conjuguées.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Valea Oltului-Mihăileni.

1, alluvions holocènes ; 2, terrasses moyennes ; 3, terrasses supérieures ; 4, formation volcanogène-sédimentaire néogène ; 5, lamprophyres. Série de Tulgeș — Cambrien inférieur. 6, $Tg_{3,5}$ Horizon d'Arama Oltului. Schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux, schistes séricito-chloriteux ± quartzeux : métatufs rhyolitiques (a); niveau à imprégneries de sulfures d'Arama Oltului (b); quartzites noirs (c); 7, $Tg_{3,4}$ Horizon des métatufs rhyolitiques de Sedloca : schistes graphiteux + schistes séricito-chloriteux (a); 8, $Tg_{3,3}$ Horizon de Valea Băilor. Schistes séricito-chloriteux + quartzeux, schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux : quartzites noirs (a); calcaires cristallins (b); métatufs acides (c); niveau à imprégneries de sulfures de Valea Băilor (d); 9, $Tg_{3,2}$ Horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan. Métatufs + métatuffites rhyolitiques : schistes graphiteux, schistes séricito-chloriteux ± schistes chloriteux (a); 10, $Tg_{3,1}$ Horizon de Bălan. Schistes séricito-chloriteux-quartzeux, schistes chlorito-sériciteux quartzeux, schistes séricito-graphiteux, schistes



graphiteux : niveau à imprégnations de sulfures (a) ; 11, Tg_{2,3} Horizon de Voroc. Schistes séricito-chloriteux ± quartzzeux, schistes graphiteux, schistes séricito-graphiteux : quartzites noirs (a) ; métatufs acides (b) ; calcaires cristallins (c) ; 12, Tg_{2,2} Horizon de Șipoș : métatufs et métatuffites diabasiques (a) ; métatufs acides (b) à intercalations de schistes graphiteux ou séricito-chloriteux (c) à quartzites noirs (d) ; 13, Tg_{2,1} Horizon de Sindominic. Schistes graphiteux + sériciteux-graphiteux ± schistes séricito-chloriteux ± schistes sériciteux-quartzzeux : quartzites noirs (a) ; métatufs et métatuffites basiques (b) ; métatufs acides (c) ; disséminations de magnétite + pyrite (d) ; 14, Tg_{1,4} Horizon de Virgău. Alternance de schistes graphiteux, schistes séricito-chloriteux ± schistes chloriteux : quartzites noirs (a) ; métatufs acides (b) ; disséminations de pyrite (c) ; 15, Tg_{1,3} Horizon des métatufs rhyolitiques de Sadocut : schistes séricito-chloriteux, schistes graphiteux (a) ; disséminations de pyrite (b). Roches météruptives. 16, métagabbros. Série de Bretila-Rarău : Précambrien moyen ; 17, micaschistes, granitoïdes, gneiss oeillés, schistes amphiboliques. Roches magmatiques néogènes : 18, andésites ; 19, schistosité de stratification ; 20, failles ; 21, nappe de charriage ; 22, axe de synclinal (a), axe d'anticlinal (b) ; 23, terril ; 24, carrière ; 25, forages exécutés ; 26, galeries exécutées ; 27, position des coupes géologiques.

Planche II

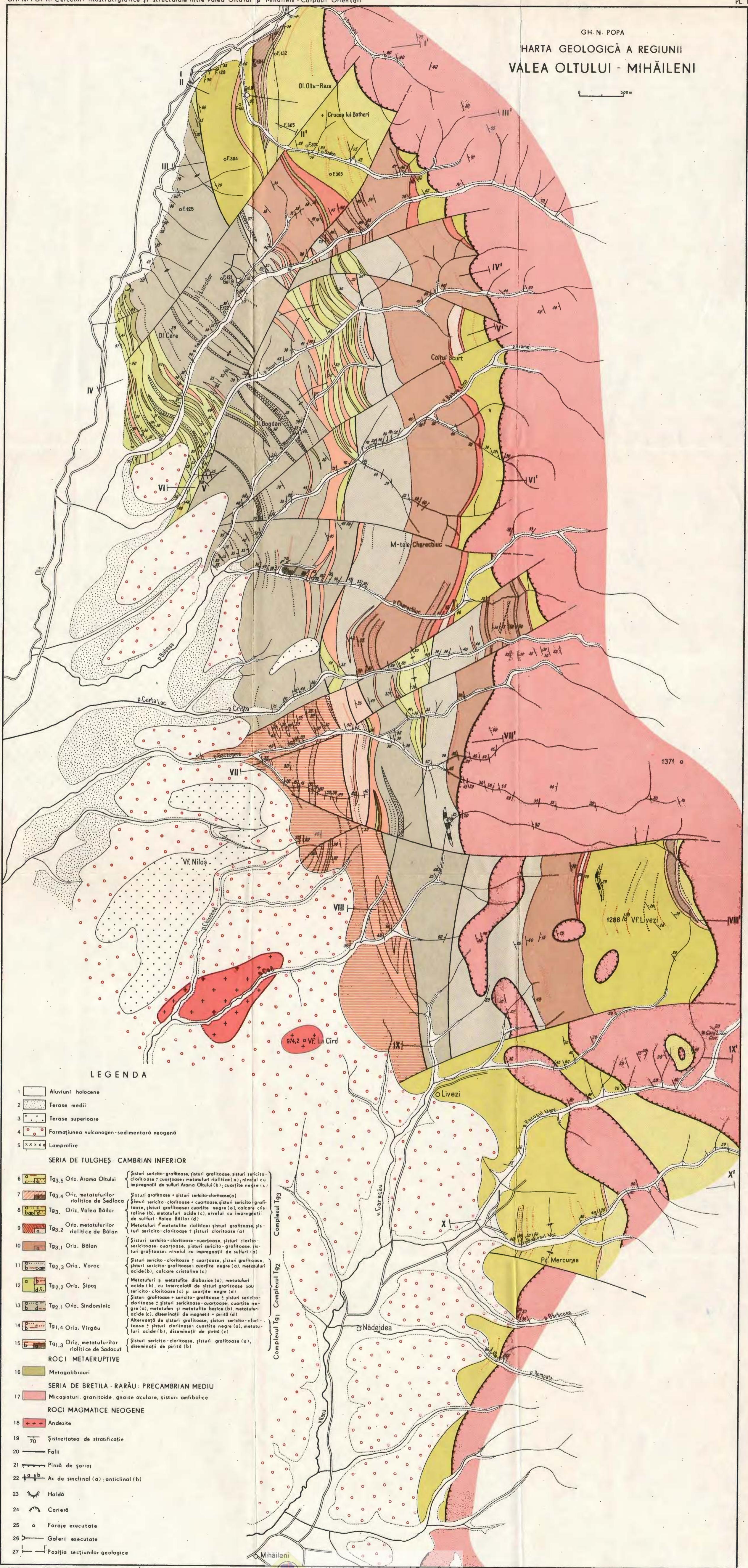
Coupes géologiques dans la région de Valea Oltului-Mihăileni.

1, formations volcanogène-sédimentaire néogène ; 2, lamprophyres. Série de Tulgheș — Cambrien inférieur ; 3, Tg_{3,5} Horizon d'Arama Oltului. Schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux, schistes séricito-chloriteux ± quartzzeux : métatufs rhyolitiques (a) ; niveau à imprégnations de sulfures d'Arama Oltului (b) ; 4, Tg_{3,4} Horizon des métatufs rhyolitiques de Sedloca : schistes graphiteux + schistes séricito-chloriteux (a) ; 5, Tg_{3,3} Horizon de Valea Băilor. Schistes séricito-chloriteux + quartzzeux, schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux : quartzites noirs (a) ; métatufs acides (b) ; niveau à imprégnations de sulfures de Valea Băilor (c) ; 6, Tg_{3,2} Horizon des métatufs rhyolitiques de Bălan. Métatufs ± métatuffites rhyolitiques : schistes graphiteux, schistes séricito-chloriteux ± schistes chloriteux (a) ; 7, Tg_{3,1} Horizon de Bălan. Schistes séricito-chloriteux-quartzzeux, schistes chlorito-sériciteux-quartzzeux, schistes séricito-graphiteux, schistes graphiteux : niveau à imprégnations de sulfures (a), métatufs basiques (b) ; 8, Tg_{2,3} Horizon de Voroc. Schistes séricito-chloriteux ± quartzzeux, schistes graphiteux, schistes séricito-graphiteux ; 9, Tg_{2,2} Horizon de Șipoș. Métatufs et métatuffites diabasiques (a) ; métatufs acides (b) ; à intercalations de schistes graphiteux ou séricito-chloriteux (c) ; 10, Tg_{2,1} Horizon de Sindominic. Schistes graphiteux + séricito-graphiteux ± schistes séricito-chloriteux ± schistes séricito-quartzzeux : quartzites noirs (a), métatufs acides (b) ; 11, Tg_{1,4} Horizon de Virgău. Alternance de schistes graphiteux, schistes séricito-chloriteux ± schistes chloriteux : métatufs acides (a) ; 12, Tg_{1,3} Horizon des métatuffites rhyolitiques de Sadocut. Schistes séricito-chloriteux, schistes graphiteux (a). Roches météruptives. 13, métagabbros. Série de Bretila-Rarău. Précambrien moyen ; 14, micaschistes, granitoïdes, gneiss oeillés, schistes amphiboliques ; 15, failles ; 16, nappe de charriage ; 17, forages exécutés.



GH. N. POPA
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII
VALEA OLTULUI - MIHĂILENI

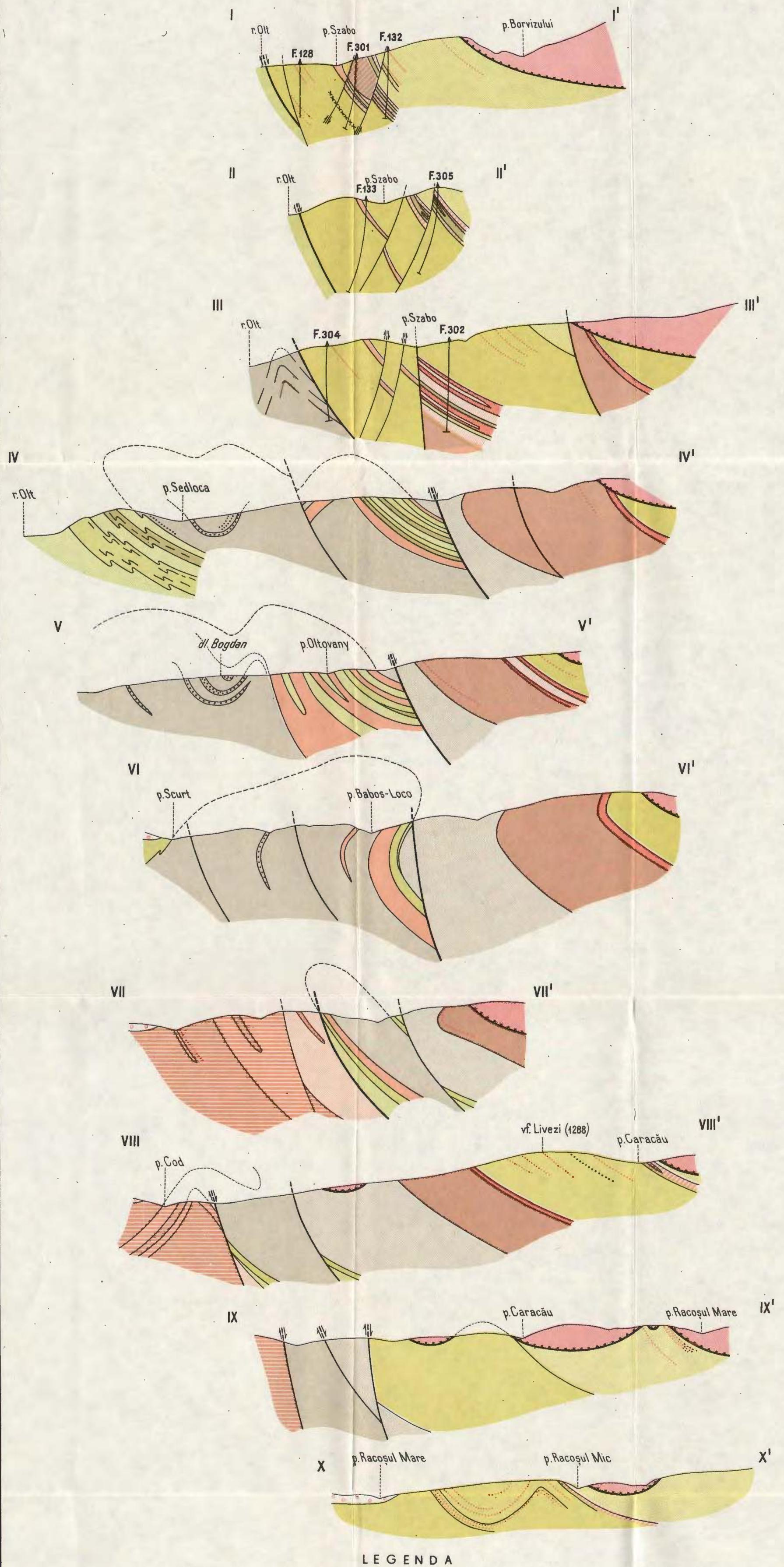
0 5 km



GH. N. POPA

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNELE VALEA OLTULUI - MIHĂILENI

0 500 m.



LEGENDA

1 Formațiunea vulcanogen-sedimentară neogenă

2 Lamprafire

3 Tg3,5 Oriz. Arama Oltului

4 Tg3,4 Oriz. metatufurilor riolitice de Sedloca

5 Tg3,3 Oriz. Valea Băilor

6 Tg3,2 Oriz. metatufurilor riolitice de Bălan

7 Tg3,1 Oriz. Bălan

ROCI METAERUPTIVE

13 Metagabbrouri

SERIA DE TULGHEȘ: CAMBRIAN INFERIOR

8 Tg2,3 Oriz. Voroc

9 Tg2,2 Oriz. Șipoș

10 Tg2,1 Oriz. Sindominic

11 Tg1,4 Oriz. Virgău

12 Tg1,3 Oriz. metatufurilor riolitice de Sadocut

13 Micașturi, granitoide, gnaise oculare, șisturi amfibolice

15 Falii

16 Pinză de faraj

17 Foraje executate

Complexul Tg1 Complexul Tg2

3 Sisturi sericito-grafitoase, sisturi grafitoase, sisturi sericito-cloritoase și cuartoase; metatufuri riolitice (a); nivelul cu impregnări de sulfuri Arama Oltului (b)

4 Sisturi grafitoase + sisturi sericito-cloritoase (a)

5 Sisturi sericito-cloritoase și cuartoase, sisturi sericito-grafitoase, sisturi grafitoase; cuartite negre (a); metatufuri acide (b); nivelul cu impregnări de sulfuri Valea Băilor (c)

6 Metatufuri și metatufite riolitice; sisturi grafitoase, sisturi sericito-cloritoase și sisturi cloritoase (a)

7 Sisturi sericito-cloritoase și cuartoase, sisturi sericito-grafitoase, sisturi grafitoase; nivelul cu impregnări de sulfuri (a); metatufuri bozice (b)

8 Tg2,3 Oriz. Voroc

9 Tg2,2 Oriz. Șipoș

10 Tg2,1 Oriz. Sindominic

11 Tg1,4 Oriz. Virgău

12 Tg1,3 Oriz. metatufurilor riolitice de Sadocut

13 Micașturi, granitoide, gnaise oculare, șisturi amfibolice

14 Micașturi, granitoide, gnaise oculare, șisturi amfibolice

15 Falii

16 Pinză de faraj

17 Foraje executate

FEREASTRA BOIERIȘTE DE LA VALEA MUNTELUI-COLTEȘTI
(MUNTII TRASCĂU)¹

DE

DOINA RUSSO-SĂNDULESCU, TUDOR BERZA²

Abstract

The Boieriște Tectonic Window from the Valea Muntelui-Coltești Area (Trascău Mountains). In the northern part of the Trascău Mountains a non-metamorphosed volcano-sedimentary Senonian (?) formation, outcropping in the core of the Boieriște anticline below the crystalline schists, has been identified. This fact points to the existence in this region of a basement shearing nappe of Laramian age.

La izvoarele Văii Muntelui, în locul numit Boieriște, Ilie (1936) figurează un corp intrusiv de dacite, atribuite rocilor eruptive terțiare, cantonat într-un anticinal de șisturi cristaline epizonale aparținând zonei de Trascău. În aceeași regiune, Motoi și Motoi (1965) consideră că dacitele de vîrstă post-senoniană formează un corp alungit, ce prezintă în partea sa vestică o zonă de brecie de contact, în care elemente de dacite, șisturi cristaline și cristale de feldspat, cuarț și biotit sînt prinse într-un ciment microcristalin, alcătuit din feldspat și cuarț. Pe harta atașată raportului, autorii figurează în brecia de contact o poziție, indicind astfel sesizarea unei stratificații.

Pe harta geologică a României la scara 1 : 200 000, foaia Turda, Lupu et al. (1967) figurează de asemenea la izvoarele Văii Muntelui un corp dacitic, atribuit magmatismului paleocen, descris în textul explicativ ca magmatism subsecvent epiorogenetic (banatitic).

După Iancovici et al. (1969), corpul de la Valea Muntelui-Coltești aparține intruziunilor subsecvențe epiorogenice banatitice (laramice).

¹ Predată la 10 mai 1975, acceptată pentru publicare la 16 mai 1975, comunicată în ședință din 23 mai 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Aceeași concepție a originii intrusive a banatitelor de la izvoarele Văii Muntelui se regăsește și la Lupu (1972)³, ce constată că „roci andezitice, unele cuartifere și cu aspect microgranular străbat șisturile cristaline”.

Cu ocazia unor cercetări asupra rocilor eruptive de la Valea Muntelui, Russo et al. (1973)⁴ sesizează, pentru prima dată, diversitatea rocilor eruptive de la Boieriste, remarcind existența unei formațiuni vulcano-sedimentare alcătuită din aglomerate, epiclastite și lave, ce suportă tectonic șisturile cristaline; filoane banatitice paleocene străbat atât formațiunea vulcano-sedimentară cit și șisturile cristaline, având un caracter post-tectonic.

Formațiunea vulcano-sedimentară apare în axul unei structuri anticlinale alcătuită din șisturi cristaline, peste care se dispun, pe flancul estic și vestic, calcare masive atribuite Paleozoicului de Giuşcă et al. (1968). Cu o grosime observabilă de circa 150 m, această formațiune afloreează din talvegul afluentului sudic al Văii Muntelui (cota 790), pînă la limita cu șisturile cristaline, la altitudini între 875-925 m, cu excepția părții de est (afluentul nordic al Văii Muntelui), unde șisturile cristaline apar chiar în firul văii datorită unei falii cu direcția NS.

Succesiunea stratigrafică observată în cadrul formațiunii vulcano-sedimentare de la izvoarele Văii Muntelui începe cu un nivel piroclastic ce poate fi urmărit numai pe o grosime de cîțiva metri, peste care se dispun epiclastite groase de circa 40 m; la partea superioară a acestora apar curgeri de lave fenoandezitice cuartifere și fenoandezitice, cu biotit și hornblendă, cu o grosime de circa 100 m.

Nivelul inferior piroclastic, ce apare numai pe cursul inferior al afluentului sudic al Văii Muntelui, este alcătuit din aglomerate mixte⁵, în care elemente de dimensiuni centimetrice sunt prinse într-un ciment microaglomeratic vitro-lito-cristaloclastic. În cadrul elementelor predomină litoclaste de fenoandezite cu hornblendă opacică și biotit, fenoandezite cuartifere, unele hidrotermalizate, și mai rar șisturi cristaline și roci sedimentare. Urmează un nivel cu stratificație pregnantă, în care gresii epiclastice alternează cu microconglomerate; liantul este redus cantitativ, fiind atît cineritic cît și argilos sau carbonatic. La partea lui superioară, atît pe afluentul sudic al Văii Muntelui, cît și pe mici ogașe ce urcă spre dealurile Fundoaia și Piatra cu Urdă, predomină conglomerate cu ciment de contact. Galeții slab rotunjiți care iau parte la alcătuirea nivelelor epiclastice sunt asemănători elementelor din pirolastite, fiind reprezentăți prin roci fenoandezitice mai mult sau mai puțin hidrotermalizate, dar crescînd cantitativ fragmentele de șisturi cristaline și, mai rar, calcare.

³ M. Lupu. Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din masivul Trascău. 1972. Teză de doctorat. Arh. Univ. București.

⁴ Doina Russo, T. Berza, Rosette Ianc, Irina Bratosin. Studiu petrologic și metalogenetic al rocilor eruptive de la Valea Muntelui (Coltești). 1973. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁵ În descrierea rocilor piroclastice și epiclastice am adoptat clasificarea propusă de Petz (1972).

Curgerile de lave fenoandezitice se dispun peste epiclastite în versantul estic al dealului Piatra cu Urdă (Boierişte), pe affluentul sudic al Văii Muntelui și pe versantul vestic al dealului Fundoaia. Acestea sunt reprezentate de o primă fază a fenoandezitelor cuartifere cu biotit și hornblendă — cel mai adesea hidrotermalizate — peste care s-a observat o fază a fenoandezitelor cu hornblendă opacică și biotit. Peste acestea se dispun, în dealurile Fundoaia și Piatra cu Urdă, șisturile cristaline ale zonei de Trascău (Ilie, 1936).

Pentru stabilirea vîrstei formațiunii vulcano-sedimentare de la izvoarele Văii Muntelui (pentru care propunem denumirea de formațiune de Boierişte), nu dispunem de argumente paleontologice. Raporturile de superpoziție de asemenea nu permit astfel de aprecieri, deoarece baza formațiunii nu aflorează la zi, iar deasupra ei se găsesc, în raporturi tectonice, șisturi cristaline. În acest fel, vîrsta formațiunii vulcano-sedimentare de Boierişte rămîne incertă. Comparând vulcanitele din cadrul ei atât cu rocile ofiolitice, cât și cu cele banatitice din regiune, se constată diferențe nete de structuri și mineralogie față de primele și asemănări față de filoanele banatitice. Remarcăm astfel că rocile ofiolitice efuzive din zona Valea Muntelui sunt de obicei tufuri vitro-cristaloclastice fine, în care rarele fenocristale sunt reprezentate prin plagioclaz acid mărunt, slab zonat și maclat, mai rar cuart, maficele lipsind, în timp ce atât vulcanitele din cadrul formațiunii de Boierişte cât și rocile din filoanele banatitice prezintă numeroase fenocristale seriate de plagioclaz intermediar puternic zonat și intens maclat, cuart, biotit și hornblendă.

Faptul că la izvoarele Văii Muntelui formațiunea de Boierişte este străbătută de filoane banatitice asemănătoare celor ce străbat formațiunile senoniene din depresiunea Iara, considerate paleocene de Lupu et al. (1967), permite aprecierea limitei ei superioare în timp. Amintim că formațiuni vulcano-sedimentare de vîrstă maestrichtiană au fost conturate în masivul Vlădeasa (Giuşcă et al., 1969) și Poiana Rusca (Krantz, 1972) și Krasutin, 1972), iar roci piroclastice au mai fost descrise în bazinile sedimentare neocretacice Stolna-Iara (Muresan, 1972), Abrud, Vidra și Găina (Iancovici et al., 1969).

În acest fel, prezența unei formațiuni vulcano-sedimentare sub șisturile cristaline, care formează în zona de izvoare a Văii Muntelui un anticlinal, demonstrează existența în această regiune a unei ferestre⁷. Această fereastră, pe care am denumit-o „fereastră Boierişte”⁸, este limitată de urma planului de șariaj al unei unități în pînză, constituită, cum vom arăta mai departe, din șisturi cristaline. Excepție face limita estică a ferestrei, unde aceasta este mărginită de o falie cu direcție NS, ulterioară șariajului.

⁶ H. G. Kräutner, Florentina Kräutner. Rocile banatitice din Poiana Rusca și bazinul Rusca Montană. 1972. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁷ Ideea ne-a fost sugerată de M. Sandulescu, care a analizat datele noastre de teren și ne-a însoțit, ulterior, într-o excursie pe care am făcut-o pentru verificarea interpretării tectonice a regiunii.

⁸ Op. cit. pct. 4.



Şisturile cristaline care stau peste formaţiunea vulcano-sedimentară de Boierişte au fost atribuite de Ilie (1936) zonei de Trascău a seriei inferioare. După Giuşcă et al. (1968), şisturile cristaline sunt considerate rifeene, concepție reluată și de Ianovici et al. (1969).

Lipsa unor deschideri bune nu ne-a permis urmărirea stratigrafiei acestor şisturi cristaline. Din materialul recoltat rezultă că ele sunt reprezentate prin cuarțite muscovitice, calcșisturi, gnaise biotitice cu sau fără granat (în parte metatufuri intermediare) și gnaise albite (metatufuri acide); toate aceste roci sunt afectate de intense fenomene de retromorfism, evidențiate de cloritizarea melanocratelor, decalcificarea oligoclazului, apariția unei noi sistozități, a fisurării și milonitizării. Începând cu Ilie (1936), s-a considerat că în cadrul şisturilor cristaline din munții Trascău există o creștere a gradului de metamorfism de la sud spre nord (de la zona de Trascău la zonele de Vidolm și Virfuiata); Ianovici et al. (1969) încadrează zona sudică la ciclul baicalian, iar cea nordică la ciclul prebaicalian. Constatind prezența granatului și a biotitului și în metamorfitele de la izvoarele Văii Muntelui, precum și asemănarea dintre cuarțitele, metatufurile și calcșisturile din această regiune și cele de pe valea Vidolm, putem avansa ideea că nu atât deosebirile de grad metamorfic inițial sunt importante, cît efectele de retromorfism, care în zona sudică produc o adaptare aproape completă a paragenezelor la condițiile faciesului şisturilor verzi.

Între şisturile cristaline și calcarale masive ce ocupă creasta dealului Fundoaia, pe versantul nordic al acestui deal, am urmărit, pînă în Valea Muntelui, o fișie de roci ofiolitice cu o grosime de circa 25 m. În cadrul acestora, s-au deosebit tufuri vitro-cristaloclastice acide și tufite alcătuite din fragmente de tufuri ofiolitice, şisturi și calcare cristaline, prinse într-un liant cineritic amestecat cu material carbonatic; dacă în cadrul tufurilor se observă structuri orientate, în schimb în tufite elementele apar dispuse, haotic. Aceste roci se asemănă pînă la identitate cu tufurile și tufitele ce apar în „formațiunea mixtă ofiolitic-calcaroasă” de vîrstă kimmeridgian-tithonică (Lupu, 1972)⁹ întlnită pe versantul estic al dealurilor Ardoscheia și Fundoaia. Menționăm că într-un singur loc, în baza fișiei ofiolitice, am întlnit blocuri de conglomerate cu elemente milimetrice de şisturi cristaline. Conglomerate și brecii cu elemente de şisturi cristaline sunt cotate în regiune ca aparținând Permianului (Ilie, 1936), sau în baza formațiunii mixte ofiolitic-calcaroase (Lupu, 1972)¹⁰.

Direct peste şisturile cristaline, sau peste rocile ofiolitice din nordul dealului Fundoaia, se dispune un pachet masiv cu grosimi de peste 300 m de roci carbonatice, ce formează înălțimile cele mai mari ale dealurilor Fundoaia, Ardoscheia și Piatra cu Urdă. În secțiuni subțiri, se constată prezența exclusivă a carbonaților (calcit, eventual dolomit), cu granulație în general fină, recristalizări mai importante apărînd local. Atât pe Valea Muntelui, cît și pe pîrul Siloș, în bază apare un orizont de calcare brecioase alcătuite din elemente de calcare fin recristalizate, uneori cu muscovit,

^{9, 10} Op. cit. pct. 3.

cu șistozitate bine definită, dispuse haotic. În cele mai multe cazuri, cimentul este de contact, tot carbonatic; uneori, cind acesta este mai larg dezvoltat, s-a putut constata că este lipsit de șistozitate.

Calcarele masive descrise mai sus au fost considerate de Ilie (1936) ca serie superioară a cristalinului din munții Trascău. După Lupu et al. (1967) ele aparțin cristalinului de vîrstă Proterozoic superior-Paleozoic antecarbonifer, după Giuşcă et al. (1968) sint paleozoice, iar după Iancuici et al. (1969) aparțin ciclului hercinic.

Dispunerea calcarelor massive peste rocile ofiolitice din dealul Fundoaia, roci în care nu s-a observat nici un efect metamorfic, permite două interpretări. Dacă se consideră că aceste calcar stau normal peste ofiolite într-un sinclinal (și apariția nivelului de calcare brecioase în ambele flancuri susține această interpretare), atunci vîrsta lor este implicit mezozoică. Dacă însă se consideră că ele sint paleozoice, atunci poziția lor devine tectonică, calcarele massive în acest caz aparținând altei unități.

Atât formațiunea vulcano-sedimentară de Boierişte, cât și șisturile cristaline din jurul ferestrei, sint străbătute de falii cu direcții NS; pe care se insinuează filoane de roci aparținând magmatismului banatitic. Uneori filoanele banatitice au o direcție NW-SE, intersectând planul de șariaj și dovedind caracterul lor post-tectonic. Dintre faliile observate, cea mai importantă este cea care mărginește fereastra Boierişte spre est, rezultatul ei fiind ridicarea compartimentului vestic, în care aflorează formațiunea de Boierişte.

Rocile banatitice care constituie filoanele sint reprezentate în general prin dacite cu biotit și hornblendă, uneori resorbită (într-un singur caz am întlnit un filon în care pe lîngă biotit și hornblendă s-a identificat și clinopiroxen) și riolite. Pe lîngă aceste filoane, mai există în zona de la izvoarele Văii Muntelui și lamprofire, pe care le-am găsit însă numai ca blocuri.

Punerea în evidență, în mijlocul zonei de cristalin de la izvoarele Văii Muntelui, a ferestrei Boierişte, în care de sub șisturile cristaline aflorează o formațiune vulcano-sedimentară nemetamorfozată, indică existența în această regiune a unei pînze de soclu, constituită cel puțin din șisturile cristaline. Este greu deocamdată de făcut aprecieri asupra extinderii și amptoarei acestei pînze. Remarcăm doar că toți autorii ce au lucrat în nordul munților Trascău au figurat, de o parte și de alta a masivului cristalin în mijlocul căruia se găsește fereastra Boierişte, contacte tectonice de tipul faliilor inverse.

Pentru unitatea care aflorează în fereastră, introducem denumirea de „unitate de Boierişte”; pentru unitatea șariată, alegerea unei denumiri ar fi indicată numai în cazul că aceasta ar reprezenta o unitate independentă (eventual „de Fundoaia”) nefiind însă necesară dacă ea nu reprezintă decît soclul cristalin al pînzei mezocretacice (Ilie, 1936) sau de Bedeleu (Lupu, 1972)¹¹.

¹¹ Op. cit. pct. 3.

Dacă se confirmă vîrsta neocretacică (Maestrichtian ?) a formațiunii de Boierîște, și ținind cont de existența filoanelor banatitice (paleocene) care intersectează planul de șariaj, atunci vîrsta șariajului pînzei de soclu din nordul munților Trascău este situată la limita Cretacic-Paleocen. În acest caz, mișcările laramice capătă o importanță cu totul deosebită în munții Trascău, avînd ca efect formarea unei structuri în pînză de șariaj.

BIBLIOGRAFIE

- Giușcă D., Savu H., Borcoș M. (1968) La stratigraphie des schistes cristallins des Monts Apuseni. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Ser. Géol.* 12, 2, 143. București.
- , Istrate G., Stefan A. (1969) Le complexe volcano-plutonique de la Vlădeasa (Roumanie). *Bull. Volc.* XXXIII, 4, 1118, Napoli.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. RSR, București.
- Ilie M. (1936) Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Arieș. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVII, 329. București.
- Lupu M., Borcoș M., Dimitrescu R. (1967) Notă explicativă la harta geologică a R.S. România la scară 1 : 200.000, foaia Turda. București.
- Mureșan I. (1971) Studiul riolitelor din bazinile Văii Fetei și Văii Stolnei (satul Stolna, jud. Cluj). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Ser. geol. miner.* XVI, 2, 17. Cluj.
- Peltz S. (1972) Quelques considérations sur la nomenclature et la classification des Pyroclastites. *Bull. Volc.* XXXV/2, 295. Napoli.

LA FENÊTRE TECTONIQUE DE BOIERIȘTE DE VALEA MUNTULUI-COLTEȘTI (MONTS TRASCAU)

(Résumé)

Dans la partie septentrionale des Monts Trascău, dans l'axe de l'anticinal de Boierîște, constitué de schistes cristallins, une fenêtre tectonique dans laquelle affleure une formation volcano-sédimentaire, faite de pyroclastites, épicalastites et laves phéno-andésitiques à biotite et hornblende, a été mise en évidence. Les schistes cristallins charriés par-dessus cette formation volcano-sédimentaire sont à leur tour surmontés par des ophiolites jurassiques et par des calcaires massifs, souvent recristallisés, considérés auparavant comme paléozoïques. La disposition de ces calcaires massifs au-dessus des ophiolites jurassiques indique soit leur âge mésozoïque, soit leur appartenance à une autre unité tectonique.



Autant la formation volcano-sédimentaire, qui est fort probablement sénonienne, qu'aussi bien le cristallin qui la recouvre tectoniquement sont traversés par des filons de dacites et de rhyolites paléocènes (banatites).

La découverte de la fenêtre de Boierişte, où des formations non-métamorphisées sont charriées par des schistes cristallins, relève l'existence — dans cette région — d'une nappe de socle, d'âge probablement laramien.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du haut-bassin de Valea Muntelui (Monts Trascău).

Roches filonniennes banatitiques : 1, rhyolites ; 2, dacites à Ho et Bi ± Cpx. L'unité en nappe : 3, calcaires massifs : a, calcaires bréchiques ; 4, ophiolites ; 5, schistes cristallins. L'unité de Boierişte : 6, phénoandésites à Ho opacifique et Bi ; 7, phénoandésites quartzifères à Bi et Ho ; 8, épiclastites ; 9, pyroclastites ; 10, faille ; 11, nappe de charriage ; 12, axe de synclinal.

ÎNTREBĂRI

G h. M a n t e a : În aria de dezvoltare a structurii Boierişte ați figurat o serie de filoane banatitice, venite pe linii de falii. În sectorul estic aceste fracturi afectează net structura, în timp ce în sectorul din vest filoanele banatitice, care marchează linii de minimă rezistență, traversează întreaga structură, fără a produce vreun deranjament. Cum explicați această comportare diferată?

Răspuns : Filoanele din partea de est a ferestrei Boierişte sunt insinuate pe falii majore cu sărituri importante ale compartimentelor, în timp ce în sectorul vestic filoanele apar pe fracturi mai puțin importante care n-au prezentat decât deplasări minime.

DISCUȚII

G h. M a n t e a : Examinând harta geologică pe care ați conturat structura Boierişte, am remarcat, în partea estică, următoarea dispoziție a formațiunilor de la nord spre sud : o fișie constituită din sisturi cristaline (cuarțite, gnais, filite etc.); o bandă îngustă, reprezentată prin roci inițialitice-ofiolitice (de vîrstă mezozoică), precum și o formațiune carbonatată, alcătuită din calcare cristaline. Întrucît, referitor la vîrstă formațiunilor cristalofiliene, ați adoptat pentru acestea o vîrstă paleozoică, raporturile dintre ofiolite și calcarele cristaline nu pot fi decât tectonice, calcarele cristaline paleozoice încălecind seria ofiolitică. Pe harta prezentată acest contact este însă reprezentat printr-o limită normală. Chiar dacă în cuprinsul expunerii ați anunțat mai multe soluții care să rezolve problema raporturilor dintre formațiunile amonitite, pe hartă trebuie figurată una dintre ele! Privitor la vîrstă calcarelor cristaline, vă informez cu această ocazie că am găsit în valea Vidomului, puțin la nord de zona Văii Muntelui, calcare cristaline cu faună. Acestea conțin amonoidee de tip peryosphinctid, amintind Oxfordian-Tithonianul inferior de tip stratele de valea Devae. Vîrstă mezozoică a acestor calcare, dovedită clar, arată fără indoială existența unui metamorfism alpin. În acest sens, consider



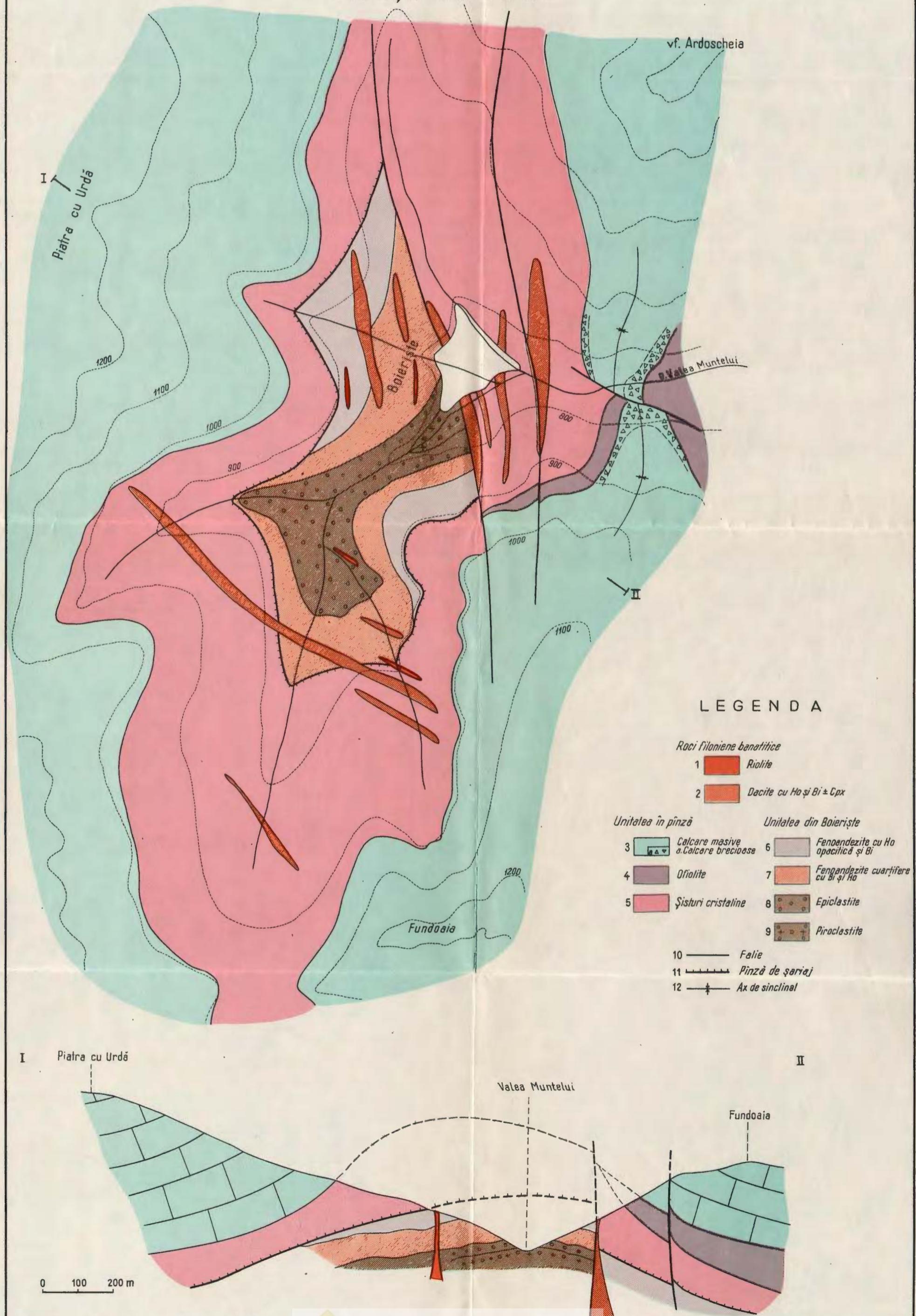
util și necesar ca pentru viitor să se programeze cercetări detaliate ale cristalinului de tip Baia de Aries, atât în aria masivului Trascău, cit și în zona Poșaga, în versantul stîng al văii Arieșului, unde aspecte caracteristice ale rocilor cristalofiliene sugerează unele similitudini cu formațiuni sedimentare permiene și triasice, larg dezvoltate în Munții Apuseni de nord.

M. L u p u : Lucrarea pune probleme foarte interesante. Consider că pentru elucidarea corelării dintre unitatea de soclu (pinza de Fundoaia), șariată peste autohtonul de Boieriște, și structura de ansamblu a masivului Trascău principală preocupare trebuie să fie studiul sistematic al formațiunilor cristalofiliene. Cred însă că incadrarea șariajului la o fază laramică manifestată la limita Cretacic-Paleocen și la o etapă laramică intrapaleocenă a faliilor post-șariaj este greu de acceptat, deoarece la scara Munților Apuseni de sud continuitatea Cretacic-Paleocen inferior demonstrează un diastrofism laramic tîrziu-intrapaleocen. În ceea ce privește ipoteza vîrstei posibil mezozoice a calcarelor cristaline de la Fundoaia și Ardoscheia, tin să menționez că în partea de est și sud a acestora nivelul de brecie descris de autori se situează la partea lor superioară, fiind la rîndul său urmat de calcare roșii cu amoniți kimmeridgieni. Făcînd abstracție de posibilitatea existenței a două brecii, una situată la partea inferioară, a două dispusă la partea superioară a calcarelor cristaline, contactul normal dintre calcarele cristaline și ofiolitele din formațiunea mixtă ar presupune o vîrstă mai nouă decit Kimmeridgianul pentru calcarele cristaline, dar acest lucru pare greu de acceptat, deoarece, după cum am amintit, deasupra lor urmează calcarele kimmeridgiene fosilifere. Dealtfel, matricea breciei, considerată de autori a fi situată la baza calcarelor cristaline, este mai puțin metamorfozată decit seria de calcare de deasupra, în sensul autorilor.



DOINA RUSSO - SĂNDULESU, TUDOR BERZA

HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI SUPERIOR AL VĂII MUNTELUI (MUNȚII TRASCĂU)



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUTII LA CUNOAȘTEREA STRATIGRAFIEI ȘI A POZIȚIEI TECTONICE A SERIILOR MEZOZOICE DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII MOLDOVEI (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

MIRCEA SĂNDULESCU²

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Stratigraphy and the Tectonic Position of the Mesozoic Series from the Upper Basin of the Moldova Valley (East Carpathians). The stratigraphic successions of the Mesozoic Series of Bucovinian, Sub-Bucovinian and Bretilla units are analysed. The pre-Alpine age of the Rarău Nappe is demonstrated. Following the relations between the Mesozoic basic and ultrabasic rocks and the Transylvanian Series, the spreading, between the Middle Triassic and the Lower Crétaceous, of the floor of the Transylvanian domain is confirmed.

Cercetările întreprinse în ultimii ani în partea nordică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, efectuate în special în vederea întocmirii unor foi din Harta Geologică a României la scara 1 : 50.000, ne-au permis să aprofundăm studiul stratigrafic și structural al acestei regiuni. Unele din datele noi obținute le-am comunicat cu alte ocazii (Săndulescu, 1973 a, 1974; Săndulescu, Tomescu, Iva 1976), o bună parte însă vor fi consemnate în lucrarea de față, în care vom încerca să sintetizăm cunoștințelor dobîndite.

În cele ce urmează ne vom referi cu precădere la formațiunile ce alcătuiesc partea centrală și sudică a sinclinalului Rarău, precum și la cele ce aflorează în Valea Putnei (în amont de Pojorita) și la Iacobeni.

STRATIGRAFIA

Nu este în intenția noastră să facem o trecere în revistă detaliată a evoluției cunoștințelor privind stratigrafia formațiunilor mezozoice din

¹ Predată la 21 aprilie 1975, acceptată pentru publicare la 30 mai 1975, comunicată în ședința din 31 mai 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



regiunea cercetată, întrucât ea a fost făcută pe larg în mai multe lucrări deja publicate (Ilie, 1957; Popescu, Patrulus, 1964; Mutihac, 1968; Turecul et al., 1971). Aceste lucrări se referă mai ales la sinclinalul Rarău. În ceea ce privește formațiunile ce aflorează în Valea Putnei și la Iacobeni amintim că cele mai noi contribuții la cunoașterea stratigrafiei lor le datorăm lui Dimitrescu (1960, 1965), Mutihac (1966) și Bercea și Bercea (1970).

În tratarea formațiunilor mezozoice vom avea în vedere în primul rînd ordinea importanței ariilor lor de aflorare precum și complexitatea alcăturii lor stratigrafice. În această ordine de idei amintim că suntem, atât în regiunea studiată cît și în întreaga zonă cristalino-mezozoică, în prezența mai multor succesiuni stratigrafice sincrone ce caracterizează unități tectonice diferite, suprapuse prin șariaj. Aceste serii sunt, în zona cercetată: seria bucovinică, seria sud-bucovinică, seria de Iacobeni și seriile transilvane. Depozitele sedimentare ce alcătuiesc petecele de răbataj Măgurele (Sadova), deși au unele afinități cu seria de Iacobeni, vor fi analizate separat.

Seria bucovinică

Formațiunile mezozoice ce alcătuiesc seria bucovinică repauzează pe un subasment format din rocile cristalofiliene mezo- și epizonale ale seriilor de Bretila-Rarău și de Tulghes. Cele mai clare situații care atestă această afirmație se pot observa în bazinul superior al pîriului Slătioara. Aici se observă acoperirea transgresivă, de către unul și același pachet de depozite triasice, a celor două serii cristaline cît și a contactului dintre ele. Acest contact este de natură tectonică și vom reveni mai departe asupra lui.

O situație asemănătoare cu cea observată în bazinul pîriului Slătioara am mai întîlnit pe pîriul Izvorul Alb unde formațiunile triasice acoperă deopotrivă șisturile cristaline mezo- și epizonale ce formează simburele unui anticlinal deschis puțin mai în aval de gura pîriului Limpedea.

Între soelu cristalin și Triasicul inferior bucovinic se interpun în două puncte, formațiuni ce pot fi atribuite în general Paleozoicului.

Pe pîriul Izvorul Malului este deschisă în patul conglomeratelor cuartitice eotriasicice, o brecie slab consolidată constituită din elemente colțuroase de șisturi cristaline. Aceste brecii de tipul breciilor de Hăghimaș descrise de Muresan (1970) din munții Ciucului, le încadrăm în Carboniferul superior.

În marginea estică a carierei Botuș de sub dolomitele triasice aflorează siltite șistoase verzi, cloritice între care se intercalează gresii cuarțitice verzi și microconglomerate; aspectul satinat al suprafețelor de stratificație trădează urmele unui metamorfism foarte slab. Fără a avea elemente precise de vîrstă, suntem înclinați să atribuim aceste roci Paleozocului antecarbonifer superior.



Triasic

Succesiunea litostratigrafică sintetică a Triasicului bucovinie din sinclinalul Rarău este, de jos în sus, următoarea :

- conglomerate și gresii cuartitice ;
- calcare cenușii în plăci ;
- dolomite masive, uneori litate în bază ;
- strate cu jaspuri ;
- calcare albe ;
- calcare masive organogene.

Dintre acești termeni doar calcarele masive organogene, ce aflorează în Piatra Șoimului, pot fi date pe baze strict paleontologice. Din ele Patrulius a determinat resturi de alge dasycladacee noriene [*Gryphoporella incurvata*, *G. vesiculifera* și *Macroporella (Pianella) aff. sturi*] (Patrulius et al., 1971).

Calcarele albe ce sunt situate în acoperișul stratelor cu jaspuri sau se intercalează între acestea (Sandulescu, 1973a) au fost atribuite în general Ladinianului cu posibilă trecere în Triasicul superior (Patrulius et al., 1971; Turculeț, 1971). Noi am înădrătat calcarele, exclusiv în Ladinian (Sandulescu, 1973a, 1974) ținind seama că în Hăgihimăș calcarele albe cu care ele sunt corelate de toți cercetătorii, nu depășesc acest etaj (Sandulescu, 1972³, 1975). Tot Ladinianului ii revin și stratele cu jaspuri (Patrulius et al., 1971; Sandulescu, 1973a) deși nu am exclus posibilitatea ca ele să coboare pînă în Anisianul terminal (Sandulescu, 1974).

Am subliniat și cu alte ocazii (Sandulescu, 1973a, 1974) existența unei lacune între stratele cu jaspuri și dolomitele anisiene. Cercetările noastre din partea sudică a sinclinalului Rarău au întărit această concluzie arătînd că este vorba de o discordanță unghiulară foarte clar exprimată în profilul deschis de pîriul Ursului, affluent stînga al pîriului Slătioara (fig. 1). Această discordanță poate fi legată de deformări labinice, ce se înscriu în grupa tectogenezelor preparoxismale recunoscute în seria bucovinică.

Considerăm necesar să analizăm mai în detaliu vîrstă primelor trei elemente litostratigrafice ale seriei bucovinice. Foarte recent a fost pusă în discuție problema fixării limitei între Triasicul inferior și mediu, în lumina ultimelor cercetări biostratigrafice din țară și, în general din lume, analizîndu-se cu această ocazie și încadrarea cronostratigrafică a faunelor cu *Costatoria costata* din pînza bucovinică (Antonescu, Patrulius, Popescu, 1976).

În acest context este necesar, credem, să facem în primul rînd precizarea că rocile carbonatice litate din care s-au citat faunele cu *Costatoria costata*, atribuite pînă acum în unanimitate Campilianului, se distribuie la două nivele distințe suprapuse (Sandulescu, 1974). Cel inferior

³ M. Sandulescu. Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăgihimăș. Rezumatul tezei de doctorat. 1972. București.



este alcătuit din calcare cenușii în plăci, cel superior din dolomite litate ce constituie un facies local al părții bazale a dolomitelor masive. Superpoziția celor două nivele este clară în mai multe puncte din sinclinalul Rarău, atât pe flancul intern (versantul dreapta al văii Pârâul Cailor) cât și pe periclinul sud-estic (bazinul pârâului Slătioara) al acestuia. Din cercetările pe care le-am făcut în sinclinalul Hăgimăș, putem afirma că și acolo cele două nivele se găsesc în aceeași succesiune.

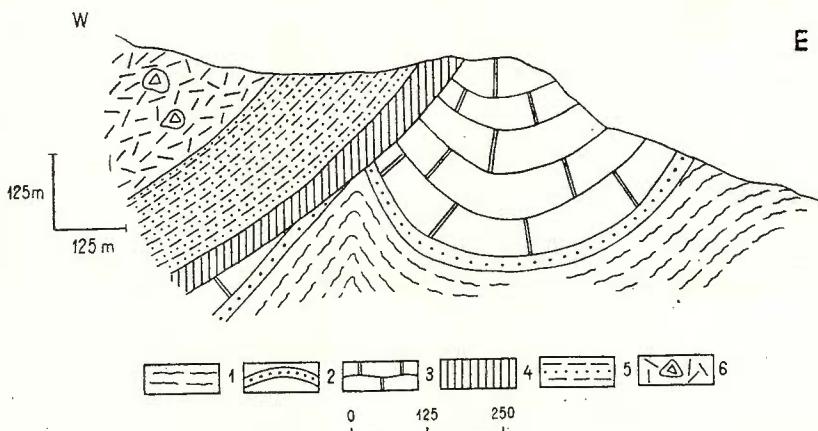


Fig. 1. — Secțiune geologică pe pîrîul Ursului.

1, sisturi cristaline; 2, gresii cuarțitice seisiene; 3, dolomite campilian terminal-anisiene; 4, strate cu jaspuri; 5, strate de Pojorita; 6, Wildflysch.

Section géologique le long du ruisseau Ursului.

1, schistes cristallins ; 2, grès quartzitiques seisiens ; 3, dolomies campillien terminal-anisiennes ; 4, couches à jaspes ; 5, couches de Pojorita ; 6, Wildflysch.

Mult mai delicată și dificilă este repartizarea faunelor cunoscute pînă acum, la unul sau la altul, din aceste două nivele de roci carbonatice litate, intrucît autorii care au studiat faunele nu au separat cele două nivele iar amplasarea punctelor din care au fost colectate fosilele sănă destul de vag indicate. Vom încerca totuși să facem în acest sens unele precizări :

— fauna cu *Costatoria costata* și *Pecten (Entolium discites)* (citate de M u t i h a c (1968) din sinclinalul Rarău pare a proveni din nivelul dolomitelor litate intrucît în cele două puncte (Valea Caselor și Breaza) de unde au fost citate (fide T u r c u l e t, 1971) nu aflorează nivelul inferior calcaros ;

— fauna cu *Pseudomonotis (Claraia) clarai* citată de G r a s u (1970) din sinclinalul Hăgimăș pare a proveni din nivelul inferior al calcarelor în plăci, ce aflorează în zona de confluență a pîrâului Muntele Călului cu pîrâul Piatra Roșie ;

— fauna cu *Costatoria costata* și *Unionites (Hommomia) fassaensis*, citată de P r e d a și P e l i n (1963) de la Piatra Ciofronca din Hăgimăș, provine din calcare dolomitice ce se apropie ca aspect de nivelul inferior ;

— este deocamdată greu de precizat cărui nivel aparține fauna de la Azodu Mare (A t a n a s i u, 1928), deși n-ar fi exclus, după descrierile lui A t a n a s i u, să se repartizeze celui superior.

Tinând cont de cele de mai sus sintem înclinați să atribuim nivelul calcarelor cenușii în plăci, Triasicului inferior și cel superior al dolomitelor litate și deci și baza dolomitelor masive, cind acesta lipsește, Anisianului bazal eventual și părții somitale a Campilianului. Considerăm posibil să atribuim calcarele cenușii în plăci întregului Campilian cu trecere eventual în Seisianul terminal. Facem această afirmație bazată pe faunele găsite în Hăghimaș (G r a s u, 1970; P r e d a și P e l i n, 1963), faune ce sătiate global deși provin din mai multe puncte.

În lumina precizărilor făcute mai sus, credem că vîrstă seisiană a conglomeratelor și gresiilor cuarțitice este destul de probabilă.

Jurasic inferior și mediu

Rocile ce pot fi atribuite Jurasicului inferior sau mediu aflorează doar în cîteva puncte în sinclinalul Rarău.

Deasupra calcarelor noriene din Piatra Șoimului D. P a t r u l i u s citează (P a t r u l i u s, S t ă n o i u in P a t r u l i u s et al., 1969⁴) bauxite ooidice pe care le consideră probabil de vîrstă liasică.

Pe valea Pîrîul Cailor, deasupra stratelor cu jaspuri, am semnalat deja calcare grezoase cenușii-gălbui pe care le-am atribuit Jurasicului mediu (S ă n d u l e s c u, 1973a). În sudul sinclinalului Rarău pe creasta de la sud de pîrîul Ursului, deasupra dolomitelor anisiene am întîlnit aceleași calcar grezoase cenușii-gălbui mediojurasicice, în care se pot recunoaște fragmente prost conservate de belemniti de talie mică.

Tithonic-Neocomian

Formațiunile ce pot fi atribuite Tithonic-Neocomianului prezintă, în sinclinalul Rarău, două litofaciesuri distincte și anume (S ă n d u l e s c u, 1973a) : cel al stratelor cu *Aptychus* la interior și cel al stratelor de Pojorîta la exterior (pl. II).

S tr a t e l e c u A p t y c h u s aflorează în lungul mai multor solzi paraleli, între creasta Muncelului, la nord și izvoarele pîrîului Mestea-cănlui, la sud. Retezate la bază de falii ele suportă în acoperiș fie conglomeratele de Muncelu, fie direct Formațiunea de Wildflysch. Vîrstă lor tithonic-valanginiână este atestată de următoarele resturi fosile (I l i e, 1957; P o p e s c u, P a t r u l i u s, 1964; T u r c u l e ț, 1971; M u t i - h a c, 1968; S ă n d u l e s c u, 1973a; S ă n d u l e s c u, T o m e s c u, I v a, 1976) : *Lamellaptychus beyrichi*, *L. lithographus*, *L. lamellosus* var. *gracilicostata*, *Punctaptychus punctatus*, *P. punctatus* var. aff. *longa*, *Cra-*

⁴ D. Patrulius, M. Săndulescu, Ileana Popescu, M. Bleahu, Jana Săndulescu, I. Stănoiu, Elena Popa. Monografia seriilor sedimentare din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1969. Arh. Inst. Geol. Geof., București.



ssicolaria massutiniana, *Cr. parvula*, *Calpionella alpina*, *Tintinopsella carpatica*, *Calpionellites darderi*, *C. simplex*, *Duvalia dilatata*.

Reamintim și cu această ocazie că nu există nici o indicație paleontologică în sprijinul acordării exclusive a vîrstei oxfordiene sau kimmeridgiene a stratelor cu *Aptychus*.

Straturile de Pojorita reprezintă un fliș grezo-șistos, silicos ce se dezvoltă în solzii frontalii ai pînzei bucovinice. Ele se încadrează în intervalul Tithonic-Berriasian și conțin următoarele resturi fosile (Turculeț, 1971; Sandulescu, 1973a; Sandulescu, Tomescu, Iva 1976): *Lamellaptychus lamellosus* var. *solenoides*, *L. beyrichi*, *L. beyrichi* var. *fractocostata*, *Crassicolaria intermedia*, *Cr. parvula*, *Cr. brevis*, *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinopsella carpathica*, *Spirilina orbicola*, *Trocholina soleensis* etc.

Ca și în cazul stratelor cu *Aptychus* nici o formă fosilă nu are distribuția exclusiv kimmeridgiană sau oxfordiană pentru a justifica coborarea părții inferioare a acestora sub limita Tithonic-Kimmeridgian.

Deasupra stratelor de Pojorita, la nord de valea Moldovei, urmează, aparent în continuitate de sedimentare, calcarenite oncolitice cu silex pe care le-am încadrat în Valanginian.

Conglomeratele de Muncelu reprezintă cel mai nou termen al Neocomianului bucovinic, comun ambelor faciesuri menționate mai înainte. Vîrsta lor este greu de precizat. Cele mai vechi depozite din acoperișul conglomeratelor de Muncelu aparțin bazei Formațiunii de Wildflysch, barremiană; cele mai noi formațiuni din patul conglomeratelor sunt calcarenitele cu silex. Între aceste două repere ele se pot repartiza Hauterivianului deși nu este exclus nici vîrsta barremiană a părții lor terminale și nici cea valanginiană a bazei lor. Remarcăm în orice caz caracterul lor net transgresiv.

Barremian (superior)-Albian

Cel mai nou termen al seriei bucovinice este reprezentat de Formațiunea de Wildflysch. Dezvoltată cu un litofacies caracteristic ea este alcătuită dintr-o masă fundamentală siltitică în general lipsită de stratificare în care sunt înglobate elemente alocogene reprezentate de klippele sedimentare ce provin din pînzele transilvane și se intercalează normal următoarele tipuri de roci:

- conglomerate tiloide; cu grosimi cuprinse între cîțiva zeci de metri și cîțiva decimetri aceste conglomerate au elemente alcătuite din roci aparținind seriilor transilvane;

- megabrecii, alcătuite din blocuri de dimensiuni foarte variabile de roci calcaroase provenind din seriile transilvane, intim sudate între ele; uneori megabreciile au intercalări de conglomerate tiloide sau trec lateral la acestea;

- argile roșii, jaspuri de obicei negricioase și cinerite bazice se intercalează la diferite nivele avînd o dezvoltare lenticulară.



Asociate Formațiunii de Wildflysch se găsesc de asemenea și roci eruptive bazice, ultrabazice și alcaline, asupra cărora vom reveni într-un capitol aparte.

Din Formațiunea de Wildflysch din Rarău, sunt citate (Popescu, Patrulius, 1964; Mutihac, Bratu, 1965; Patrulius, Stănoiu în Patrulius et al., 1969⁵; Sandulescu, Tomescu, Iva 1976) elemente de faună ce atestă prezența Aptianului și Albianului. Barremianul (superior) trebuie și el să fie presupus în baza Wildflysch-ului din considerente de corelare regională cu sinclinalul Hăghimaș și munții Perșani.

Seria sub-bucovinică

Soiul cristalin al seriei sub-bucovinice este, fără excepție, reprezentat în regiunea cercetată, de șisturile cristaline ale seriei de Tulgheș. În dreptul gării Valea Putnei, în patul formațiunilor triasice am recunoscut din nou brecii colțuroase cu foarte puțină matrice, de tipul breciilor de Hăghimaș.

Triasic

Succesiunea litostratigrafică a Triasicului sub-bucovinic observat în Valea Putnei cuprinde, de jos în sus: conglomerate și gresii cuarțitice, calcare șistoase de tipul șisturilor de Campil, dolomite masive și siltite radiolaritice roșii.

Încadrarea stratigrafică a subdiviziunilor litologice enumerate mai sus, nu poate fi făcută decât prin corelări regionale. Conglomeratele și gresiile cuarțitice pot fi atribuite Seisianului, prin comparație cu cele de la baza seriei bucovinice. Calcarele șistoase ar putea reveni Werfenianului superior, dacă ținem seama de litofaciesul lor, fără a fi exclusă și o vîrstă anisian-inferioară. Dolomitele masive au fost în unanimitate atribuite Anisianului. Siltitele radiolaritice, care pe alocuri admit și intercalații subțiri de silicolite, pot fi corelate cu stratele cu jaspuri din sinclinalul Rarău și în consecință atribuite Ladinianului.

Bercia și Bercia⁶ au putut separa în cîteva puncte, în acoperișul silitelor roșii, un pachet subțire de calcar cenușii fin litate ce amintesc calcarele cu resturi de halobii din acoperișul stratelor cu jaspuri de sub Piatra Șoimului (Rarău) și care pot fi eventual atribuite tot Ladinianului.

Între toți termenii Triasicului sub-bucovinic există discontinuități făpt care, împreună cu grosimea mică a întregii succesiuni ne-a făcut să considerăm că domeniul sub-bucovinic corespunde unui rid (Sandulescu, 1972⁷, 1973b).

⁵ Op. cit. pct. 4.

⁶ Date inedite (harta geologică 1 : 50.000 Vatra Dornei).

⁷ Op. cit. pct. 3.



Comparind, în bazinul văii Moldovei, Triasicul sub-bucovinic cu cel bucovinic, constatăm în primul rînd identitatea facială la nivelul Anisianului dolomitic. Este un litofacies foarte caracteristic acestor două serii și care nu se mai întâlnește în celealte unități ale zonei cristalino-mezozoice. La nivelul formațiunilor silicioase radiolaritice ladiniene, se constată că cele sub-bucovinice sunt mult mai arenacee, caracter ce este pe deplin compatibil cu poziția ridicată, de rid, a acestui domeniu. În această ordine de idei am vrea să remarcăm că în solzii frontalii ai pînzei bucovinice adesea stratele cu jaspuri se imbogătesc substantial în sisturi siltice cu radiolari, fapt ce marchează trecerea spre domeniul sub-bucovinic, situat mai la exterior (est).

Jurasic

În Valea Putnei deasupra siltitelor roșii, sau direct peste dolomitele anisiene se asternă o formațiune grezo-argiloasă de culoare negricioasă alcătuită din argile, uneori siltice, ușor satinate și din gresii calcaroase limonitice. Acolo unde contactul cu dolomitele este deschis, se poate observa că nivelul bazal al acestei formațiuni este constituit dintr-o brecie limonitică cu mult quart, identică cu cea descrisă în petecul de rabotaj sub-bucovinic de la Gura Dămucului (Sandulescu, 1969). Pe baza acestei asemănări și ținând seama că la Gura Dămucului breciile limonitice sunt cuprinse între dolomitele triasice și calcarele mediojurasiche am atribuit formațiunea grezo-argiloasă negricioasă de pe Valea Putnei, Liasicului (Sandulescu, 1969).

Tot Liasicului sub-bucovinic am atribuit calcarele nisipoase și grezo-calcarele limonitice ce sunt deschise în două mici aflorimente pe creasta ce unește vîrful Lefele cu vîrful Floarea. Ele se plasează aici la baza petecului de rabotaj vîrful Lefele, cuprinse între sisturi clorito-sericitoase în pat și brecii și calcarenite neocomiene în acoperiș (pl. II). Dacă această succesiune este primară, nederanjată tectonic, săntem aici în prezență unei extrem de puternice reduceri a seriei sub-bucovinice.

Neocomian

Am atribuit Neocomianului (Sandulescu, 1973a), prin comparație cu munții Hăgimas (Gura Dămucului) breciile, calcarenitele și gresiile grosiere ce formează lamele de rabotaj vîrful Lefele, vîrful Floarea și vîrful Măcieș.

În vîrful Floarea aceste roci, care aici sunt mai grosiere, ajungind pînă la conglomerate, conțin blocuri remaniate de roci bazice (bazalte și bazalte amigdaloide). Prezența lor ridică probleme dificile de interpretare întrucât asemenea roci mai sunt cunoscute în Wildflyschul bucovinic (Barremian-Albian). În această situație am putea admite fie că breciile sub-bucovinice cuprind și termeni mai noi decît Neocomianul, fie că lama de rabotaj vîrful Floarea provine dintr-o altă zonă paleogeografică, mai apropiată de domeniul bucovinic decît petecul Lefele.



Seria de Iacobeni

În fereastra de la Iacobeni formațiunile sedimentare mezozoice se dispun deasupra șisturilor cristaline mezozonale ce aparțin seriei de Rebra-Barnar (Bercia și Bercia, 1970). Noi am investigat numai partea de nord a ferestrei, în amont de Iacobeni.

Triasic

Succesiunea litostratigrafică sintetică a formațiunilor ce pot fi atribuite Triasicului din seria de Iacobeni este, de jos în sus, următoarea :

- conglomerate și gresii cuarțitice ;
- șisturi roșii cu intercalații de calcare în plăci ;
- dolomite bituminoase cenușii, stratificate în plăci de 5-20 cm ; în treimea mediană se intercalează dolomite nebituminoase gălbui massive ;
- calcare roz, roșii și verzi, în plăci de 3-10 cm, separate de șisturi vișinii și verzi (cloritice), uneori budinate ; la partea superioară se intercalează lentile de dolomite gălbui de 25-40 cm grosime ;
- calcare albe marmoreene.

Această succesiune este rezultatul coroborării observațiilor ce se pot face pe versanții muntelui Tolovan și pe valea Suhărzelu Mare.

Litofaciesul care frapează în primul rînd în succesiunea de la Iacobeni este cel al dolomitelor bituminoase în plăci, apropiate de tipul Guttenstein. Pe baza acestei asemănări, semnalată încă mai de mult de Dumitrescu (1960) dolomitele bituminoase pot fi atribuite Anisianului. Ele ajung să stea uneori (Suhărzelu) direct pe șisturile cristaline marcând în acest fel existența unei discontinuități ce le separă de rocile cuarțitice și șisturile roșii din baza seriei, acestea din urmă putind fi împreună atribuite Triasicului inferior.

Calcarele roz cu intercalații de șisturi vișinii și verzi (cloritice) precum și calcarele marmoreene nu au oferit, pînă acum, nici o indicație paleontologică. Prezența intercalațiilor dolomitice este un argument în favoarea vîrstei lor triasice. Intercalațiile de șisturi violacee și verzi, ce par a avea material tufaceu, ne-au făcut să le considerăm ca posibil ladi-niene (Sandulescu, 1972). Acum suntem mai degrabă înclinați, așa cum vom vedea mai departe să le considerăm triasic-superioare..

Jurasic

În muntele Tolovan deasupra dolomitelor bituminoase în plăci se aşază calcar grezoase cenușii, stratificate în bancuri de 5-25 cm grosime. În cîteva puncte, în baza lor apar brecii cuarțitice albe-gălbui sau roșcate. Prin litofaciesul lor calcarele grezoase se înscriu în familia rocilor medio-jurasice. Breciile cuarțitice pot să aparțină eventual Liasicului, așa cum a sugerat și Dumitrescu (1960), deși asemănarea cu cuarțitele seisiente este derutantă.



Petecele de rabotaj Măgurele

În versantul drept al pîriului Sadova în regiunea Măgurele-Fundu Sadovei am semnalat mai de mult (Săndulescu, 1973a) existența mai multor petece de rabotaj prinse sub fruntea pînzei bucovinice. Ele sunt constituite din calcare bituminoase, uneori dolomitice, cenușii și negricioase, stratificate în bancuri groase. Inițial atribuite Triasicului mediu în general, aceste calcară s-au dovedit în ultimul timp a fi ladiniene (Săndulescu, Tomescu, Iva, 1976).

În cel mai sudic petec de rabotaj peste calcarele bituminoase sunt placate calcare verzui, litate fin, care aparțin Tithonicului (cu *Clypeina jurassica*).

În vîrful Măgurele calcarele bituminoase sunt acoperite discordant de conglomerate mărunte, brecii și gresii polimictice, ce pot fi atribuite Neocomianului prin paralelizare cu roci similare din seria sub-bucovinică.

Succesiunea din petecele de rabotaj Măgurele are, prin caracterul bituminos al Triasicului, mari afinități cu seria de Iacobeni. Înținând seama de acest fapt mai multe ipoteze pot fi luate în considerare :

- calcarele bituminoase de la Măgurele și dolomitele bituminoase de la Iacobeni fac parte din aceeași serie litostratigrafică ; în acest caz calcarele roz și calcarele marmoreene pot avea cel mult vîrstă ladiniän-superioră, mai probabil neotriasică ;

- Triasicul de la Măgurele și cel de la Iacobeni provin din același domeniu de sedimentare dar din zone învecinate, în care caz partea superioară a dolomitelor de Iacobeni ar putea fi sincronă cu calcarele de Măgurele ; și în această ipoteză calcarele roz și cele marmoreene se plasează tot în Ladiniänul terminal sau în Triasicul superior ;

- calcarele de Măgurele sunt sincrone cu calcarele roz și provin din zone diferite de sedimentare ale același domeniu sau din domenii diferite.

Primele două ipoteze au avantajul unei mai mari omogeneități lito-faciale a Triasicului din unitățile inferioare pînzei sub-bucovinice astă incit deocamdată le considerăm mai ușor de acceptat.

Seriile transilvane

Pînzele transilvane sunt cele mai înalte unități tectonice ale esafodajului de pînze suprapuse ce alcătuiesc zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. Această poziție a favorizat fragmentarea lor prin eroziune, fragmentare determinată încă din timpul proceselor de șariaj de puternica lor disociere. În aceste condiții reconstituirea seriilor sedimentare primare ce caracterizează pînzele transilvane se face cu mare greutate, accentuată și de faptul că unii termeni litostratigrafici se găsesc doar ca olistolite izolate în Wildflysch.



Triasic

În Triasicul transilvan pot fi distinse cel puțin două succesiuni sincrone și heteropice (P a t r u l i u s, 1967; S ă n d u l e s c u, 1967, 1972⁸, 1975). Ele corespund în linii mari celor două pînze transilvane de Perșani și de Hăghimaș. Din datele pe care le deținem pînă acum considerăm că în sinclinalul Rarău diferenția între cele două serii se poate face cu destulă ușurință la nivelul Triasicului inferior și mediu. În ceea ce privește Triasicul superior situația este ceva mai puțin clară.

Triasic inferior și mediu

Seria de Perșani. Cel mai vechi termen pe care am putea să-l atribuim seriei de Perșani sunt gresii cuarțitice micaferi, fin pînă la grosier-granulare, cenușii-verzui, de tipul „Werfener sandstein”. Ele formează petece de acoperire și olistolite din Valea Seacă pînă în Pîriul Cailor și sunt asociate marelui petec de acoperire format de rocile ultrabazice de la Breaza și petecului de acoperire de la sud de virful Măcieș. Asocierea lor cu rocile bazice ne-a determinat să le încadrăm în seria de Perșani (S ă n d u l e s c u, 1973a).

Tot seriei de Perșani trebuie atașate stratele de Werfen constituite din calcare marnoase și gresii calcaroase fine, diaclazate. Ele apar sub formă de olistolite de dimensiuni foarte variate și la mai multe nivele. Fauna citată din stratele de Werfen din sinclinalul Rarău, cuprinde printre altele (T u r c u l e ț, 1971; A n t o n e s c u, P a t r u l i u s, P o pescu, 1976) *Costatoria costata*, *Eumorphotis venetiana*, *E. teleri*, *Unionites fassaensis*, *Turbo rectecostatus* etc. care atestă vîrstă campiliană a acestora.

Pe Pîriul Cailor în baza klippei formată din calcare dolomitice bituminoase, ce descriu un anticlinal strîns, se găsesc șisturi calcaroase-marnoase, uneori siltice, arătînd în ansamblu litofaciesul șisturilor de Campil. Ele formează patul nemijlocit al calcarelor, fapt care ne permite să reconstituim succesiunea părții inferioare a seriei de Perșani după cum urmează: gresii cuarțitice micacee (Werfener sandstein) - strate de Werfen-șisturi de Campil.

Anisianul seriei de Perșani este reprezentat, în sinclinalul Rarău, de calcare dolomitice bituminoase, stratificate (Pîriul Cailor) și de calcare dolomitice și dolomite vermiculate (pîriul Valea Caselor, mal sting).

Prin comparație cu munții Perșani (P a t r u l i u s et al., 1966) 1971), Ladinianului îi revin rocile eruptive ultrabazice și alcaline ce alcătuiesc petece de acoperire și olistolite (S ă n d u l e s c u, 1973a). O analiză mai amănunțită a lor o vom face mai departe.

Tot seriei de Perșani am atașat (S ă n d u l e s c u, 1973a) calcarele roșii brecioase din versantul drept al văii Pîriul Cailor, de unde T u r c u l e ț (1971) a determinat o bogată faună ladiniană. Ele corespund foarte

⁸ Op. cit. pct. 3.



probabil calcarelor de tip Hallstatt citate în această zonă încă din secolul trecut.

Seria de Hăg himaș-Rarău. Succesiunea Werfenianului și Anisianului ce poate fi încadrată seriei de Hăg himaș-Rarău, poate fi stabilită pe Muchia Hăghinișului (Popescu, Patrulius, 1964), unde debutează cu gresii cuarțitice albe, peste care urmează sisturi roșii și apoi dolomite și calcare cu noduli dolomitici, massive.

Calcarele dolomitice și dolomitele aparținând aceleiași serii, alcătuiesc mai multe olistolite de dimensiuni variabile pe care le-am întîlnit la izvoarele afluentului dreapta al pîriului Izvorul Alb, la sud de vîrful Cucoarele, pe muchia sudică a muntelui Bodia unde sunt asociate într-o klippă răsturnată, cu calcare tithonice; la izvoarele Pîriului Cailor și la Botuș, unde formează un petec mai mare, cantonat în axa sinclinalului. Dolomitele massive ce alcătuiesc partea inferioară a petecului de acoperire Rarău și care sunt acoperite discordant de calcare urgoniene, aparțin tot seriei de Hăg himaș-Rarău.

În sinclinalul Rarău este greu de precizat care sunt formațiunile triasice superioare dolomitelor anisiene din seria de Hăg himaș-Rarău. În munții Hăg himaș însă am găsit situații în care se poate aprecia că dolomitele acestei serii sunt următe de jaspuri și calcare silicificate. Ele corespund foarte probabil cu jaspurile și calcarele cu *Daonella indica* din baza klippei Piatra Zimbrului, fapt care ne-a și determinat să le echivalăm (Sandulescu, 1969, 1975). Ele constituie Ladinianul seriei de Hăg himaș-Rarău.

Ar mai fi de semnalat de asemenea o klippă destul de importantă situată în versantul stîng al afluentului stîng al văii Moldova la Botuș, placată pe Formațiunea de Wildflysch. Ea este alcătuită din calcare massive cu intercalări de brecii dolomitice și de calcare cu aspect marmorean. Prezența breciilor dolomitice ne-ar determina să o trecem la Anisianul seriei de Hăg himaș-Rarău, deși problema rămine încă deschisă.

Triasic superior

Un prim punct de sprijin în reconstituirea seriilor transilvane, la nivelul Triasicului superior îl constituie klippa Piatra Zimbrului, întrucît acesta, avînd în vedere considerațiile făcute mai sus poate fi atașată seriei menționate. La partea inferioară a klippei deasupra jaspurilor și calcarelor ladiniene urmează calcare carniene stratificate în bază, unde conțin resturi de *Halobia styriaca*, albe massive la partea superioară (Patrulius, Stănoiu în Patrulius et al., 1969⁹). Tot în klippa Piatra Zimbrului mai apar și calcare albe-cenușii, stratificate, cu noduli silicioși în care s-au găsit de asemenea *Halobia styriaca* (Patrulius, Stănoiu în Patrulius et al., 1969¹⁰). Aceste din urmă roci formează cea mai mare parte a klippei de pe pîriul Timoi (Ciungi) unde suportă calcare roșii brecioase din care Turculeț (1971) a determinat o faună noriană cu *Monotis haueri* și *Polydactilus*. Calcarele stratificate

^{9,10} Op. cit. pet. 4.

cu noduli silicioși apar în numeroase blocuri ce formează megabreciile din Popchii Rarăului și Todirescu, precum și ca olistolite separate (Todirescu). Rezumind, putem considera că Triasicul superior al seriei de Hăgihimăș-Rarău este constituit din următoarea succesiune (fig. 2) :

Carnian : calcare în plăci cu *H. styriaca* ;
calcare masive cu *Colospongia* ;
calcare stratificate cu noduli silicioși cu *H. styriaca*.

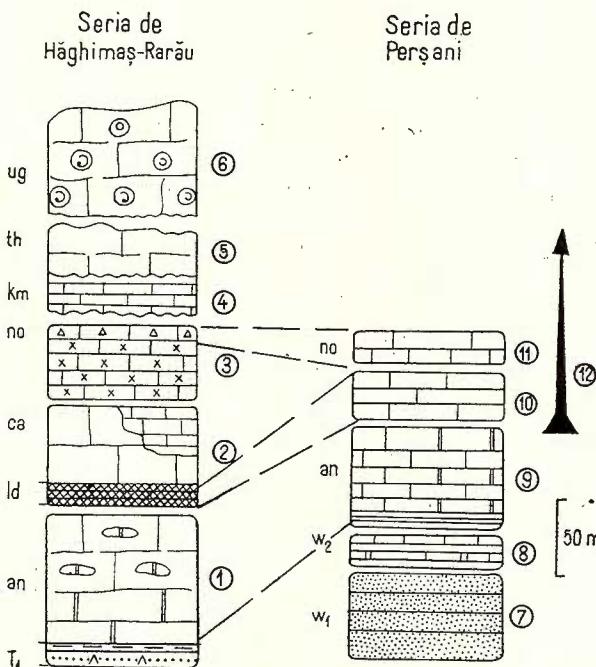


Fig. 2. — Corelarea serilor transilvane din sinclinalul Rarău.
1, Culmea Hăginișului ; 2, Piatra Zimbrului ; 3, Timoi ; 4, Deremoxa, Izvorul Alb ; 5, vf. Bodia, vf. Cocoarelor ; 6, Rarău ; 7, Mostici, Pîrul Cailor, Fundu Pojoritei ; 8, Valea Seacă ; 9, 10, Pîrul Cailor ; 11, pîrul Măcieș ; 12, activitate magmatică (ofiolite).

Corrélation des séries transylvaines du synclinal de Rarău.

1—11 : localisations de différents points fossilifères ; 12, activité magmatique (ophiolites).

Norian : calcare brecioase roșii cu *Monotis haueri* și *Placites polydactylus*.

În afara formațiunilor enumerate mai sus au mai fost cotate ca olistolite sau blocuri și alte roci neotriasicice :

— calcar albe de tip Wetterstein cu alge dasycladacee ladinian terminal-cordevolian inferioare, în megabrecia din Popchii Rarăului (Sandulescu, Tomescu, Iva, 1976) ;

- calcare cenușii carniene cu *Halobia styriaca* și *H. bukoviniensis* (Turculeț, 1971) într-o megabrecie pe pîriul Izvorul Malului;
- calcare roșii noriene cu *Monotis salinaria* și *Placites* pe pîriul Măcieș (Mutihac, 1966);
- calcare albe noriene cu *Placites polydactylus* pe pîriul Măcieș (Mutihac, 1966);
- calcare marnoase negricioase noriene cu *Monotis salinaria* în culmea Hăgħinișului (Popescu, Patrulius, 1964);
- calcare crinoidale albe semnalate de Mershhardt (1910) pe Valea Seacă.

Calcarele roșii și albe cu *Monotis* și *Placites* ca și calcarele crinoidale albe pot fi raportate seriei de Perșani dacă ne referim la constituția acestea în munții Perșani.

Celealte klippe ar putea să provină dintr-o serie aparte ce ar corespunde ridului pretransilvan (Sandulescu, 1972¹¹, 1973 b). În orice caz constatăm că dacă pentru seria de Hăgħimaš-Rarău reconstituirea succesiunii Triasicului superior nu se face cu prea mare greutate, pentru seria de Perșani există serioase dificultăți. Aceleași dificultăți persistă și pentru atribuirea celor cîteva blocuri de calcare rethiene, ce au fost semnalate în diferite lucrări (Mershhardt, 1910; Popescu, Patrulius, 1964; Turculeț, 1971).

Jurasic inferior și mediu

Formațiunile eo- și mediojurasicice se găsesc în sinclinalul Rarău sub formă de klippe sedimentare izolate, de dimensiuni foarte variabile. Cele mai des întâlnite sunt calcarele bioclastice și grezocalcarele mediojurasicice din care în cîteva puncte au fost determinate faune bajociene (Turculeț, 1971) și bathoniene (Stanoiu, 1967; Turculeț, 1971). Se cunosc de asemenea și olistolite alcătuite din roci jurasic-inferioare de tipul calcarelor de Adneth sinemuriene sau grezo-calcare, calcare nisipoase și marnocalcare pliensbachiene și toarciene (Stanoiu, 1967; Turculeț, 1971).

Jurasic superior

Formațiunile neojurasicice descoperite pînă acum în olistolitele înglobate în Formațiunea de Wildflysch sunt de tipul celor din pinza Hăgħimašului.

În malul stîng al pîriului Deremoxa și în versantul drept al pîriului Izvorul Alb, în aval de confluența cu pîriul Limpedea, am găsit olistolite constituite din calcare roșii din care am putut determina resturi de *Saccocoma* și care revin Kimmeridgianului. De remarcat faptul că în klippa de pe pîriul Deremoxa aceste calcare sunt placate pe serpentinite (lisvenite).

¹¹ Op. cit. pct. 3.

Tithonicul a fost și el pus în evidență în cîteva olistolite (Sănduleșcu, Tomescu, Iva, 1976) și este reprezentat de calcare albe cu *Cladocoropsis mirabilis* sau *Clypeina jurassica*. În klippa de la sud de muntele Bodia ele se plachează, în succesiune inversă, direct pe dolomitele anisiene, marcind caracterul lor transgresiv.

Cretacic inferior

Calcarele urgoniene sunt singurele formațiuni cretacice ce pot fi atașate seriilor transilvane, în speță seriei de Hăgimaș-Rarău. Ele participă la constituția petecului de acoperire Rarău, unde stau direct pe dolomitele anisiene și a petecelor Pietrele Doamnei și Hăgimaș, formind de asemenea și foarte numeroase olistolite înglobate în Formațiunea de Wildflysch.

*Problema rocilor eruptive*¹²

În sinclinalul Rarău se cunosc roci ultrabazice, bazice și alcaline.

Rocile ultrabazice sunt reprezentate de serpentinite, dunite serpentinate și gabbouri transformate. Ele alcătuiesc petecele de acoperire, aparținând pinzei de Persani, din muntele Glodu, de la Breaza și de la sud de vîrful Măcieș, dar se găsesc și sub formă de olistolite în Wildflysch.

Rocile alcaline au fost, deocamdată, semnalate în două puncte și sunt reprezentate de sienite. La Pojorita ele apar la baza unui petec de acoperire.

Rocile bazice sunt de tipul spilitelor (bazalte anamesitice, anamesite și variolite, spilitizate) răspîndite la mai multe nivale în toată masa Wildflysch-ului.

Apartenența rocilor ultrabazice și alcaline la unitățile transilvane și deci caracterul lor alohton, sunt, după părerea noastră, suficient de bine demonstate de faptul că ele participă la alcătuirea unor petece de acoperire sau a unor olistolite împreună cu rocile sedimentare ale seriilor transilvane.

Nu tot atît de clară este problema rocilor bazice. Existența unor cinerite bazice intercalate normal în Wildflysch (Deremoxa, Valea Seacă) și asocierea frecventă a jaspurilor cu Formațiunea de Wildflysch sunt indicații a unei activități magmatische bazice sincronă cu depunerea acesteia, deci de vîrstă barremian-albiană. În aceste condiții cel puțin o parte a rocilor bazice ce se găsesc în Formațiunea de Wildflysch pot fi considerate de aceeași vîrstă cu aceasta și puse în loc în aria ei de formare.

Există și cazuri, ca de exemplu în versantul stîng al pîrîului Valea Seacă, la sud de vîrful Runc, unde mase ceva mai importante de spilite sunt asociate cu calcare urgoniene ce se plachează deasupra lor. În acest caz rocile bazice pot fi atașate cu destulă siguranță elementelor alohtone

¹² Determinările petrografice au fost făcute de Doina Russu-Sănduleșcu;



transilvane. O situație similară o au și rocile bazice asociate calcarelor roșii noriene de pe pîriul Măcieșului, citate de M u t i h a c (1966).

Dualitatea modului de apariție a rocilor bazice ne obligă să admitem că avem de-a face atât cu elemente alohtone legate de seriile transilvane cât și cu magmatite asociate genetic Formațiunii de Wildflysch. Cu foarte puține excepții este foarte greu a stabili pentru fiecare afloriment de spilite în care din cele două cazuri se înscrie.

În afara problemei apartenenței se mai pune pentru magmatitele analizate și problema precizării vîrstei. Rocile ultrabazice ca și cele alcăline sint în cea mai mare parte asociate formațiunilor triasice și pot deci fi considerate de această vîrstă. Această observație este confirmată și de relațiile ce se pot stabili între aceleași formațiuni mult mai la sud, în munții Perșani. Există de asemenea argumente, cum am văzut mai sus și pentru a admite existența rocilor bazice de vîrstă triasică.

Klippele de pe versantul stîng al pîriului Valea Seacă ridică însă problema existenței și a unor roci bazice cretacic-inferioare legate de seriile transilvane, deci puse în loc în domeniul transilvan. Așezarea nemijlocită a calcarelor urgoniene pe spilite poate conduce la această concluzie. Caracterul puternic discordant al Urgonianului din elementele transilvane complică întrucîntva lucrurile, calcarele de această vîrstă putind să se aşeze transgresiv pe ofiolite triasice sau jurasicice.

Coroborînd toate observațiile făcute cu privire la rocile bazice am putea imagina, în domeniul transilvan, existența unei activități magmatische ofiolitice care debutează în Triasic și se continuă pînă în Cretacicul inferior. Situațiile diverse în care se găsesc ofiolitele transilvane, acoperite discordant de roci triasice, jurasic-superioare și cretacic-inferioare, ilustrează evoluția activității magmatische care le-a generat. Această evoluție se înscrie foarte bine în modelul expansiunii fundurilor de tip oceanic imaginat pentru domeniul transilvan (Rădulescu, Săndulescu, 1973). Situațiile diverse citate mai sus materializează de fapt etapele succesive de expansiune, porțiunile de soclu simatic din ce în ce mai tînăr fiind, normal, acoperit de depozite din ce în ce mai tinere.

TECTONICA

Vom analiza în cele ce urmează, pe scurt, liniile majore ale cadrului structural al zonei cristalino-mezozoice în general pentru a putea aborda apoi unele probleme particulare izvorîte din cercetările făcute de noi în ultimul timp în regiunea prezentată.

În zona cristalino-mezozoică se pot distinge două sisteme sau grupe de pînze (Săndulescu, 1967, 1972, 1973b). Grupul inferior, al pîzelor de soclu, pe care l-am denumit sistemul pîzelor central estcarpatice cuprinde pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică și unitatea de Bretila, ultima cu o constituție complexă și încă nu pe deplin lămurită. Grupul superior cuprinde pînze de cuvertură, de decolare gravitațională și este cunoscut sub denumirea de sistemul pîzelor transilvane; la alcătuirea lui iau parte cel puțin două unități: pînza de Hăghimaș și pînza de Per-



șani. Tectogeneza principală care a generat structura în pînze a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali este mezocretacică. Cuvertura post-tectonică debutează aici cu conglomerate vracono-cenomaniene, ce acoperă transgresiv toate unitățile șariate.

Problema vîrstei pînzei gnaiselor de Rarău

Periclinul sud-estic al sinclinalului Rarău ne-a oferit posibilitatea să analizăm și să precizăm raporturile ce există între formațiunile triasice bucovinice și cele două serii cristalofiliene din soclul lor, seria de Bretila-Rarău și seria de Tulgheș. Urmărind profilele deschise de văile din bazinul superior al pîriului Slătioara (pîriul Ursului, pîriul lui Ion și pîriul Elvirei), de pe creasta dintre bazinul Ostrei și al Bistriței și de la izvoarele pîriul Chiril am putut constata că :

— formațiunile triasic-inferioare acoperă deopotrivă și fără între-rupere atît șisturile cristaline ale seriei de Tulgheș cît și pe cele ale seriei de Bretila-Rarău ;

— contactul tectonic reprezentat de urma planului de șariaj al pînzei gnaiselor de Rarău este și el acoperit de formațiuni triasice, la izvoarele pîriul Hogeia.

O situație similară se poate observa și în anticlinalul traversat de Izvorul Alb în dreptul confluentei cu pîriul Limpedea, unde formațiunile triasice acoperă cele două serii cristaline precum și contactul tectonic dintre ele.

Analizînd mai spre nord dispoziția generală a formațiunilor triasice din cele două flancuri ale sinclinalului Rarău constatăm că în timp ce pe flancul vestic Triasicul bucovinic se aşază pe formațiunile seriei de Bretila-Rarău, pe flancul estic (extern) ele repauzează pe șisturile epizonale ale seriei de Tulgheș. Cele mai clare situații de acest gen se pot observa pe valea Moldovei la Botuș și pe pîriul Mostici (Breaza). În același sens mai poate fi menționată și situația de pe muchia Braniștei, pe flancul intern al sinclinalului, unde cuartitele seisiene și dolomitele masive ale Triasicului depășesc seria de Bretila-Rarău și ajung să se așeze pe seria de Tulgheș.

Toate faptele expuse mai sus conduc spre o unică concluzie : pînza gnaiselor de Rarău este antetriasică, cu alte cuvinte antealpină. Este de fapt confirmarea unei concepții susținută încă de S t r e c k e i s e n (1934) și K r ä u t n e r (1938) mai de mult și de S ă n d u l e s c u (1969, 1972, 1973) în ultimul timp. Generalizînd această concluzie se poate afirma că soclul prealpin al pînzei bucovinice păstrează urmele unei tectogeneze hercinice, sau mai veche, care a determinat procese de șariaj și încălecări, probabil cu vergență vestică. Ignorarea acestor situații poate duce și a dus la confuzii însemnante privind paleogeografia formațiunilor mezozoice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali.

În sensul celor de mai sus trebuie să atragem atenția că ceea ce se înțelege prin unitatea de Putna și unitatea de Rarău (M u r e ș a n, 1967 ;



Bercia et al., 1971¹³) nu sunt altceva decât unităile prealpine ce constituie împreună soclul pînzei bucovinice, aceasta din urmă alpină.

Problema deformărilor preparoxismale

Exceptînd discordanțele simple care abundă în seriile mezozoice ale pîzelor central estcarpatice reîn atenția două momente de deformare preparoxismală marcate de discordanțe unghiulare.

Prima este cea corespunzătoare tectogenezei labinice și care este marcată de discordanță unghiulară din baza stratelor cu jaspuri. Cea de a doua se plasează între conglomeratele de Muncel și Formațiunea de Wildflysch.

Urmărind solzii marcați de aflorarea stratelor cu *Aptychus* și în care sunt antrenate și conglomeratele de Muncel, se constată că la sud de valea Moldovei, ei sunt succesiv acoperiți de Formațiunea de Wildflysch. În acest fel este pus în evidență un moment de deformare important situat la limita între Hauterivian și Barremian sau în Barremianul inferior și care corespunde tectogenezei austro-alpine. Importanța acestor deformări este subliniată de faptul că ele aduc în contact formațiuni sincrone dar heteropice adică stratele de Pojorîta și stratele cu *Aptychus*. Se pune astfel problema dacă digitația Sadova nu este cumva un element austro-alpin. Ipoteza pare confirmată și de faptul că în timpul deformărilor paroxismale, mezocretacice, ea a făcut corp comun cu pînza bucovinică în ansamblul ei.

Deformările austroalpine au fost recunoscute și în multe alte părți ale pînzei bucovinice (Patrulus et al., 1969; Sandulescu, 1969, 1972¹⁴). De această fază poate fi legată și exondarea generală a domeniilor sub-bucovinic și de Bretila, pe care nu se mai cunoște formațiuni barremian-albiene, echivalente Wildflysch-ului.

Tot în categoria deformărilor preparoxismale se înscriu și discordanțele observate în unele din klippele transilvane în baza calcarelor tithonice sau urgoniene. Ele pot apartine tectogenezelor nevadiene și austro-alpine.

Problema retroîncălecărilor și retrocutterilor

Ulterior punerii în loc a pîzelor ce alcătuiesc zona cristalino-mezozoică au avut loc deformări postume cu vergență vestică de tipul retrocutterilor și retroîncălecărilor.

Planul pînzei bucovinice este evident deversat spre vest situație ce se poate observa foarte bine în valea Moldovei la Gura Sadovei. Fenomenul este mult mai general întrucît afectează și pînzele flișului pînă la

¹³ I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu, Monografia formațiunilor metamorfice a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

¹⁴ Op. cit. pct. 3.

pînza de Audia inclusiv. Avînd în vedere că aceasta din urmă a fost șariată la începutul Miocenului inferior se poate presupune că retrodeformările sînt de vîrstă miocen-medie.

Retroîncălecările sunt mai rare. Ele se evidențiază doar în cîteva puncte pe flancul intern al sinclinalului Rarău la Pojorîta, pe muntele Tîmpa și pe pîriul Deremoxa. Se pare, după datele de literatură, că spre nord de Tătarca retroîncălecările devin din ce în ce mai frecvente.

Nu este lipsit de interes să arătăm că recutarea, cu vergențe vestice, a planului pînzelor de soclu ce au fost considerate în profilul Iacobeni-Pojorîta a fost figurată cu mult timp înainte de K o b e r (1931), care considera formațiunile mezozoice de la Iacobeni și Valea Putnei în fereastră. Mai tîrziu planele de contact anormal între cristalin și formațiunile sedimentare au fost considerate ca simple falii de încălecare cu vergență vestică (D i m i t r e s c u, 1960, 1965; B e r c i a et al., 1967; M u t i h a c, 1968) pentru că din nou ele să capete valoarea de plane de șariaj (B e r c i a et al., 1971; J o j a et al., 1968; S ă n d u l e s c u, 1972; D u m i t r e s c u, S ă n d u l e s c u, 1970).

Problemele paleogeografice ale domeniului transilvan

Constituția extrem de variată a seriilor transilvane precum și particularitățile unora din olistolitele aparținînd acestora, sugerează proveniența lor dintr-un domeniu de sedimentare ce a avut o configurație nebănuit de complexă. În linii mari se poate admite că domeniul transilvan a fost dominat de două elemente paleotectonice: zona de sedimentare a seriei de Perșani și cea a seriei de Hăghmaș-Rarău, prima fiind considerată (S ă n d u l e s c u, 1969, 1973b) externă celei de a doua. Acestea li se ar adăuga ridul pretransilvan cu sedimentare redusă și în general pelagică sau neritică organogenă. Punerea în evidență în sinclinalul Rarău a unor elemente transilvane în care calcarele tithonice stau direct pe dolomite triasice sau calcarele urgoniene sunt transgresive pe aceleași dolomite ne face să credem că alcătuirea domeniului transilvan era mult mai complicată în sensul că se ar putea să nu avem de-a face cu o singură ridicare de tip rid ci cu două sau mai multe. Ele ar fi locul de origine a acestor succesiuni foarte lacunare cu intreruperi de sedimentare sau eroziuni importante. Este greu încă să aranjăm în detaliu toate aceste elemente paleotectonice preparoxismale. Am vrea doar să mai amintim pentru a întregi imaginea domeniului transilvan că la constituția pînzei de Hăghmaș iau parte unele formațiuni care amintesc componente ale pînzei de Trascău (Bedeau) și anume calcarele roșii kimmeridgiene (tip ammonitico rosso în ambele pînze) și calcarele de Stramberg tithonice. Este o apropiere deloc întimplătoare dacă ținem seama de ipoteza pe care am avansat-o mai de mult și anume că domeniul paleogeografic al Munților Metaliferi de sud și cel transilvan se învecinau în cadrul unui areal complex pe care îl denumisem megasillonul dacic intern (S ă n d u l e s c u, 1973b).



CONCLUZII

Din multitudinea de fapte expuse în nota de față am vrea să subliniem cîteva concluzii pe care le considerăm mai importante :

— în sinclinalul Rarău există dovezi indubitabile care demonstrează vîrsta antetriasică a pînzei gnaiselor de Rarău ; această pînză este un element hercinic sau mai vechi înglobat în soclul cristalin al pînzei bucovinice ;

— constituția complexă a seriilor transilvane din sinclinalul Rarău sugerează o alcătuire paleotectonică în aceeași măsură de complicată a domeniului transilvan ;

— relațiile constatate între rocile eruptive bazice și ultrabazice din seriile transilvane și rocile sedimentare ce le sunt asociate pledează pentru o activitate ofiolitică ce s-a putut întinde din Triasic pînă în Cretacicul inferior ; relațiile de superpoziție ce există între rocile eruptive și roci sedimentare de diferite vîrste sprijină ideea genezei domeniului transilvan prin procese similare cu expansiunea fundurilor oceanice actuale ;

— dintre tectogenezele preparoxismale care s-au materializat prin discordanțe unghiulare sunt ilustrate, în sinclinalul Rarău cele legate de faza labinică și de faza austroalpină.

BIBLIOGRAFIE

- Antonescu E., Patrulius D., Popescu Illeana (1976) Corelarea biocronologică preliminară pe baza asociațiilor palinologice a citorva formațiuni din România atribuite Triasicului inferior. *D. S. Inst. Geol. Geof. LXII/5*, București.
- Atanasiu I. (1928) Recherches géologiques dans les environs de Tulgheș. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XIII, București.
- Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei — Iacobeni (Carpății Orientali). *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, București.
- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Soc. St. Nat. Geogr., Comunic. geol.-geogr.* (1957—1958). București.
- (1965) Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni. *D.S. Com. Geol.*, LI, 1. București.
- Dumitrescu I., Sandulescu M. (1970) Harta tectonică a României, sc. 1 : 1.000.000. *Inst. Geol.* București.
- Grasu C. (1970) Contribuții la cunoașterea Triasicului din sinclinalul Hăghimaș. Lucrările staț. „Stejarul”.
- Ilie M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cimpulungul Moldovei-Pîriul Cailor. *An. Inst. Geol.*, XXX. București.
- Joja T., Mutihac V., Mureșan M. (1968) Cristalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector). *Inst. Geol. Congr.*, XXIII Sess. Prague. Guide to excursion 46 AC, Rumania. *Inst. Geol.* București.
- Kober L. (1931) Das Alpine Europa. Ed. Borntraeger. Berlin.
- Kräutner Th. (1938) Das cristalline massif von Rodna (Östkarpaten), *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XIX. București.



- M e r h a r d t G. (1910) Neue Funde aus der Trias der Bukowina. *Mitt. geol. Ges. Wien*, III. Viena.
- M u r e ș a n M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. RSR, Stud. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.*, 12, 1. București.
- (1970)) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.*, LVI, 4. București.
- M u t i h a c V., B r a t u E l e n a (1965) Fazies und Alter der Ablagerungen aus dem nördlichen Abschnitt des estkarpatischen Aussenrandmulde. *Carp. Balk. Geol. Assoc.*, VII Congr. Sofia, Rep. II, 2. Sofia.
- (1966) Probleme de stratigrafie și tectonică privind sinclinalul Rarăului. *Acad. RSR, Stud. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.*, 11, 2. București.
 - (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal intern. Ed. Acad. RSR. București.
- P a t r ú l i u s D., P o p a E l e n a, P o p e s c u I l e a n a (1969) Structura pinzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXVIII, București.
- , B l e a h u M., P o p e s c u I l e a n a, B ó r d e a S. (1971) Guide book to excursions of the IInd Triasic Colloquium Carpato-Balkan Association. The Triasic Formations of the Apuseni Mountains and the East Carpathians Bend. Geol. Inst. București.
- P o p e s c u G r., P a t r u l i u s D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.*, XXXIV, București.
- P r e d a I., P e l i n M. (1963) Contribuții la cunoașterea geologiei împrejurimilor Lacului Roșu (Carpații Orientali). *Soc. St. Nat. Geogr., Comunic. geol.*, II. București.
- R ă d u l e s c u D., S ă n d u l e s c u M. (1973) The Plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectoniophysic* 16. Amsterdam.
- S ă n d u l e s c u M. (1967) La nappe de Hăgimaș, une nouvelle nappe de decollement dans les Carpates Orientales. *Carp.—Balk. Geol. Assoc.. VIII Congr. Rep. I* Belgrade.
- (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hășmaș. *D. S. Inst. Geol.*, LIV, 3. București.
 - (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII, 5. București.
 - (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 5. București.
 - (1973b) Essai de reconstruction des éléments préparoxismaux alpins des Dacides (Internides) Orientales. *Acad. RSR., Rev. géol. géophys. géogr., sér. Géol.*, 17, 1. București.
 - (1974) Corelarea seriilor mezozoice din sinclinalele Rarău și Hăgimaș (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LX, 5. București.
 - (1975) Studiu geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăgimaș. *An. Inst. Geol. Geof.*, XLV. București.
 - T o m e s c u C a m e l i a, I v a M a r i a n a (1976) Date noi cu privire la microfaciesurile și biostratigrafia formațiunilor mezozoice din sinclinalul Rarău. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXII/4, București.
- S t ă n o i u I. (1967) Noi date stratigrafice asupra Jurasicului din valea Tătarca-valea Luca-vei. *D. S. Com. Geol.* III, 1. București.
- S t r e c k e i s e n A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI. București.
- T u r c u l e ș I. (1971) Recherches géologiques sur les dépôts jurassiques et éocrétacés de la cuvette Rarău-Breaza. *Inst. Geol., St. tehn. econ., seria J.* 10, București.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA STRATIGRAPHIE ET DE LA POSITION TECTONIQUE DES SÉRIES MÉSOZOÏQUES DU BASSIN SUPÉRIEUR DE LA VALLÉE DE LA MOLDOVA (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Le synclinal de Rarău est un synclinal de nappes situé sur le bord externe de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales. On y trouve plusieurs nappes superposées, qui appartiennent à deux systèmes : le système central est-carpatique, constitué de nappes de socle (de haut en bas : la nappe bucovinienne, la nappe sub-bucovinienne et l'unité de Bretila, dont la constitution est complexe plurifaciale) et le système transylvain, formé de nappes de décollement (la nappe de Hăghimaș et la nappe de Perșani).

Stratigraphie

Les dernières contributions principales au développement de la connaissance stratigraphique des formations mésozoïques de la haute vallée de la Moldova sont dues à : Popescu et Patrulius (1974), Mutihac (1966, 1968), Turculeț (1971), Patrulius et al. (1971), Săndulescu (1973a, 1974) et Săndulescu, Tomescu, Iva (1976). En corroborant les données de toutes ces notes et de nos dernières recherches, on arrive aux suivantes successions stratigraphiques des séries mésozoïques des unités étudiées :

Série bucovinienne (pl. II)

Le socle de cette série est constitué de formations cristallophylliennes épimétamorphiques (série de Tulgheș) et mésométamorphiques (série de Bretila-Rarău) ; les deux séries sont recouvertes en transgression par le Trias bucovinien.

Reposant en discordance au-dessus de la série de Tulgheș, suit une séquence silto-quartzitique, chloritique, très faiblement métamorphisée ; son âge est probablement paléozoïque (antécarbonifère supérieur).

Carbonifère supérieur (?) : brèches à débris angulaires et à matrice sableuse (du type de la brèche de Hăghimaș — Murusan, 1970) ;

Werfénien : congolérats et grès quartzitiques surmontés par des calcaires lités, gris sombre ;

Anisien : dolomies, par endroits lités à la base ; la séquence dolomitique débute probablement au Campilien terminal ;

Ladinien : couches à jaspes surmontées par des calcaires blancs, par endroits lités (Piatra Soimului) ;

Norien : calcaires massifs organogènes (Piatra Soimului) ;

Lias (inférieur?) : bauxites ooïdiques ;

Dogger : calcaires sableux ;

Tithonique-Néocomien : deux séquences synchrones et hétéropiques se développent dans le domaine bucovinien ;

les couches de Pojorita (Tithonique-Berriasien) — flysch gréso-schisteux siliceux caractérisant la partie frontale de la nappe bucovinienne (digitation de Sadova), surmonté par des calcarénites à silex valanginiens et



les „couches à *Aptychus*” (Tithonique-Valanginien) plus internes, pélagiques ; les deux séquences sont surmontées en transgression par les conglomérats de Muncel (Hauterivien et Barrémien inférieur) ;

Barrémien (supérieur)-Albien : Formation de Wildflysch, dans laquelle des klippes sédimentaires appartenant aux nappes transylvaines sont englobées.

Série sub-bucovinienne (pl. II)

Le socle est représenté par la séric de Tulgheş, épimétamorphique.

Carbonifère supérieur : les brèches de type Hăghimaş y sont également représentées ; Werfénien : conglomérats et grès quartzitiques suivis, par endroits, des schistes calcaires ;

Anisien (et Campilien terminal?) : dolomies ;

Ladinien : siltites rouges silicuses, à intercalations sporadiques de jaspes, suivie de calcaires litéés gris ;

Lias (inférieur?) : séquence schisto-gréseuse, limonitique, noirâtre ;

Néocomien : brèches et calcarénites polymictiques.

Série de Iacobeni (pl. II)

Le socle cristallin y est représenté par les formations mésométamorphiques de la série de Rebra-Barnar.

Werfénien : conglomérats et grès quartzitiques, surmontés par endroits par des schistes siltitiques rouges à intercalations calcaires ;

Anisien : dolomies bitumineuses litées, de type Guttenstein ;

Ladinien (?) et/ou Trias supérieur : calcaires litéés roses et violacés, à intercalations de schistes violacés et verts (chloriteux) suivis par des calcaires marmoréens ;

Lias (?) conglomérats quartzitiques ;

Dogger : calcaires gréseux ;

Lambeaux de rabotage de Măgurele (pl. II)

Ladinien : calcaires et calcaires dolomitiques, bitumineux ;

Tithonique : calcaires finement litéés à *Clypeina jurassica* ;

Néocomien : brèches et calcarénites polymictiques.

Les lambeaux de Măgurele ont été fort probablement rabotés du domaine de Bretila. Ils proviennent ou de la même zone que la série de Iacobeni, ou bien d'une zone voisine à celle-ci.

Séries transylvaines (fig. 2)

La reconstitution des séries transylvaines, actuellement fort dissociées, soulève des problèmes compliqués.

C'est au Trias surtout que les deux séries transylvaines peuvent être distinguées.

La série de Hăghimaş-Rarău présente la suivante succession :

Werfénien : grès quartzitiques suivis par des schistes violacés siltitiques ;

Anisien : dolomies, calcaires dolomitiques, calcaires à rognons de dolomie ;

Ladinien : calcaires à silex, jaspes ;

Carnien-Norien : calcaires blancs massifs, calcaires litéés à petits rognons siliceux ; calcaires bréchiques rouges (noriens supérieurs).



La série de Persani est constituée de :

Werfénien : grès quartzitiques micacées du type „Werfener Sandstein” surmontés par des „couches de Werfen” (marnes et grès calcaires) et des couches de Campil (calcaires marneux finement lités) ;

Anisien : calcaires et dolomies bitumineuses ;

Ladinien : calcaires rouges de type Hallstätt ;

Norien : calcaires rouges et blancs.

Outre les formations triasiques mentionnées ci-dessus, on a signalé encore des dépôts de cet âge (calcaires de type Wetterstein du Ladinien terminal-Carnien basal; calcaires gris-carniens, calcaires marneux sombres et calcaires crinoïdaux blancs, du Norien) dont le pays d'origine peut être la ride prétransylvaine.

Les formations du Jurassique inférieur et moyen, connues seulement sous la forme des klippes sédimentaires, revêtent des faciès marneux et marno-gréseux.

Les calcaires rouges à *Saccocoma* du Kimméridgien et les calcaires tithoniques de type Stramberg se rattachent à la série de Hăghimaș. Également à cette série appartiennent les calcaires urgoniens.

Le problème des roches éruptives

Dans le synclinal de Rarău on connaît des roches basiques, ultrabasiques et alcalines. Celles ultrabasiques et alcalines sont clairement associées avec les formations mésozoïques transylvaines, aussi bien dans les lambeaux de recouvrement que dans des klippes sédimentaires. Leur appartenance au domaine transylvain ne pose donc pas de problèmes.

Les roches basiques, représentées par des spilites, affleurent dans l'aréal occupé par la Formation de Wildflysch, dans deux situations différentes :

isolées dans la masse du Wildflysch, où des cinérites basiques et des jaspes sont également intercalés, et

associées à certaines klippes sédimentaires d'origine transylvaine.

Ce dualisme dans le mode d'apparition des roches basiques nous oblige à admettre qu'elles représentent aussi bien des éléments allochtones liés génétiquement aux séries transylvaines, que des magmatites mises en place pendant l'accumulation de la Formation de Wildflysch et dans le même bassin que celle-ci.

En ce qui concerne l'âge des roches basiques et ultrabasiques des séries transylvaines, l'étude de la région nous a permis d'affirmer que l'activité magmatique ophiolitique du domaine transylvain s'est déroulée depuis le Trias jusqu'au Crétacé inférieur. Cette évolution du magmatisme transylvain est illustrée par le fait que les ophiolites sont recouvertes en discordance par des roches triasiques, jurassiques supérieures et crétacées inférieures. Ces situations différentes illustrent en somme l'expansion dans le temps du socle simé du domaine transylvain (Rădulescu, Sandulescu, 1973; Sandulescu, 1973b), des morceaux de plus en plus jeunes de socle étant recouverts par des formations sédimentaires toujours plus jeunes.

Tectonique

Le problème de l'âge de la nappe des gneiss de Rarău

L'étude de la zone périclinale sud-est du synclinal de Rarău nous a porté à préciser l'âge antéalpin de la nappe des gneiss de Rarău. Cette nappe est constituée par des formations cristallophylliennes appartenant à la série de Bretila-Rarău qui recouvrent tectoniquement les schistes cristallins épizonaux de la série de Tulgheș. Dans le bassin supérieur du ruisseau



Slătioara on peut voir clairement que les deux séries sont recouvertes en transgression par le même Trias bucovinien; celui-ci recouvre aussi le contact tectonique entre les deux séries cristallines. Ces observations sont confirmées dans la coupe du ruisseau Izvorul Muntelui, où sous le Trias bucovinien affleurent les deux séries mentionnées, les formations sédimentaires recouvrant également le contact tectonique.

L'âge antéalpin de la nappe des gneiss de Rarău, qui a été depuis longtemps soutenu (Streckeisen, 1934; Kräutner, 1938) et récemment réaffirmé (Sandulescu, 1969, 1972 etc.) montre que le socle de la nappe bucovinienne présente une structure complexe à charriages probablement hercyniens. Si l'on ignore cette situation, on est conduit à commettre de graves erreurs, surtout en ce qui concerne la paléotectonique et la paléogeographie alpine de la zone cristallino-mésozoïque.

Il faut souligner aussi que les unités de Putna et de Rarău, que certains auteurs considèrent comme alpines (Mureșan, 1967; Bercia et al., 1971) ne représentent que des unités préalpines du socle de la nappe bucovinienne, cette dernière étant alpine.

Déformations préparoxysmales

Excepté les nombreuses discordances simples, deux moments de déformation préparoxysmale marqués par des discordances angulaires attirent l'attention dans les séries mésozoïques des nappes centrales est-carpatiennes.

La première est marquée par la disposition discordante des couches à jaspes (fig. 1); elle correspond fort probablement aux déformations ladiniques.

Des déformations assez importantes ont précédé le dépôt de la Formation de Wildflysch. Elles sont marquées par l'écaillage de la partie frontale de la nappe bucovinienne, écailles qui sont recouvertes en discordance par le Wildflysch. Dans ces écailles prébarrémiennes les plus jeunes formations intéressées sont les conglomérats de Muncelu, fait qui permet de rapporter la discordance angulaire à la phase austro-alpine, qui a été d'ailleurs reconnue à plusieurs endroits dans la nappe bucovinienne (Patruliș et al., 1969; Sandulescu, 1969, 1972, 1975). A ce moment correspond aussi l'exondation générale des domaines sub-bucovinien et de Bretila, où des formations plus jeunes que le Néocomien ne sont guère connues.

Rérochevauchements et rétroplissements

La majeure partie des déformations posthumes qui ont affecté l'ensemble des nappes superposées de la zone cristallino-mésozoïque sont de vergence ouest. Les plans de charriage ont été — par endroits — visiblement plissés, en même temps probablement que ceux des nappes internes de la zone du flysch. Leur âge serait ainsi miocène. Les rétrochevauchements sont plus rares et se placent surtout sur le flanc interne du synclinal de Rarău.

Les problèmes paléogéographiques du domaine transylvain

La constitution variée des éléments transylvains (nappes et klippes sédimentaires) montre qu'ils proviennent d'un domaine dont la configuration paléogéographique et paléotectonique était d'une remarquable complexité. Ce domaine, à socle simique, comportait au moins trois zones principales: la zone correspondant à la nappe de Hăghimaș, la zone correspondant à la nappe de Persani et la ride prétransylvaine (Sandulescu, 1972, 1973 b). L'existence — dans le synclinal de Rarău — des klippes sédimentaires dans lesquelles



les calcaires tithoniques ou urgoniens reposent en discordance sur les dolomies triasiques montre qu'on doit, peut-être, y envisager l'existence de plusieurs rides.

La constitution complexe du domaine transylvain met en évidence le fait que le méga-sillon dacique interne (Săndulescu, 1973 b), auquel s'ajoutent les Métallifères méridionales, représente, dans l'ensemble de la chaîne carpatique, un élément paléotectonique de premier ordre.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

I — Zone du Flysch, Albien : 1, Nappe de Audia (grès glauconieux); Vraconien-Albien : 2, Nappe du Flysch Courbicortical. A — Nappe de Ceahlău, Aptien-Barrémien : 3, Digitation de Breaza (couches de Piscul cu Brazi); 4a, Digitation de Ciuc, couches de Bistra, Néocomien-Tithonique ; 4b, couches de Sinaia. II — Couverture post-tectonique, Cénomanien-Vraconien : 5, conglomérats de Birnadar. III — Zone Cristallino-Mésozoïque. A — Nappes transylvaines et olistolithes, Urgonien : 6, calcaires organogènes, Tithonique : 7, calcaires rouges, Kiunméridgien : 8, calcaires rouges bréchiques, Jurassique moyen ; 9, calcaires gréseux et gréso-calcaires, Trias supérieur : 10, calcaires rouges ; 11, calcaires lités. Ladinien : 12, serpentinites, dunites, syénites, gabbros ; 13, calcaires à silex, jaspes, Anisien ; 14a, dolomies ; 14b, calcaires et dolomies bitumineuses, vermiculées, Trias inférieur : 15a, couches de Werfen, schistes de Campil, schistes rouges ; 15b, grès quartzitiques muscovitiques, grès quartzitiques blancs. B — Nappe bucovinienne, Albien-Barrémien (supérieur) : 16, Formation de Wildflysch, à brèche de Tătarca, b-couches à jaspes, c-brèches, d-roches basiques, e-mégabrèches, Barrémien inférieur-Hauterivien : 17, conglomérats de Muncel, Valanginién, Berriasien, Tithonique : 18a, couches à *Aptychus* ; 18b, calcarénites à silexes ; 18c, couches de Pojorita, Jurassique moyen : 19, calcaires gréseux, Norien : 20, calcaires massifs organogènes. Ladinien : 21a, calcaires blancs, 21b, couches à jaspes, Anisien-Campilién supérieur : 22, dolomies, dolomies litées, Campilién : 23, calcaires gris en plaquettes. Séïsien : 24, conglomérats et grès, quartzitiques, Carbonifère supérieur : 25, brèches, Paléozoïque(?) : 26, siltithes chloriteux, grès verts. Schistes cristallins : 27a, série de Tulgheș ; 27b, série de Bretila-Rarău. C — Nappe sub-bucovinienne, Néocomien : 28, brèches polymictiques, calcarénites, Jurassique inférieur : 29, siltithes sombres, grès limonitiques, Ladinien : 30, siltithes radiolaritiques rouges, Anisien : 31, dolomies, Trias inférieur : 32, schistes calcaires de type Campil, grès et conglomérats quartzitiques. Schistes cristallins : 33, série de Tibău ; 34, série de Tulgheș. D — Unité de Argestru, Paléozoïque : 35, série de Argestru. E — Unité de Bretila, Jurassique moyen : 36 calcaires gréseux, Trias supérieur : 37, calcaires roses, en plaquettes, calcaires blancs marmoréens. Anisien : 38, Dolomies bitumineuses, Trias inférieur : 39, conglomérats quartzitiques, schistes rouges, schistes cristallins : 40, série de Rebra-Barnar, F — Lambeaux de rabotage, Măgurele, Néocomien : 41, brèches, microconglomérates, Tithonique : 42, calcaires fins, gris, lités, Ladinien : 43, calcaires bitumineux ; 44, nappe de charriage ; 45, digitation ; 46, faille inverse, 47, failles verticales, décrochements ; 48, olistolithes (âge, cf. séries transylvaines) ; 49, olistolithes moins grands que 500 m³ ; 50a, alluvions et terrasses ; 50b, éboulements ; 50c, cônes de déjection.



Planche II

Corrélation des formations mésozoïques des nappes centrales est-carpates. 1, brèches polymictiques ; 2, grès et conglomérats quartzitiques ; 3, calcarénites à silexes ; 4, flysch de Pojorita ; 5, gréso-calcaires ; 6, argiles à blocs ; 7, siltithes et grès ; 8, siltithes et grès limonitiques ; 9, silicolithes ; 10, marnocalcaires ; 11, calcaires ; 12, calcaires noduleux ; 13, calcaires massifs organogènes ; 14, calcaires bitumineux ; 15, dolomies ; 16, dolomies bitumineuses ; 17, RB : série de Rebra-Barnar ; 18, Rr : série des gneiss de Rarău ; 19, Tg : série de Tulgheș.

ÎNTREBĂRI

P. Dumitrică : După cum s-a văzut din coloanele stratigrafice prezentate, se pare că Dv. raportați toate radiolaritele din sinclinalul Rarău la Triasic. Mutihac, din contră, consideră aceste radiolarite drept callovian-oxfordiene. Există într-adevăr un singur nivel de radiolarite sau două ? În acest caz ce vîrstă acordăți jaspurilor și radiolaritelor din cariera Pojorita ? Pun această întrebare deoarece am cercetat radiolarii din cariera Pojorita și pot spune sigur că nu sunt în nici un caz triasici, ci jurasic-superiori. Or, în fața argumentelor de ordin litostatigrafic, tectonic sau de altă natură, cel de ordin biostratigrafic are prioritate. De aici, adică de la vîrstă sugerată de conținutul în radiolarii, consider că trebuie să plecăm pentru a stabili vîrstă lor și nu de la una sau alta din interpretările de ordin structural.

Răspuns : Problema vîrstei radiolaritelor din sinclinalul Rarău a fost dezbatută pe larg de cel puțin 50 de ani. În seria bucovinică din sinclinalul marginal (Hăghimaș) am putut pune în evidență, în ultimii 10 ani, cel puțin patru nivele stratigrafice la care se găsesc jaspuri : două în Triasic, unul în Callovian-Oxfordian și unul la baza Wildflysch-ului în Barremian. În lucrările făcute pînă acum în sinclinalul Rarău am recunoscut cel puțin două dintre aceste nivele (în Triasic și Barremian). Problema jaspurilor callovian-oxfordiene rămîne aici într-adevăr deschisă. Dificultatea mare constă în primul rînd în faptul că n-ar fi exclus, avînd în vedere numeroasele lacune ce există în seria bucovinică, să existe situații în care două nivele de jaspuri de vîrstă diferită să vină în contact direct.

În ceea ce privește cazul particular al carierei Pojorita ținem să atragem atenția asupra faptului că acolo sunt deschise două pachete de jaspuri. Ele au fost în general considerate de aceeași vîrstă, dar, în urma unor studii mai detaliate, n-ar fi exclus să se dovedească a avea vîrste diferite.

Referitor la acordarea vîrstei priorități argumentelor ce trebuie avute în vedere la analiza unei situații geologice, ne îndoim că aceasta ar fi cea mai corectă metodă științifică. Numai analiza complexă a tuturor elementelor poate contribui efectiv la găsirea unor soluții acceptabile. În acest context reamintim că analizele de radiolarii sunt menționate acum pentru prima dată de Dv., aşa încît nu s-a putut ține seama de ele în considerațiile făcute.

M. Duciuc : Care sunt raporturile dintre micul masiv cristalofilian al Girbovei (munții Perșani), aparținind fundamentalului seriei bucovinice, și seria de Perșani descrisă de autor, pe de o parte, și și dintre acestea două și pinza transilvană, pe de altă parte ?

Răspuns : Seria de Perșani caracterizează pinza cu același nume din sistemul pinzelor transilvane. În acest sens, în partea sudică a munților Perșani, ea se confundă cu ceea ce a fost



descriș sub denumirea de serie transilvană de D. Patruliș și colaboratorii. Cristalinul Girbovei face parte din pînza bucovinică și constituie parautohtonul pînzei transilvane de Perșani.

DISCUȚII

H. G. Krăutner: Utilizarea denumirii de „unitatea de Bretila” pentru unitatea tectonică care apare în fereastra Iacobeni pare neadecvată, avind în vedere pe de o parte că noțiunea de „Bretila” este utilizată începînd din 1938 de toți geologii pentru a defini o unitate litotectonico-stratigrafică a formațiunilor metamorfice, iar pe de altă parte datorită faptului că, după cum susțineți și Dv., nu este vorba de o singură unitate tectonică, ci de un grup de pînze ale căror relații sunt mascate de unitățile săriate cu poziție superioară. După recunoașterea existenței acestui grup de unități stratigrafice cu poziție inferioară în esafodajul de pînze al zonei cristaline și cu particularități litologice distințe, în 1972 s-a ajuns la un consens al autorilor care au evidențiat pentru prima dată acest grup de unități de a le denumi „grupul pînzelor maramureșene”.

Răspuns: Denumirea de „unitate de Bretila” a fost prima dată folosită pentru a desemna unitatea ce aflorează în fereastra Iacobeni de Bercia și Bercia (1970). Noi am preluat această denumire în mai multe lucrări (Sandulescu, 1972, 1973 a, b) și am menținut-o din dorința de a fi consecvenți și de a nu încărca lectorul cu prea multe sinonimii. Ea a mai fost denumită după 1970 mai întîi grupa pînzelor dorneene (Bercia et al., 1971) și apoi grupa pînzelor maramureșene (Krăutner, 1973). Considerăm că ar fi foarte util să se ajungă la o unificare a nomenclaturii, dar nu numai prin înțelegeri colaterale, ci prin discuții la care să participe toți cei care lucrează în Carpații Orientali. De altfel ar fi util ca pînă la definitivarea cercetărilor privind unitățile inferioare pînzei sub-bucovinice să nu se ia încă o hotărîre definitivă, întrucât este de dorit ca fiecare unitate din grupul amintit să capete o denumire adecvată.



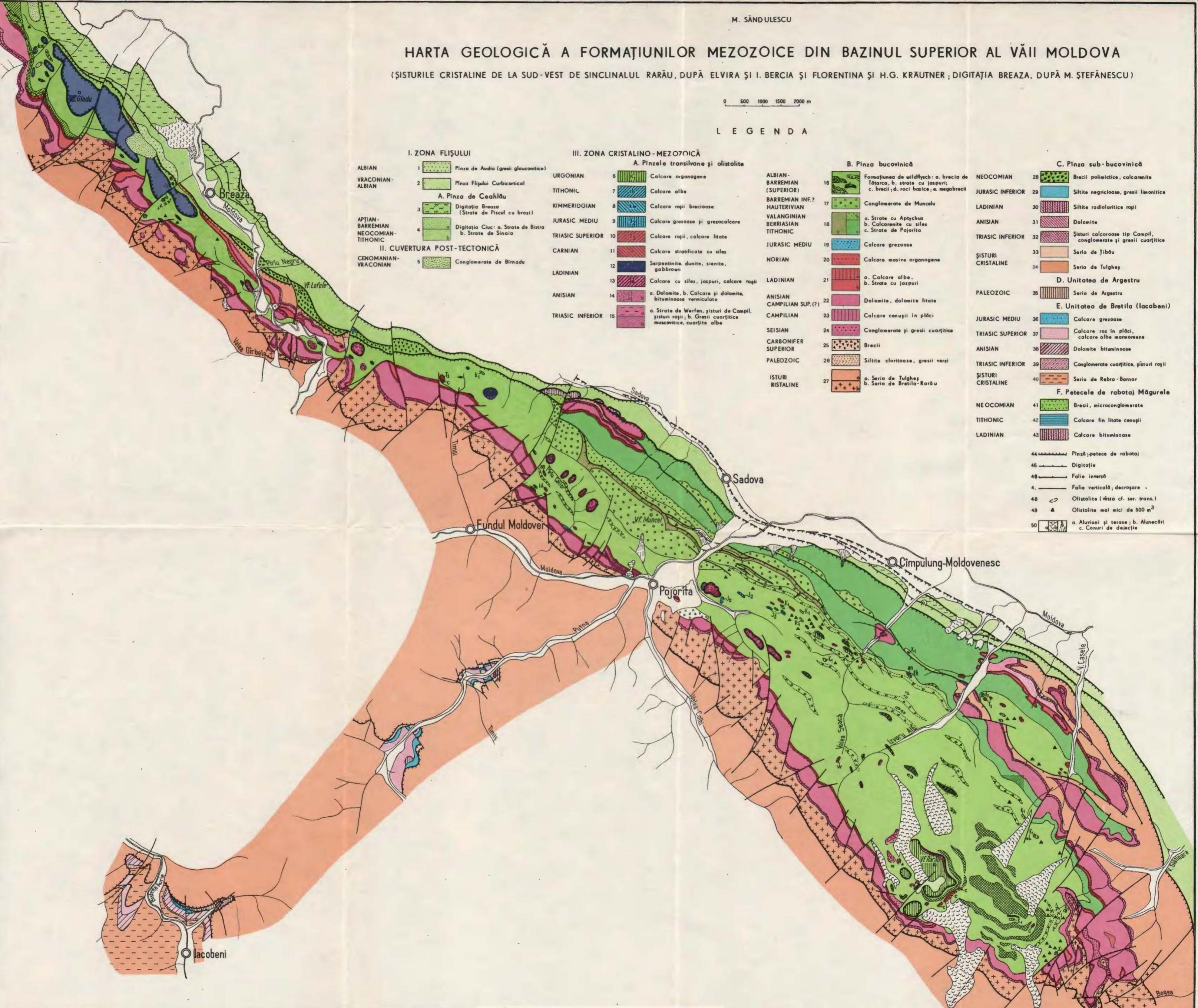
M. SĂNDULESC

HARTA GEOLOGICĂ A FORMAȚIUNILOR MEZOZOICE DIN BAZINUL SUPERIOR AL VĂII MOLDOVA

(ŞISTURILE CRISTALINE DE LA SUD-VEST DE SINCLINALUL RARĂU, DUPĂ ELVIRA ȘI I. BERCFIA ȘI FLORENTINA ȘI H.G. KRAUTNER; DIGITAREA BREAZA, DUPĂ M. ȘTEFĂNESCU)

0 500 1000 1500 2000

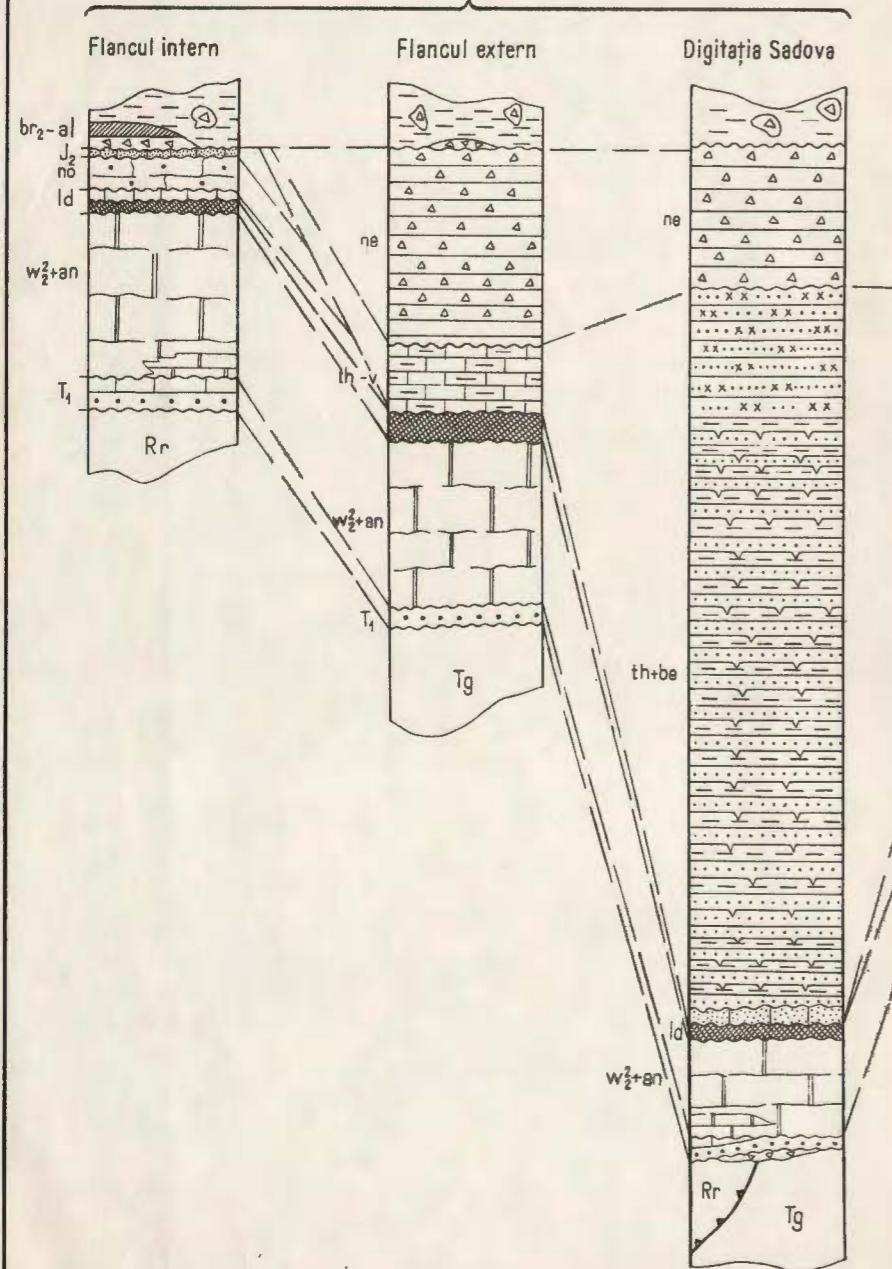
L E G E N D



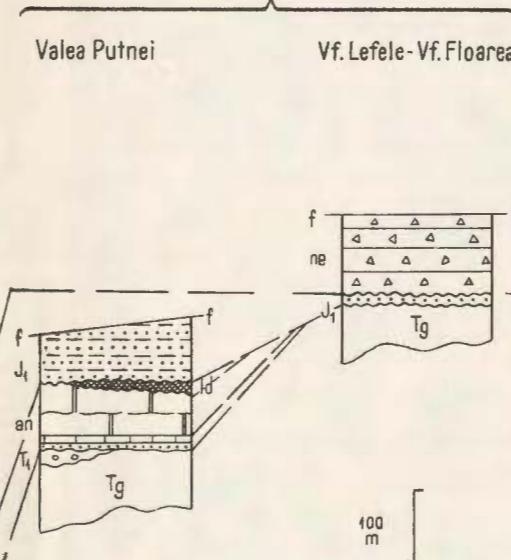
M. SĂNDULESCU

CORELAREA FORMAȚIUNILOR MEZOZOICE DIN PÎNZELE CENTRAL-EST-CARPATICE

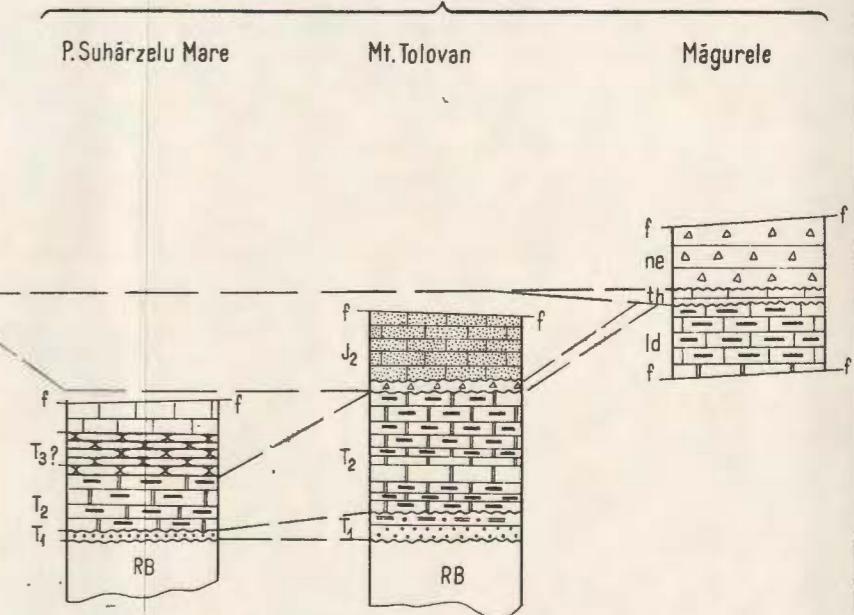
Pînza bucovinică



Pînza sub-bucovinică



Unitatea de Bretila



LEGENDA

1	Brecii polimictice
2	Gresii și conglomerate cu ţigăjite
3	Calcarenite cu silic
4	Fliș de Pajorita
5	Grezocalcare
6	Argile cu blocuri
7	Siltite și gresii
8	Siltite și gresii limonitice
9	Silicolite
10	Marnocalcare (strate cu Aptychus)
11	Calcare
12	Calcare noduloase
13	Calcare masive organogene
14	Calcare bituminoase
15	Dolomite
16	Dolomite bituminoase
17	RB - Seria de Rebra-Barnar
18	Rr - Seria gnaiselor de Răriu
19	Tg - Seria de Tulgheș

123142

5. TECTONICA ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

LA CORRÉLATION STRUCTURALE DU TRONÇON ORIENTAL AVEC CELUI MÉRIDIONAL DES CARPATES ROUMAINES¹

PAR

MIRCEA SĂNDULESCU²

Abstract

Structural Correlation of the Eastern and Southern Segments of the Romanian Carpathians. The paper is analysing the correlation possibilities of the Dacidic (Internal) and Moldavidic (External) tectonic units of the Romanian Carpathians Bend. The following correspondences are established: Sub-Bucovinian and Bretila Unit correspond to the Getic Nappe, the Severin Nappe is the prolongation of the Ceahlău Nappe, the Danubian Autochtonous is not a correspondent in the Eastern segment, the Bucovinian Nappe is eroded in the Southern segment. The problem of the Supragetic Nappe and the different possibilities of prolongation of the Moldavidic units in the Southern segment are also analysed.

L'analyse des possibilités de corrélation des unités structurales le long des chaînes arquées représente un problème à la fois difficile et intéressant. La région du raccordement des tronçons oriental et méridional des Carpates Roumaines, désignée généralement comme „la courbure des Carpates”, bien qu'elle n'est pas la seule connue le long de cette chaîne, attire par sa constitution complexe l'attention des spécialistes. L'examen de la structure de la courbure est d'ailleurs un élément déterminant pour la corrélation des unités des deux tronçons qui s'y joignent.

Éléments structuraux dacidiques de la partie interne de la courbure

Les principaux ensembles structuraux des Dacides de la courbure sont: les plus internes nappes de la zone du flysch (nappes de Ceahlău et de Baraolt), l'extrémité sud de la zone cristallino-mésozoïque des Car-

¹ Reçu le 21 novembre 1974, accepté le 16 décembre 1974, présenté à la séance du 22 décembre 1974.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1 București, 32.



pates Orientales et la partie est des Carpates Méridionales. Les deux derniers viennent en contact le long d'une importante fracture, dirigée est-ouest : la faille de Dealul Mare (Săndulescu, 1967). Cette faille, composite, à décrochement sénestre et déplacement vertical, sépare les unités structurales de l'extrémité nord-orientale des monts Făgărăș et des monts de Brașov de celles des monts Perșani et de Baraolt (pl. I).

Au sud de la faille de Dealul Mare on distingue les suivantes unités : unité de Brașov-Dimbovicioara, unité de Holbvă, écaille de Măgura Codlei, écaille de Poiana Mărului, digitation de Șinca et lambeau de recouvrement de Bîrsa Fierului ; au nord de cette faille se situent : le couloir de Vlădeni, la nappe bucovinienne avec sa digitation frontale (digitation de Sadova-Gîrbova) et la nappe de Perșani (pl. I).

Unité de Brașov-Dimbovicioara. Ayant, en apparence seulement, la position la plus externe de l'extrémité nord-est des Dacides Méridionales, l'unité de Brașov-Dimbovicioara (= unité de Brașov, Săndulescu et al., 1972) est constituée de formations cristallophylliennes (cristallin de Leaota, massifs de Iezer et Păpușa, îlot cristallin de Vulcan) et sédimentaires (permien-aptiennes) dont la succession est la suivante (Săndulescu, 1964, 1967 ; Patrulius, 1968 ; Săndulescu in Patrulius et al., 1969³) :

Permien : grès et conglomérats polymictiques, violacés et gris ; des roches éruptives acides (porphyres quartzifères — Vîiceanu, 1960) y sont associées (Vulcan) ;

Séisien : grès quartzitiques fins, blancs (Vulcan) ;

Campilien : schistes calcaires bitumineux (Vulcan) ;

Anisien : calcaires lités bitumineux (type Guttenstein) et calcaires lités bitumineux à silex (type Reifling) (Vulcan, Cristian) ;

Ladinien : calcaires blancs marmoréens (Dealul Melcilor-Brașov) ;

Jurassique inférieur : schisteux, gréseux spathique dans la partie médiane, à charbons (faciès de Gresten), traversé par des filons de trachyte ;

Jurassique moyen : grès quartzitiques ou grésocalcaires, surmontés par des marnes à *Bositra buchii* ;

Jurassique supérieur : calcaires massifs (Kimméridgien-Tithonique à couches à jaspes ou calcaires à silex à la base (Callovien-Oxfordien) ;

Néocomien-Aptien inférieur : série des marnes de Dimbovicioara (au sud) et son correspondant plus condensé-la série des marnes de Brașov (plus au nord) ;

Aptien supérieur : conglomérats de Gura Rîului.

³ D. Patrulius, M. Săndulescu, Ileana Popescu, M. Bleahu, Jana Săndulescu, I. Stănoiu, Elena Popa. Monografia seriilor sedimentare din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (Monographie des séries sédimentaires de la zone cristalino-mésozoïques des Carpates Orientales). 1969. Arh. Inst. Geol., București.

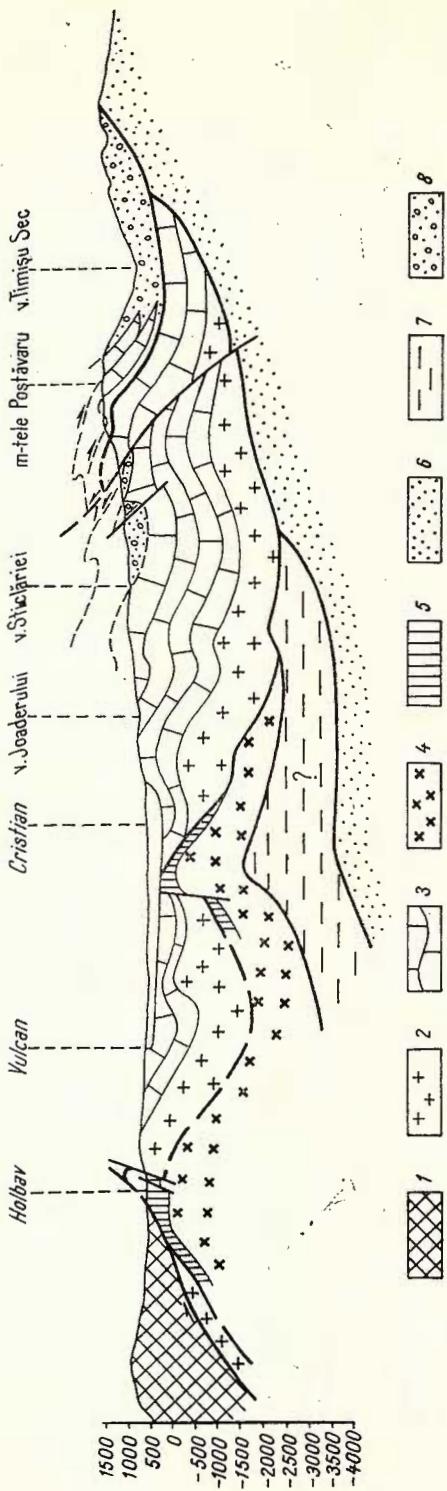


Fig. 1. — Coupe schématique à travers les monts de Brașov. 1, digitation de Șinca; 2 + 3, — Unité de Brașov; 2, Cristallin; 3, Pérm-Aptien; 4 + 5 — Unité de Holbav; 4, Cristallin; 5, Liass-Eo-crétacé; 6, nappe de Ceahău; 7, nappe de Baraolt; 8, couverture post-tectonique.



On retient comme éléments caractéristiques pour la corrélation : (1) le développement du Permien à volcaniques, (2) le caractère bitumineux du Trias moyen, (3) le faciès de Gresten du Jurassique inférieur et (4) la discontinuité à la limite Jurassique-Crétacé.

Unité de Holbav. En réinterprétant les données obtenues par les forages qu'on a faits dans la plaine de la Birsa, nous sommes arrivés à la conclusion que l'unité de Brașov est charriée par-dessus des formations liasiques qui peuvent être corrélées avec celles qui affleurent dans le „synclinal” de Holbav (fig. 1). Selon cette interprétation, ce „synclinal” ne saurait être autre chose qu'une fenêtre tectonique, dans laquelle affleure le plus profond élément structural de la partie nord-est des Carpates Méridionales. La série sédimentaire de l'unité de Holbav, qui recouvre en discordance un socle cristallin connu seulement des forages, (Holbav, Colonia 1 Mai, Birsa) serait la suivante (fig. 2) :

Jurassique inférieur : prédominant schisteux et à charbons (faciès de Gresten), à la partie médiane duquel un complexe volcanosédimentaire alcalin est développé ;

Jurassique moyen : gréseux quartztique à la base, marneux (à *Bositra buchii*) à la partie supérieure ;

Callovien supérieur — Oxfordien : couches à jaspes ;

Kimméridgien : calcaires rouges ;

Tithonique : calcaires blancs massifs ;

Néocomien-Aptien inférieur : marnes de Brașov.

Dans cette succession on remarque surtout l'absence du Permien et du Trias.

Ecaille de Poiana Mărului. Distinguée en grandes lignes par Săndulescu (1967) et cartographiée en détail ce dernier temps (Săchiuște, 1972), cette écaille, qui chevauche l'unité de Brașov, est constituée par des formations cristallines (série de Cumpăna) qui supportent en discordance des grès et conglomérats bréchiques permiens surmontés par des calcaires bitumineux triasiques, parmi lesquels s'intercalent des grès quartzeux bitumineux à ciment calcaire (fig. 2).

Digitation de Șinca. Nous désignons sous ce nom la partie du cristallin géétique limité à l'extérieur par la faille des gneiss de Holbav. Elle est constituée par une importante masse cristalline (séries de Cumpăna et de Făgăraș) recouverte par quelques petits lambeaux sédimentaires, dont la succession générale est la suivante (Săndulescu, 1967 ; Săndulescu in Patrulius et al. 1969⁴) :

Permien : conglomérats bréchiques polymictiques, rouges et gris ;

Séïsien : quartzites blancs ;

Campilien(?) — Anisien : dolomies massives ;

⁴ Op. cit., point 3.

Urgo-Aptien : calcaires organogènes, conglomérats, brèches calcaires.

Parmi les particularités de cette succession, on peut citer : (1) son caractère fort lacunaire, (2) la discontinuité entre le Permien et le Trias et (3) son épaisseur réduite (fig. 2). Ces caractères montrent que la digitation de Șinca correspond du point de vue paléotectonique à une ride.

Lambeau de recouvrement Birsa Fierului. Contouré pour la première fois sur la Carte tectonique de la Roumanie (Dumitrescu, Sandu-

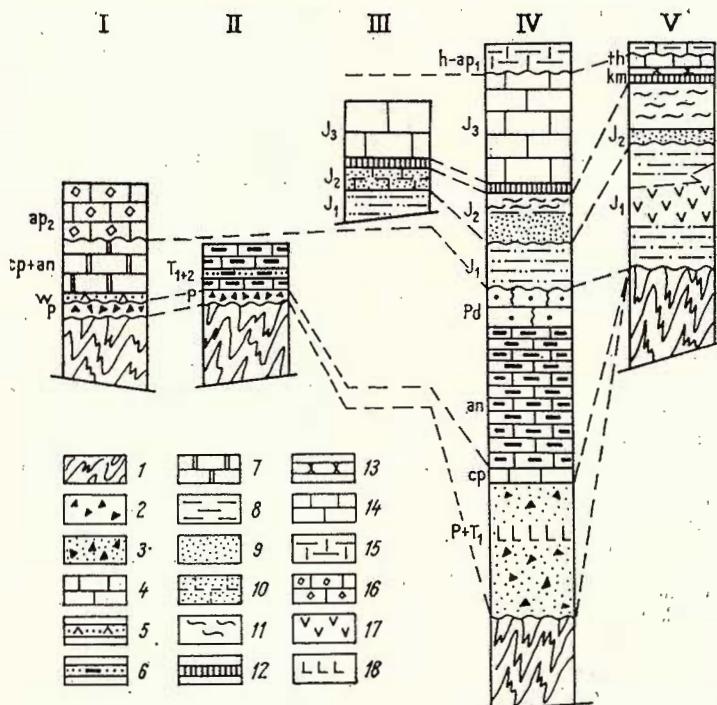


Fig. 2. — Corrélation des successions stratigraphiques synthétiques de la partie orientale des Carpates Méridionales. I — Digitation de Șinca, II — Ecaille de Poiana Mărlului, III — Ecaille de Măgura Codlei, IV — Unité de Brașov, V — Unité de Holbav. 1, schistes cristallins; 2, brèches polymictiques; 3, brèches et grès polymictiques; 4, calcaires bitumineux, lités ou schisteux; 5, grès quartzitiques; 6, grès quartzitiques bitumineux; 7, dolomies; 8, série gréo-schisteuse; 9, grès quartzitiques massifs; 10, grès quartzitiques à matrice calcaire; 11, marnes à *Bositra buchii*; 12, couches à jaspes; 13, calcaires noduleux rouges; 14, calcaires massifs blancs; 15, marnes de Brașov; 16, calcaires, brèches calcaires; 17, roches alcalines; 18, porphyres à quartz.

(Ieșcu, 1970), ce lambeau est constitué par des schistes cristallins fortement dyaphorisés (Savu, Schuster, 1971), au-dessus desquels des dolomies triasiques et des calcaires et conglomérats urgo-aptiens sont connus dans quelques points.

Nappe bucovinienne. Au nord de la faille de Dealul Mare, la nappe bucovinienne affleure dans le massif de Girbova des monts Persani. Elle y est constituée par les roches métamorphiques du „cristallin” de Girbova et par la série sédimentaire qui les recouvre en discordance. Cette dernière a la suivante succession (Patrulius et al., 1966 ; Patrulius, Popescu in Patrulius et al., 1969⁵) :

Permien (?) : brèches rouges, constituées surtout de schistes cristallins ;

Séisien : grès et conglomérats quartzitiques ;

Campilien-Anisien : dolomies massives, reposant souvent directement au-dessus du cristallin, par endroits (ouest) à intercalations de calcaires blancs et rouges ;

Carnien : calcaires lités à halobiides ;

Domérien : calcaires rouges ;

Toarcien : marnes et calcaires, argiles ;

Aalénien : calcaires marneux ;

Tithonique-Néocomien : flysch gréseux-marneux, siliceux ;

Barrémien-Aptien : formation de Wildflysch.

Dans cette succession il est à remarquer en premier lieu le développement du Flysch tithonique-néocomien, équivalent des couches de Pojorita (Sandulescu, 1973 a, c), caractéristiques de la partie frontale (digitation de Sadova-Girbova) de la nappe bucovinienne. On y constate également la continuité de sédimentation à la limite Jurassique-Crétacé.

Un trait particulier du Trias bucovinien du massif de Girbova est le faciès partiellement calcaire du Campilien-Anisien.

Nappe de Persani. La plus interne unité de la courbure est la nappe de Persani (Ilie, 1953 ; Patrulius et al., 1966) qui, avec la nappe de Hăgimaș développée plus au nord, constituent les deux principales unités du système des nappes transylvaines. Les deux sont des nappes de couverture, formées par décollement et constituées de formations mésozoïques prévraconiennes. Les faciès calcaires à caractères méditerranéens du Trias et en partie du Jurassique et la présence des roches basiques et ultrabasiques sont des particularités spécifiques de ces nappes.

La nappe bucovinienne et celle de Persani sont recouvertes par une couverture post-tectonique, qui débute dans l'Aptien supérieur (Patrulius et al., 1966), différant par cette particularité de l'ensemble de la courbure interne où elle débute au Vraconien ou, par endroits, à l'Albien. Si le fait que la nappe de Persani n'a plus bougé après l'Aptien supérieur

⁵ Op. cit., point 3.

peut être considéré généralement valable, on devrait admettre que l'Ap-tien supérieur qui est transgressif sur la nappe bucovinienne a été entraîné dans le charriage mésocrétacé de celle-ci, comme un de ses éléments composants.

Couloir de Vlădeni. Limité au sud par la faille de Dealul Mare, le couloir de Vlădeni n'est qu'un élément de la couverture post-tectonique néocrétacée et paléogène, ayant la forme d'une dépression asymétrique dirigée est-ouest, dont le flanc septentrional présente de faibles pendages tandis que celui méridional est faillé et par endroits fortement redressé.

À part le couloir de Vlădeni, la couverture post-tectonique recouvre de différentes aires dans toutes les unités qu'on vient de décrire. Celle néocrétacée est par endroits (Postăvaru) assez fortement déformée par des rétrochevauchements post-sénoniens (Sănduleșcu, 1964), mais en général elle est faiblement ondulée (Persani, Tohan, Codlea) ou a subi des déformations cassantes (Dîmbovicioara). Les formations post-tectoniques paléogènes sont moins développées (Vlădeni, Tohan) et pratiquement non déformées.

Les éléments structuraux qui affleurent au nord de la faille de Dealul Mare ne représentent qu'une partie des unités reconnues dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales. C'est des éléments plus profonds que la nappe bucovinienne qui doivent y être ajoutés, à savoir : la nappe sub-bucovinienne et l'unité de Bretila.

La nappe sub-bucovinienne, constituée de formations cristallines préalpines et d'une série sédimentaire permo-éocrétacée, est caractérisée par la petite épaisseur et le caractère lacunaire de sa série sédimentaire, indiquant qu'elle correspondait paléotectoniquement à une ride. Parmi d'autres discontinuités nous soulignons, pour les besoins de la corrélation, celles situées à la limite Permien/Trias et Jurassique-Crétacé.

L'unité de Bretila, la plus profonde de la zone cristallino-mésozoïque, est constituée d'un socle cristallin et de formations sédimentaires permo-éocrétacées. Suivant les caractères lithofaciaux, les successions stratigraphiques et la distribution aréale de ces derniers, on peut reconnaître au moins deux zones sédimentaires au sein de cette unité : (fig. 3).

— la zone sédimentaire externe qui est caractérisée par : (1) l'absence des formations permien et triasiques et (2) le développement dans le Jurassique inférieur, transgressif sur le socle, du faciès de Gresten ;

— la zone sédimentaire interne caractérisée par : (1) le développement du Permien à volcaniques et (2) le caractère bitumineux du Trias moyen.

Les formations appartenant à la série sédimentaire externe affleurent dans la fenêtre de Vaser et dans la partie externe de l'unité de Bely-potok (URSS), celles de la série sédimentaire interne dans la fenêtre



de Iacobeni et la vallée de Repedea (Maramures). Si ces deux zones sédimentaires correspondent à deux unités distinctes c'est une hypothèse à envisager, bien que — pour le moment — difficile à démontrer.

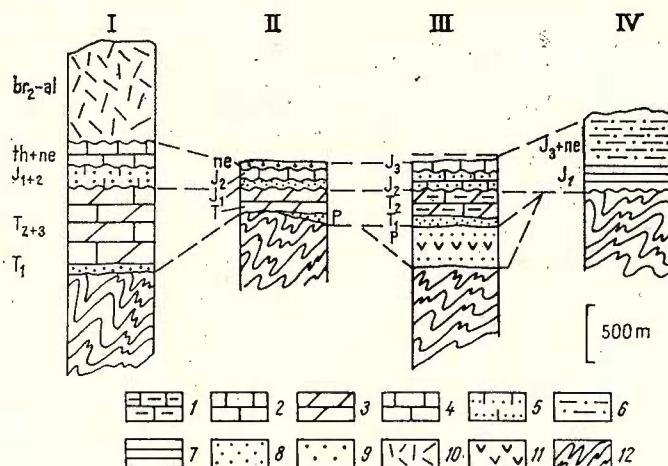


Fig. 3. — Corrélation des successions stratigraphiques synthétiques des nappes centrales est-carpatiennes. I — Nappe bucovinienne, II — Nappe sud-bucovinienne, III — zone interne de l'Unité de Bretila, IV — zone externe de l'Unité de Bretila. 1, dolomies bitumineuses ; 2, calcaires, et marnocalcaires ; 3, dolomies ; 4, couches de Lunca ; 5, gréso-calcaires ; 6, série de Dovgorun ; 7, faciès schisteux à charbons ; 8, grès quartzitiques ; 9, grès polymictiques ; 10, Formation de Wildflysch ; 11, roches volcaniques ; 12, schistes cristallins.

Corrélation des unités structurales daciques de la courbure interne

À part la position, la constitution et leurs rapports mutuels, qui sont des éléments importants dans la corrélation des unités structurales, il faut examiner également les traits paléotectoniques préparoxysmaux de celles-ci.

Pour la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales la suivante constitution préparoxysmale peut être envisagée (Săndulescu, 1973 c) (fig. 4) : la ride sub-bucovinienne était bordée à l'intérieur (W) par le sillon bucovinien et à l'extérieur (E) par le seuil brétilien, ce dernier subissant — pendant certaines périodes — des subsidences plus accusées. À l'intérieur du sillon bucovinien se développait le mégasillon dacique interne, tandis qu'à l'extérieur du seuil brétilien existait le mégasillon dacique externe (correspondant aux nappes de Ceahlău, Baraolt et du Flysch Noir).

Pour les unités situées au sud de la faille de Dealul Mare, les suivantes fonctions paléotectoniques peuvent être envisagées⁶ :

- la digitation de Șinca correspondait à une ride, l'épaisseur réduite et le caractère lacunaire de sa série sédimentaire plaident dans ce sens ;
- l'unité de Brașov correspond à une zone sédimentaire plutôt subsidente ;
- l'unité de Holbav, situé paléogéographiquement à l'extérieur de l'unité de Brașov, avait une position élevée.

En synthétisant les considérations que nous venons de faire, on constate tout d'abord qu'on peut facilement rapprocher la nappe sub-bucovinienne et la digitation de Șinca, puisque : (1) les deux étaient — avant la déformation — des zones élevées (rides), (2) le Permien y a le même lithofaciès, étant séparé du Trias, dans les deux unités, par une discontinuité, (3) le Trias présente la même succession et les mêmes lithofaciès et (4) les deux unités ont une position plus interne que celle à Trias bitumineux (Bretila, Brașov).

Vu cette première corrélation, il est logique de corrélérer ensuite la partie interne de l'unité de Bretila avec l'unité de Brașov. Dans ce sens plaident les lithofaciès semblables au niveau du Permien, du Trias et du Jurassique moyen et la position paléogéographique semblable.

On arrive ainsi à corrélérer l'unité de Holbav avec la partie externe de l'unité de Bretila, fait souligné par l'absence du Permien et du Trias dans les deux unités et par le lithofaciès semblable du Jurassique inférieur.

A ceux-ci on peut ajouter que toutes les unités corréllées ont les mêmes caractères structuraux, étant des nappes de socle formées par cisaillement.

Dans ce schéma de corrélation, l'équivalent de la nappe bucovinienne, supérieure à celle sub-bucovinienne, serait logiquement le lambeau de Bîrsa Fierului, supérieur à la digitation de Șinca.

En allant plus loin dans les considérations concernant la corrélation des unités de la courbure interne, on constate d'abord que le charriage sub-bucovinien „s'éteint” à l'ouest de la vallée de la Dîmbovița (Dimitrescu, 1963, 1974). Il s'ensuit que la nappe géétique de la partie centrale des Carpates Méridionales correspond vers l'est à la digitation de Șinca et à l'unité de Brașov et que ses équivalents dans les Carpates Orientales sont la nappe sub-bucovinienne et au moins la partie interne de l'unité de Bretila.

Compte tenu des conclusions exposées ci-dessus, on peut — par extrapolation — analyser les possibles rapports entre les deux zones distinguées dans l'unité de Bretila. L'unité de Brașov, qui est l'équivalent de la zone interne, recouvre entièrement, par charriage, l'unité de Holbav. Cette situation peut être supposée aussi pour l'unité de Bretila, bien qu'il n'y a pas, pour le moment des coupes claires montrant la superposition des deux sous-unités brétiliennes. Fait exception le massif de Rodna, où deux sous-unités de socle superposées ont été mises en évidence (Kraut-

⁶ Une image paléotectonique semblable, bien que plus simplifiée, a été déjà envisagée (Patruliș, 1967; Sandulescu, 1967).



n e r, 1967). Malheureusement, elles sont dépourvues de formations sédimentaires mésozoïques pour qu'on puisse préciser si elles correspondent aux deux zones sédimentaires de l'unité de Bretila, actuellement connues.

Un problème difficile à résoudre pour le moment c'est le prolongement vers l'ouest de l'unité de Holbav. Si l'on veut restreindre le domaine

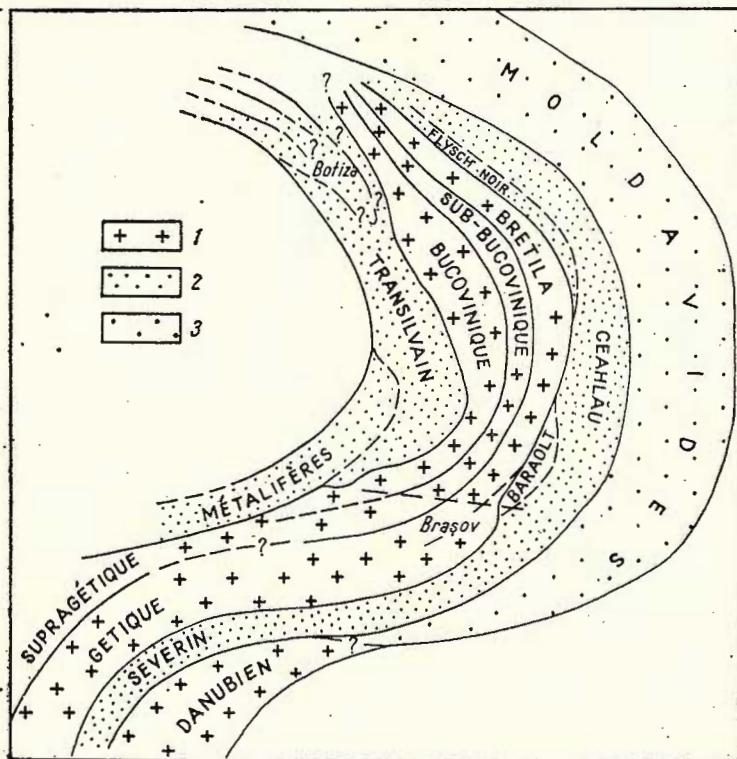


Fig. 4. — Esquisse des éléments préparoxysmaux des Carpates Orientales et Méridionales.

1 + 2-Dacides : 1, socle sialique; 2, socle simique; 3, Moldavides.

gétique seulement à la digitation de Șinca et à l'unité de Brașov, l'unité de Holbav reste à l'extérieur de celui-ci, mais à l'intérieur du domaine à couches de Sinaia. On peut également admettre que l'unité de Holbav n'est qu'une complication frontale de la nappe gétique, particularité pourtant inconnue dans les autres secteurs des Carpates Méridionales. Dans les deux hypothèses, l'unité de Holbav ne trouve pas son équivalent occidental.

En dehors de la courbure interne, la corrélation générale le long de l'arc des Carpates Orientales et Méridionales soulève quelques problèmes

importants, parmi lesquels nous aimerons à analyser deux : la relation de l'autochtone danubien avec les unités du flysch est-carpatique et le problème de la nappe supragéétique dans la partie centrale et orientale des Carpates Méridionales.

Relations de l'autochtone danubien avec les unités du flysch est-carpatique

La nappe de Ceahlău, qui est la plus externe unité des Dacides, contourne l'extrémité orientale de la nappe géтиque (pl. II), représentée par l'unité de Brașov et, peut-être, celle de Holbav. Le rapport entre ces unités est visible sur le versant nord du massif de Piatra Mare, où l'écailler de Bonloc, qui est la partie frontale de l'unité de Brașov, chevauche le flysch éocrétacé et les conglomérats aptiens de la nappe de Ceahlău (pl. I, II, fig. 1). Plus au sud, ce contact tectonique est masqué ou bien par la couverture post-tectonique vraconio-cénomanienne ou albienne, ou bien par le rétrochevauchement du flysch de la nappe de Ceahlău dans la région de Runcu (Rișnov) (Sănduleșcu, 1964, 1965). Les rapports de charriage entre la nappe géтиque et les unités plus profondes sont de nouveau visibles à l'ouest de la courbure, dans la région de Polovragi. Là, l'unité inférieure à la nappe géтиque c'est la nappe de Severin, constituée par des couches de Sinaia (Codarcă, Drăghici, 1964). On constate donc une grande similitude entre les deux régions citées, situation qui permet de considérer que les deux nappes, Ceahlău et Severin, proviennent d'une zone de sédimentation unique, caractérisée par le développement des couches de Sinaia (Băncilă, 1958 ; Sănduleșcu, Popescu, 1968, 1972 ; Rădulescu, Sănduleșcu, 1973). En comparant la structure relativement simple de la nappe de Severin avec la constitution complexe de la nappe de Ceahlău, qui présente plusieurs digitations quelquefois superposées, on est conduit à considérer que la zone de sédimentation avait une configuration moins accidentée vers l'ouest.

A quelques exceptions-près (Murgea n.u-inédit ; Pop, 1973 ; Stănoiu, 1973), on admet à juste titre l'hypothèse avancée par Codarcă (1940), selon laquelle la nappe de Severin provient d'une zone qui était située entre le domaine géтиque et le domaine danubien. Il s'ensuit que l'autochtone danubien devrait être plus externe que la nappe de Ceahlău. D'autre part, il est difficile d'admettre que l'autochtone danubien aurait été le socle initial des nappes du flysch, plus externes que la nappe de Ceahlău, puisque : (1) le Crétacé danubien ne présente aucune ressemblance avec le Crétacé des Moldavides et (2) tandis que le Danubien a été recouvert par la nappe géтиque à la fin du Crétacé, dans les Moldavides la sédimentation était très active jusqu'au Miocène inférieur. Dans ces circonstances, on doit choisir une des hypothèses suivantes : les „éléments danubiens est-carpathiques” qu'on pourrait supposer à l'extérieur de la nappe de Ceahlău ont disparu lors des processus de charriage par engloutissement (= Verschlukung) ou bien qu'il n'y avait pas dans les Carpates Orientales un équivalent structural et



paléogéographique de l'autochtone danubien. Nous acceptons pour le moment la deuxième hypothèse (fig. 4), tenant compte que :

— on n'a trouvé aucune trace de „matériel” danubien, ni dans les arrénites du flysch, ni comme éléments structuraux dans l'échafaudage des Carpates Orientales;

— l'autochtone danubien présente, au niveau du Jurassique et du Crétacé surtout, de nombreuses affinités lithofaciales avec les formations équivalentes de la „plate-forme” moesienne, fait qui confirme la supposition (H. Stille, 1953) que l'autochtone danubien n'est autre chose que l'extrémité occidentale de cette „plate-forme” rémobilisée et profondément sous-charriée au-dessous des nappes des Carpates Méridionales;

— au sud du Danube, le Prébalkan, qui représente le prolongement direct du Danubien externe, passe sans intermédiaire à la „plate-forme” moesienne.

Dans le cadre exposé ci-dessus il faut analyser la paléogéographie du flysch est-carpathique à deux époques différentes : au Crétacé et au Paléogène.

Les zones de sédimentation des flysch crétacés qui actuellement prennent part à la constitution des nappes des Moldavides Orientales (nappe du Flysch Courbicortical, nappe de Macla, nappe de Audia, nappe de Tarcău et unité des plis marginaux) devrait „se fermer” successivement et en relais de l'extérieur vers l'intérieur (Dumitrescu, Sandulescu, 1968), les plus internes ne dépassant vers l'ouest une ligne qui virtuellement traversait la partie centrale de l'actuel cristallin de Făgăraș. Ce relais „en biseau” des flysch crétacés se réalisait entre l'autochtone danubien et/ou la „plate-forme” moesienne (extérieur) et la zone de sédimentation des couches de Sinaia (intérieur).

Le problème paléogéographique des formations paléogènes dans la zone de raccordement des Carpates Orientales et Méridionales doit être analysé tenant compte de l'existence de la tectogenèse fini-Crétacé, qui a déterminé une nouvelle configuration structurale, paléotectonique et paléogéographique de l'arc. On arrive ainsi à avoir des faciès paléogènes communs aux Dacides et Moldavides, représentant des formations postparoxysmales pour les premières et préparoxysmales pour les dernières. C'est le cas du Paléogène de Șotrile, qui est la couverture post-tectonique de la partie frontale de la nappe de Ceahlău (Ștefănescu, 1971) et qui prend part aussi à la constitution de deux nappes moldaviennes (celle du Flysch Courbicortical et celle de Macla). En même temps, ce faciès passe latéralement vers l'ouest aux faciès molassiques du Paléogène gétique, qui représente la couverture post-tectonique de la nappe gétique.

En analysant le problème du prolongement structural des Moldavides dans le tronçon méridional des Carpates, on doit décider de l'existence ou de l'absence, dans ce secteur, des déformations intramiocènes contemporaines des charriages est-carpathiques, de leurs caractères et de leur ampleur.



L'analyse des données cartographiques n'est pas décisive ; elle montre tout de même au sud des Dacides Méridionales quelques éléments déformés au Néogène (anticlinaux de Ocnele Mari, Săcel, etc. entre les rivières Topolog et Jiu). Ce sont les forages et les recherches géophysiques qui y ont mis en évidence l'existence des formations paléogènes et miocènes déformées (Gavăt, 1964 ; Păicu et al., 1966 ; Motas, 1967 ; Băncilă, 1967 etc.). Ce sont des écailles et des plis-failles dirigés est-ouest, à vergence méridionale, qui s'étendent par-dessous la couverture non déformée sarmato-pliocène ou pliocène jusqu'en Olténie occidentale. Cette zone déformée est limitée vers le sud par une faille de chevauchement intrasarmatien assez important — la faille de Spineni (Motas, 1967 ; Popescu et al., 1967 ; Băncilă, 1967), qui marque d'ailleurs aussi la limite entre la zone interne et celle externe de l'avant-fosse carpatique.

Une première conclusion s'impose : à l'extérieur des Dacides Méridionales on peut admettre l'existence d'une zone déformée pendant le Miocène, donc en même temps que les Moldavides ; autrement dit, on peut conclure sur l'existence des Moldavides Méridionales.

Le passage des nappes de couverture des Moldavides est-carpathiques, entièrement déracinées, aux éléments moins déformés en apparence des Moldavides sud-carpathiques, peut être envisagé de plusieurs manières :

- par „l'autochtonisation” graduelle des nappes moldaviennes vers l'ouest ;

- par l'existence d'une ou de plusieurs failles, transversales ou obliques par rapport à la direction de la chaîne, qui ont permis le sous-charriage différentiel de l'avant-pays, important dans le secteur est-carpathique et faible dans celui sud-carpathique ;

- par le prolongement ininterrompu des charriages moldaviens est-carpathiques dans le secteur méridional, situation qui suppose l'existence des nappes miocènes pas encore identifiées, faute de données suffisantes dans ce dernier secteur.

Les deux premières hypothèses arrivent, par des voies différentes, à la même conclusion : la disparition des charriages dans les Moldavides Méridionales.

En ce qui concerne les rapports entre les Moldavides et l'avant-fosse, on constate (Dumitrescu et al., 1962 ; Dumitrescu, Sandulescu, 1968 a,b) que depuis la vallée de la Prahova, mais surtout à l'ouest de la vallée de la Ialomița, on passe le long de la chaîne de la juxtaposition transversale des deux unités (Moldavides et avant-fosse) à leur superposition. Cette situation est la conséquence de la diminution progressive de l'est vers l'ouest, jusqu'à la disparition totale, du processus de la migration transversale de la zone active de sédimentation, qui est nettement claire dans le tronçon central des Carpates Orientales. Ce processus est partiellement accompagné aussi par la diminution de la polarité orogénique.



Ces conclusions sont valables pour le couple Moldavides-avant-fosse seulement, dans le couple Daeides-Moldavides la polarité orogénique et sédimentaire étant nettement exprimée.

Problème de la nappe supragéétique

La nappe supragéétique a été définie par Streckeisen (1934), qui l'a séparée aussi bien dans le Banat, que dans la partie centrale et orientale des Carpates Méridionales. L'idée a été reprise récemment (Codarcea et al., 1967), après la découverte du Trias de Valea lui Stan (Lupu et Lupu, 1967).

Cette nappe représente un élément structural clairement défini dans la partie ouest des Carpates Méridionales, depuis la Serbie Orientale (nappe de Morava), jusqu'aux monts de Poiana Ruscă. A l'est de la dépression de Hațeg, la distinction de la nappe supragéétique devient difficile, dans les monts de Sebeș n'existant aucun élément structural susceptible d'être considéré l'équivalent du charriage supragéétique.

Encore plus à l'est, la faille de Lotru a été considérée (Streckeisen, 1934; Codarcea et al., 1967) la trace du charriage supragéétique. Il faut préciser dans ce contexte que la faille de Lotru est mésocrétacée, au sud de la Valea lui Stan étant recouverte par des formations crétacées qui débutent dans le Vraconien, voire même à l'Albien (Popescu, Patrulius, 1964).

Dans l'extrême-est des Carpates Méridionales la faille des gneiss de Holbav, donc la digitation de Șinca, a été également interprétée (Streckeisen, 1934; Codarcea et al., 1967) comme appartenant à la nappe supragéétique.

Dans l'analyse que nous voulons faire, quelques précisions s'imposent :

- selon les données récentes (Dimitrescu, 1963, 1974) la faille des gneiss de Holbav „s'éteint” à l'ouest de la vallée de la Dimbovița, ne se raccordant pas à la faille de Lotru ;

- la faille de Lotru est mésocrétacée, tandis que la nappe supragéétique est charriée par-dessus les formations crétacées supérieures.

Bien qu'il n'est pas possible de trouver une solution définitive, nous considérons utile de restreindre la nappe supragéétique à l'élément structural, qui comprend : la nappe de Morava, les massifs cristallins qui lui font suite vers le nord et qui chevauchent le long de la faille d'Oravița le sédimentaire géétique et le cristallin de Poiana Ruscă qui chevauche le sédimentaire de Rusca Montană et de la partie occidentale du bassin de Hațeg.

La faille de Lotru représente dans ce contexte un élément mésocrétacé indépendant, dont seulement la position est „supragéétique”, mais qui ne représenterait pas la même unité que la nappe supragéétique. Ces considérations sont valables aussi pour la digitation de Șinca. On peut également admettre l'existence de plusieurs nappes supragéo-



ques, ce qui rejoint en quelque sorte la conception initiale de Streckeisen (1934).

Conclusions

De l'analyse sommaire sur les possibilités de corrélation des unités des tronçons oriental et méridional des Carpates roumaines, nous voulons souligner quelques conclusions générales plus importantes.

On remarque tout d'abord qu'il y a, à la fois, continuité paléogéographique et paléotectonique (fig. 4) et continuité structurale (pl I, II) entre les deux tronçons. Dans ce contexte, on constate que les unités qui constituent l'arc analysé se laissent groupées, selon leur type génétique, en trois ensembles : un ensemble central à nappes de socle, un ensemble interne de nappes de couverture, avec des roches basiques (nappes transylvaines) et des nappes à socle simique (Métallifères Méridionales) et un ensemble externe de nappes de couverture (nappes du flysch) avec ou sans roches basiques (pl. II).

L'existence d'une véritable „colonne vertébrale” de l'arc, constituée par les unités de socle, est une réalité qui ne peut pas être ignorée (Bleahu, 1974), dans toutes les généralisations concernant les Carpates, seraient-elles paléogéographiques ou palinspastiques. La position centrale de cette „colonne vertébrale” est soulignée par la disposition symétrique des deux zones pour lesquelles des socles de type simique ont été envisagés (Rădulescu, Sandulescu, 1973) et desquelles des nappes de couverture ont été généralement formées (Sandulescu, 1973 c).

Une particularité structurale de la courbure consiste dans l'existence des complication frontales (unités de Brașov et de Holbav) de la nappe géтиque. Leur âge mésocrétacé souligne l'importance du premier paroxysme géтиque (Codarcă, 1940), qui a déterminé aussi la fermeture par recouvrement tectonique d'une partie du sillon dacique externe.

Prennent contour de plus en plus clairement les Moldavides sud-carpates. En analysant les rapports des Moldavides en général avec l'avant-fosse, on constate que — le long de la chaîne orogénique — l'intensité des polarités orogénique et sédimentaire est variable et peut même disparaître.

BIBLIOGRAPHIE

- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ. București.
- (1967) Relations entre la ramification méridionale de l'orogène carpatique et de l'avant-pays. *Assoc. Géol. Carp-Balc., VIII Congr., Rapp. Géoflect.*, Belgrade.
- Bleahu M. (1974) Zone de subducție în Carpații românești. *D.S. Inst. Geol.*, LX, 5, București.



- Codarcea A. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XX. București.
- Drăghici C. (1966) Observații geologice în regiunea Polovragi. *St. Cerc. Geol. seria geol.*, 2, București.
 - Lupu M., Dessila-Codarcea Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supragedică în Carpații Meridionali. *St. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria geol.*, 12, 2. București.
- Dimitrescu R. (1963) Structura părții centrale a munților Făgărașului. *Asoc. Geol. Carp-Balc.*, V Congr., II. București.
- (1974) Notă preliminară asupra unor elemente structurale ale șisturilor cristaline din partea estică a munților Făgăraș. *D.S. Inst. Geol.*, LX, 5. București.
- Dumitrescu I., Sandulescu M., Lazărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *Ann. Com. Geol.* XXXII, București.
- Sandulescu M. (1968a) Quelques remarques sur la tectonique de la Roumanie. *Casop. Miner. Geol., Rocn.* 1968. Praga.
 - Sandulescu M. (1968b) Problèmes structuraux des Carpates roumaines et de leur avant-pays. *Ann. Com. Géol.* XXXVI, București.
 - Sandulescu M. (1970) Atlas Géologique 1 : 1 000 000 ; Carte tectonique de la Roumanie. *Inst. Géol.*, București.
- Gavăt I. (1964) Geologia petrolului și a gazelor naturale. Ed. Did. Pedag., București.
- Ilie M. (1953) Structura geologică a munților Perșani, I. *An. Com. Geol.* XXVI, București.
- (1954) Structura geologică a munților Perșani, II. *An. Com. Geol.* XXVII, București.
- Kräutner H. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria geol.*, 13, 2, București.
- Lupu M., Lupu Denisa (1967) Prezența Triasicului în Carpații Meridionali Centrali. *St. Cerc. Geol.* 12, 2. București.
- Motăș C. (1967) Rapports structuraux entre la dépression gétique et la plate-forme moesique. *Assoc. Géol. Carp.-Balc.*, VIII Congr., Rapp. Géotect., Belgrad.
- Paicu D., Dicea O., Varodin V., Marinescu M. (1966) Unele contribuții ale prospecției seismice la descifrarea raporturilor tectonice ale depresiunii precarpaticice cu unitățile din vorland. *St. Tehn. Econ., seria D.* nr. 5, București.
- Patruliș D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice și pinza de decolare transilvană în imprejurimile Comanei (munții Perșani). *An. Com. Geol.* XXXV București.
- (1967) Dorsala dolomită, rudiment al Carpaților Orientali în timpul Triasicului. *D.S. Com. Geol.* LII, 2, București.
 - (1969) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dimbovicioara. Ed. Acad. RSR. București.
- Plop Gr. (1973) Depozitele mezozoice din munții Vilcan. Ed. Acad. RSR. București.
- Popescu M., Pătruț I., Paraschiv D. (1967) Stadiul actual de cunoaștere geologică a Platformei Moesice de pe teritoriul României. *Rev. Petr. Gaz.*, XVIII, 1. București.
- Rădulescu D., Sandulescu M. (1973) The Plate-tectonics concept and the structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16 (1973) Amsterdam.
- Sandulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvaru-Runcu (munții Brașovului). *An. Com. Geol.*, XXXIV, București.
- (1965) La structure de la zone cristallino-mésozoïque de l'intérieur de la courbure des Carpathes. *Carp.-Balk., Geol. Assoc., VII Congr.*, I. Sofia.



- (1967) La structure géologique des terrains mésozoïques de l'extérieur du massif cristallin du Făgărăș. *D.S. Com. Geol.* LII, 2, București.
- Popescu Illeana (1968) Atlasul Geologic scara 1 : 1 000 000. Harta geologică a formațiunilor prevaraoniene. Inst. Geol. București.
- Popescu Illeana (1972) Atlasul Geologic scara 1 : 1 000 000. Harta Geologică a formațiunilor antevraoniene. Notă explicativă. Inst. Geol. București.
- Popescu Illeana, Săndulescu Jana, Mihailă N., Schuster A. (1972) Republica Socialistă România. Harta geologică scara 1 : 50 000. 110 b. Zărnești, Inst. Geol. București.
- (1973a) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D.S. Inst. Geol.* LIX, 5. București.
- (1973b) Essai de reconstruction des éléments préparoxysmaux alpins des Dacides (Încrenides) Orientales. *Rev. Géol. Géog. Géoph.*, 1. București.
- Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat : o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol.* LIX, 5, București.
- Stille H. (1953) Der geotektonische Werdwgang des Karpaten. *Geol. beih.* VIII, Hanover.
- Ștefănescu M. (1971) Structura geologică a regiunii cuprinsă între valea Talea și valea Ialomița. *D.S. Inst. Geol.* LVII, 5, București.
- Vîlceanu P. (1960) Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Codlea. *St. cerc. geol.* V, 1, București.

QUESTIONS

K. Müntz : De quelle manière vous imaginez-vous le prolongement des Moldavides dans le secteur méridional des Carpates (dans l'hypothèse de la continuation des charriages des Carpates Orientales vers l'ouest) ?

Réponse : Des trois hypothèses que nous avons formulées dans cette note sur la possibilité de prolongement des Moldavides est-carpatiques vers l'ouest, la troisième — qui suppose l'existence des charriages également dans le secteur moldavidien sud-carpatique — détient le plus haut degré d'indétermination. Dans cette version, on peut supposer que l'une ou plusieurs des failles accompagnant les écailles identifiées dans l'aire située entre l'anticlinal de Stilpeni, au nord (qui, en représentant la continuation de la nappe de Ceahlău qui se rattache aux dacides, ne fait plus question) et la dislocation de Spineni, au sud, pourraient constituer en effet le front des charriages encore non-identifiés qui correspondraient aux nappes de la zone du flysch des Carpates Orientales.

DISCUSSIONS

O. Maier : En ce qui concerne le problème de la continuation de la „nappe supragéétique” dans les monts Sebeș : la nappe supérieure définie par Streckeisen a été infirmée pour le massif Poiana Ruscă lorsqu'on a montré que la zone mésométamorphique et celle épimétamorphique sont en relations tectoniques long de la faille de Teliuc-Vadul Dobrii, qui a une vergence vers le nord. Pourtant, après avoir été mise en évidence l'existence de la faille de Lunca Cernei, le problème de l'unité supérieure supragéétique a été reprise par Al. Codarcea et al., qui ont considéré que „la ligne de Oravița” continue en Poiana Ruscă par la faille de Lunca Cernei. Nous avons confirmé cette idée dans un ouvrage publié, en y soulignant que la seule faille à vergence sud en Poiana Ruscă est la faille de Lunca Cernei, d'âge post-maa-



trichtien. Mais, cette faille n'a plus — au moins à l'est de la faille transversale de Ghergheş-Ruschiţa — le caractère d'un plan de chevauchement (le plan de la faille étant presque vertical et le déplacement réduit). Ainsi, le prolongement de „l'unité supragéétique” à l'est de la faille Ghergheş-Ruschiţa n'est plus certain. Je me rallie donc à l'affirmation qu'elle ne se prolonge pas dans les monts Sebeş et qu'il n'y a pas assez d'éléments pour lier la ligne tectonique occidentale (Oraviţa) à la faille du Lotru.

Réponse : Dans cet ouvrage, notre but a été de montrer tout d'abord qu'il y a de grandes difficultés dans le prolongement de la nappe supragéétique à l'est de la dépression du Haţeg, dans les monts Sebeş et Lotru.

Quant au tracé de la nappe supragéétique dans le massif de Poiana Ruscă, nous avons préféré pour l'instant la solution conformément à laquelle la faille de Lunca Cernei serait marquée avec un tracé ininterrompu tout le long du massif (H. Kräutner et al., 1969, An. Com. Stat. Geol., XXXVII). Mais, on n'exclu pas la possibilité que la faille de Oraviţa ne soit liée à la faille de Lunca Cernei, cas dans lequel il faudrait supposer sa continuation par-dessous la dépression de Caransebeş, à l'est du cristallin des monts Poiana Ruscă. Dans les deux hypothèses, il faut tenir compte du fait que l'ampleur du charriage de la nappe supragéétique n'est guère négligeable et qu'il est difficile d'imaginer sa terminaison par la simple autochtonisation d'une faille inverse. Notre affirmation est étayée aussi par le fait que la nappe supragéétique couvre successivement, du sud (Niš en Serbie orientale) vers le nord (Sasca en Banat) deux unités structurales importantes, d'abord les Kraijštides et ensuite l'unité de Gornjak-Sasca.



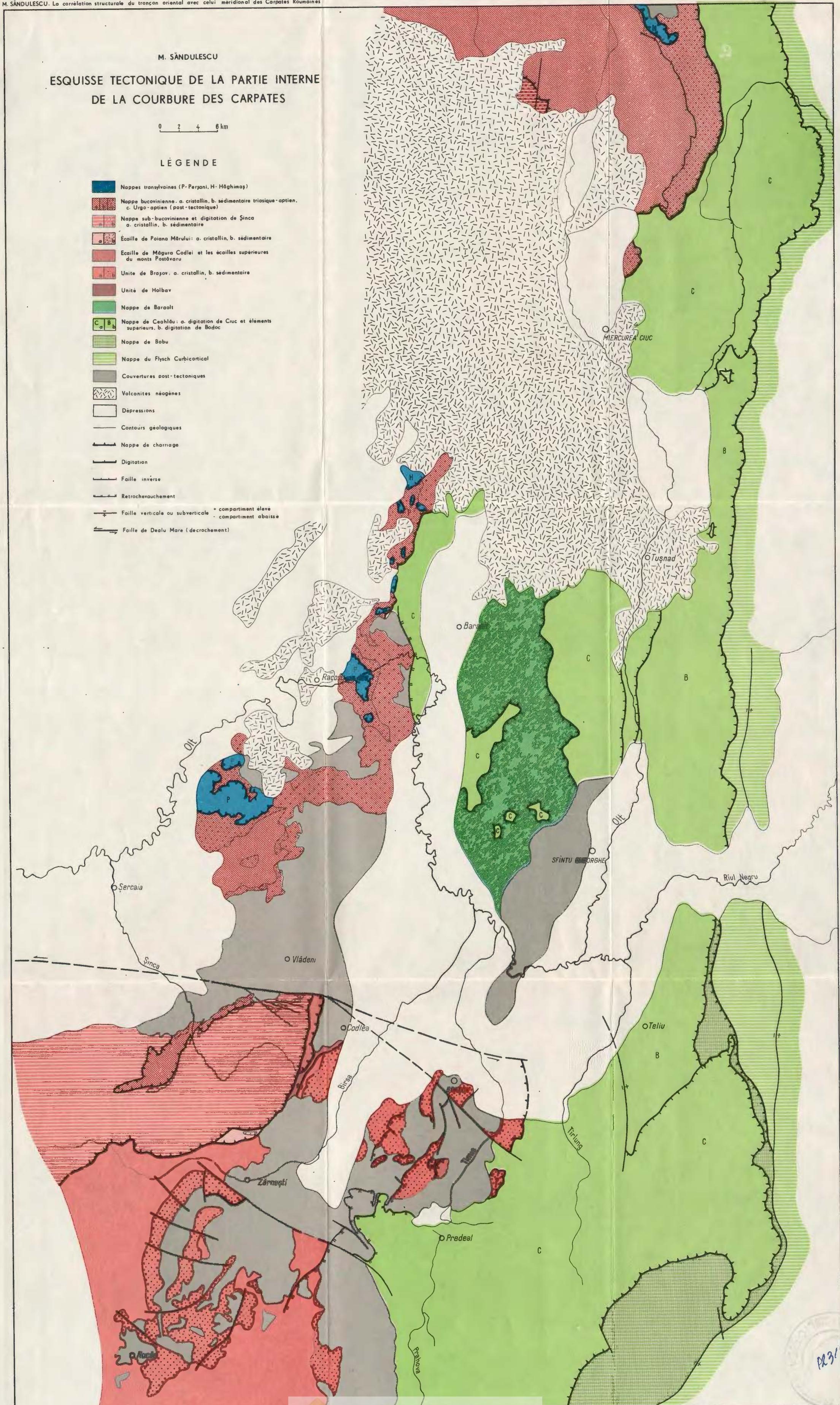
M. SĂNDULESCU

**ESQUISSE TECTONIQUE DE LA PARTIE INTERNE
DE LA COURBURE DES CARPATES**

0 2 4 6 km

LÉGENDE

Nappes transylvaines (P-Persani, H-Hăghimăș)
Nappe bucovinienne: a. cristallin, b. sédimentaire triasique-optien, c. Urgo-optien (post-tectonique)
Nappe sub-bucovinienne et digitation de Șinca a. cristallin, b. sédimentaire
Ecaille de Poiana Mărului: a. cristallin, b. sédimentaire
Ecaille de Măgura Codlei et les écailles supérieures du mont Postăvaru
Unité de Brașov, a. cristallin, b. sédimentaire
Unité de Haliba
Nappe de Baraolt
Nappe de Ceahlău: a. digitation de Cuc et éléments supérieurs, b. digitation de Bodoc
Nappe de Bobu
Nappe du Flysch Curbicortal
Couvertures post-tectoniques
Volcanites néogénées
Dépressions
Contours géologiques
Nappe de charriage
Digitation
Faile inverse
Retrochevauchement
+ Faile verticale ou subverticale + compartiment élevé - Faile verticale ou subverticale - compartiment abaisse
←→ Faile de Dealu Mare (décrochement)



M. SĂNDULESCU

ÉSQUISSE TECTONO-GÉNÉTIQUE DE L'ARC DES CARPATES ORIENTALES ET MÉRIDIONALES

0 10 20 30 40 km

LÉGENDE

UNITÉS DE SOCLE

- A. A SOCLE SIALIQUE
 - Autochtone danubien
 - Unité de Bretila
 - Nappe sub-bucoviniene
 - Nappe bucoviniene
 - B-unité de Brasov
 - H-unité de Haliba
 - S-digitation de Sîncraia
 - Nappe supragéologique et (a) unité de Sasca-Gornjak
 - Massif Serbo-Macédonien
 - Autochtone de Bihor
- B. A SOCLE SIMIQUE
 - Métallifères méridionaux

UNITÉS DE COUVERTURE

- A. DÉPORVUES DE ROCHES BASIQUES
 - Avant-fosse interne
 - Unité des plis marginaux
 - Nappe de Tarcău
 - Nappes de Audiș et de Macău
 - Nappes du Flysch Cubicortical et de Bobu
 - Unités pieniques, de Botiza, de Petrava et du wildflysch
- B. A ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES
 - Nappes de Ceahlău et de Săvărăin
 - Nappe du Flysch Noir (et de Baraolt ?)
 - Nappes transylvaines

UNITÉS DE COUVERTURE

- B. A ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES
 - Nappes de Ceahlău et de Săvărăin
 - Nappe du Flysch Noir (et de Baraolt ?)
 - Nappes transylvaines

UNITÉS NON DÉFORMÉES

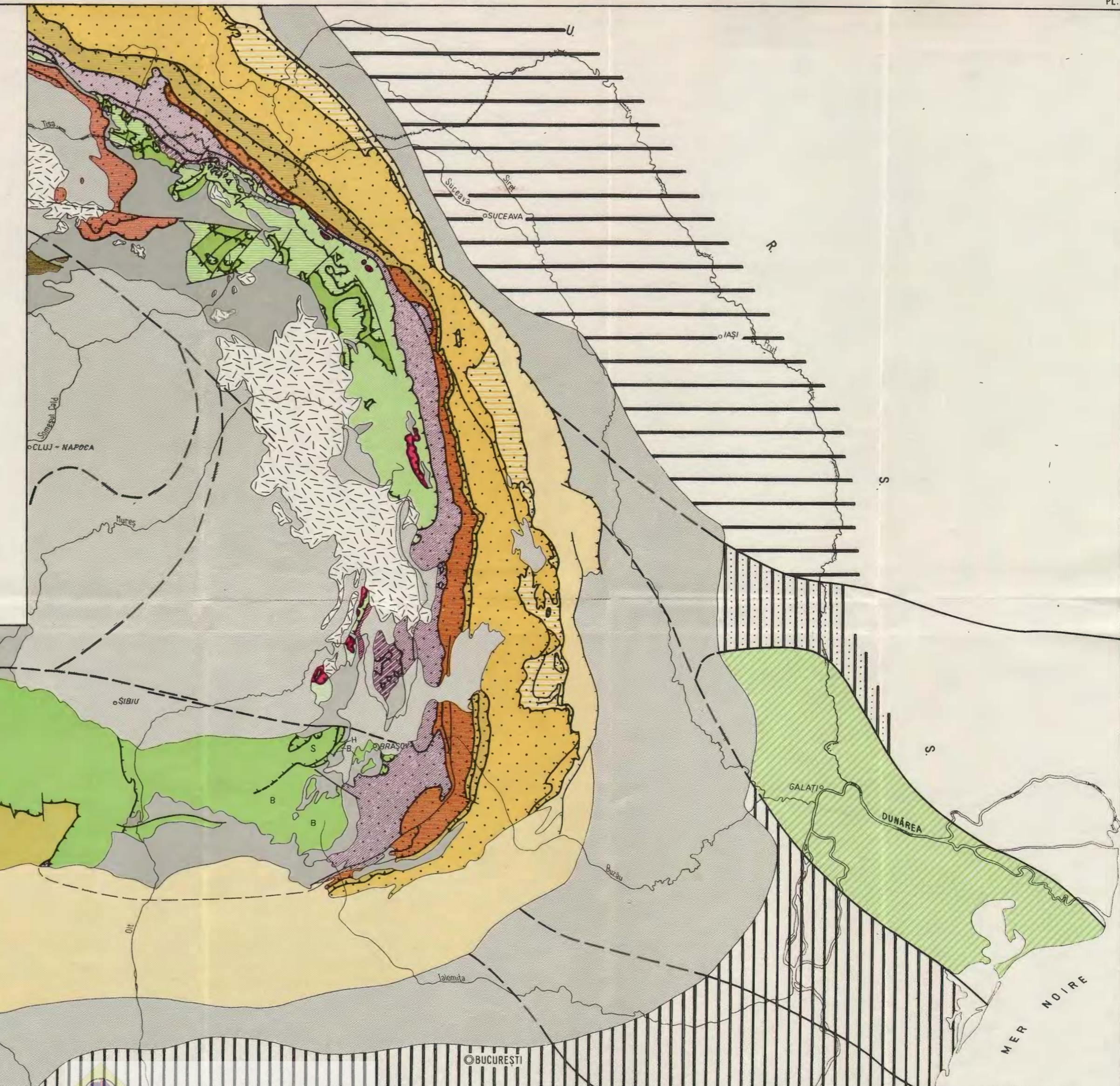
- Couvertures post-tectoniques
- Avant-fosse externe et dépressions

MAGMATITES SUBSEQUENTES

- Banotites
- Volcanites néogènes

AVANT-PAYS CARPATIQUE

- Plate-forme est-européenne
- Secteur scitique
- Secteur moesique
- Chaine intracratonique alpine (Dobrogea septentrionale)
- Charriage
- Digitation, duplication
- Faillle profonde
- Faillle inverse
- Faillle verticale et faillle de décrochement



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONSIDERATII ASUPRA FORMAȚIUNILOR CRISTALOFILIENE ȘI ANCHIMETAMORFICE DIN MUNTII VÎLCAN ȘI MUNTII RETEZAT (CARPAȚII MERIDIONALI)¹

DE

IOAN SOLOMON², ADINA VISARION³, MAGDALENA IORDAN³

Abstract

Considerations on the Crystalline and Anchimetamorphic Formations from the Vilcan and Retezat Mountains (South Carpathians). The Crystalline Schists, from the northern part of the Vilcan Mountains and the south-eastern part of the Retezat Mountains, belong to the important groups of metamorphites: the Getic and the Danubian metamorphites. The relationships between them are of tectonic nature. The Infracambrian amphibolitic series and the Cambrian series have been separated within the group of Danubian metamorphites relying on the stratigraphic relationships, the determinations of biostratigraphic age (microfoplanktonic elements), as well as the metamorphism degree. The weakly metamorphosed, anchimetamorphic formations have been assigned to the sedimentation and metamorphism cycles: Ordovician-Silurian (Muntele Coarnele conglomerate series), Lower Carboniferous (Tulișa series) and Rhaetian-Liassic (Paroșeni formation). Within the Tulișa series formation there have been identified, for the first time, Lower Carboniferous microfloral elements and, within the deposits of the Paroșeni formation, besides sporopollenic elements, a macrofauna with Thamnasteriides, Montlivaltiides and fragments of undeterminable brachiopods and gasteropods.

I. INTRODUCERE

Prezența formațiunilor slab metamorfozate în munții Vilcan a fost semnalată, încă din secolul trecut, de către Mrazek (1898).

Dacă ulterior, prin lucrările lui Manolescu (1937), Pavelescu (1953), Pavelescu și Pavelescu (1964, 1970), petrografia

¹ Predată la 17 februarie 1975, acceptată pentru publicare la 15 martie 1975, comunicată în ședința din 29 aprilie 1975.

² Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



și repartizarea cartografică a rocilor metamorfice și sedimentare din munții Vilcan și Retezat, au fost descifrate, în schimb multe aspecte privind stratigrafia și îndeosebi vîrstă, au rămas încă probleme controverse.

Datele existente, extrem de reduse, asupra conținutului paleontologic din formațiunile anchimetamorfice, sint datorate, în mare măsură, cutării intense și metamorfozării sedimentelor.

Rezultatele noi, obținute în ultimii ani, referitoare la stratigrafia metamorfitelor și identificarea unor depozite fosilifere, al căror studiu ne-a permis să facem aprecieri de vîrstă, constituie obiectul acestei lucrări cu caracter preliminar.

II. ISTORIC

După perioada de la începutul secolului, din care ne-au rămas mai multe lucrări geologice descriptive, în 1937 Manelescu prezintă un studiu detaliat al formațiunilor din munții Vilcan. Cu această ocazie, au fost separate în cristalinul danubian, seria de Lainici-Păiuș, complexul amfibolitic și seria clastică, ale căror metamorfite sunt acoperite de sedimentele complexului infragetic. Complexul infragetic a fost separat ca o serie comprehensivă, cu depozite repartizate intervalului Permian (Carbonifer ?)-Cretacic inferior.

În anul 1953, Pavelescu, sub denumirea de „seria de Drăgșan”, reunește complexul amfibolitic și seria clastică (Manolescu, 1937), iar sub numele de „formațiunea de Tulișa” separă depozitele paleozoice metamorfozate dinamic de la partea inferioară a complexului infragetic, cărora le atribuie o vîrstă carboniferă.

Într-o lucrare de sinteză Pavelescu și Răileanu (1963) consideră că seria de Lainici-Păiuș și complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan sunt sincrone, având probabil o vîrstă precambriană. Complexul superior, clorito-sericitos al seriei de Drăgșan cu toate că este prezentat ca o serie transgresivă, cu conglomerate metamorfozate în bază, de vîrstă cambrian-ordoviciană, nu este separat corespunzător, fiind în continuare inclus în aceeași serie.

Metamorfitele seriei de Tulișa au fost repartizate de autori la trei orizonturi, în baza seriei semnalindu-se discordanțele dintre conglomeratele laminate și formațiunile sub- și suprajacente. Vîrstă formațiunilor, paleozoice prin paralelizare cu depozitele de pe valea Idegului, a fost considerată a fi cuprinsă între Silurian și Carboniferul inferior.

Ulterior, Pavelescu și Pavelescu (1964) atribuie conglomeratelor o vîrstă devoniană (siluriană ?), calcarelor o vîrstă dinantiană iar restului formațiunii o vîrstă carbonifer-inferioară (nedivizat).

În 1969 autori citați, extinzind paralelizările asupra șisturilor cristaline din Carpații sudici, atribuie o vîrstă arhaică seriei de Lainici-Păiuș și complexului amfibolitic al seriei de Drăgșan, considerindu-le a fi sincrone cu seria de Sebeș-Lotru. Complexul clorito-sericitos al seriei de



Drăgșan este considerat de vîrstă proterozoică, iar seria de Tulișa de vîrstă paleozoic-inferioară.

Cu ocazia cercetărilor geologice efectuate între anii 1964-1968, Solomon⁴ separă, pe baza discordanțelor metamorfice, complexul amfibolitic și o serie superioară, detritogenă, echivalentă seriei de Lainici-Păiuș și complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgșan. Pe baze litologice, în cadrul seriei de Tulișa au fost separate, în regiunea Cîmpul lui Neag, trei nivale stratigrafice.

În 1967⁵, în munții Vilcan, la sud de localitatea Paroșeni, au fost separate pe criterii litologice, depozite aparținând formațiunii de Schela.

Pe versantul nordic al masivului Retezat au fost efectuate prospecțiuni de detaliu între valea Rîul Bărbat și Dealul Babii de către Micu⁶.

Între anii 1969-1972 Solomon^{7,8} împreună cu Micu și Pop, efectuează cercetări geologice în partea estică și sudică a munților Retezat, completind imaginea cartografică a zonei.

Executind revizuiri în munții Vilcan, Năstaseanu (1973) separă la partea superioară a seriei de Tulișa (*sensu* Pavelescu, 1966, 1970), „formațiunea de Oslea”, alcătuită din două complexe stratigrafice descrise litologic și prezентate în coloane stratigrafice. Cu aceeași ocazie autorul atribuie conglomeratele laminate din Oslea, fundamentului cristalin. Formațiunea de Oslea, pe baza unei urme de plante și a considerațiilor de ordin stratigrafic, a fost atribuită Devonian-Carboniferului inferior.

În anul 1974, Vîsarıon și Solomon efectuând un studiu microfloristic, aduc precizări asupra vîrstei cambriene medii și superioare a complexului clorito-sericitos din nordul munților Retezat.

III. CONSIDERAȚII GEOLOGICE

Versantul nordic al munților Vilcan și cel sud-estic al munților Retezat sunt alcătuiți din șisturi cristaline aparținând domeniului danubian și într-o mai mică măsură de metamorfitele domeniului getic. Relațiile dintre cele două grupe de șisturi cristaline sunt tectonice. Sedimentele cuverturii alpine au fost atribuite Jurasicului și Cretacicului. În bazinul sedimentar Petroșani și pe rama sudică a bazinului Hațeg se dispun sediamente jurasice, cretacice și neozoice.

Formațiunile cristalofiliene și anchimetamorfice prejurasicice medii, situate pe domeniul danubian în regiunea cercetată, au fost atribuite pe

⁴ I. Solomon. 1964-1968. Arh. I.G.G., București.

⁵ Op. cit. pct. 4.

⁶ C. Micu. Asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de mangan în partea de nord și est a munților Retezat. 1965. Arh. I.G.G., București.

⁷ I. Solomon, C. Micu, A.I. Pop. Asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în munții Retezat. 1969. Arh. I.G.G., București.

⁸ I. Solomon. (1970, 1971, 1972). Arh. I.G.P.S.M.S., București.



criterii stratigrafice, paleontologice și de metamorfism, seriei amfibolice infracambriene, seriei cambriene, seriei conglomeratelor laminate de Muntele Coarnele, seriei de Tulișa și formațiunii de Paroșeni.

1. Formațiuni cristalofiliene

a) Seria amfibolitică infracambriană

Stiva de gnaisse amfibolice cu almandin, sub creasta Oslei și în defileul Jiului, este cunoscută sub numele de „complexul amfibolitic”, denumire rămasă în literatură, din lucrările lui Manolescu (1937) și Pavelescu (1953).

Alcătuirea petrografică (diferită de a seriilor superioare), gradul de metamorfism ridicat, precum și relațiile de discordanță metamorfică cu seria suprajacentă au fost criteriile care ne-au determinat să atribuim această stivă unei serii cristalofiliene precambriene.

Metamorfitele acestei serii au fost separate sub creasta Oslei, unde sunt dispuse în axul unui anticlinoriu și spre est sub vîrful Șigleul Mare, pe Valea Arsă, valea Braia și defileul Jiului (pl. X).

La alcătuirea petrografică a seriei, pe lîngă gnaisele amfibolice cu almandin, participă gnaisse amfibolice rubanate (tufuri bazice și curgeri de lave doloritice submarine metamorfozate), ortoamfibolite (cuartdiorite, diorite, gabbrouri și peridotite metamorfozate) și gnaisse muscovito-biotitice.

Grosimea stivei cu amfibolite aflorată pe valea Jiului atinge cca 1500 m.

Metamorfozarea acestor formațiuni a avut loc în condițiile faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesul cu staurolit.

În gnaisele amfibolice am semnalat, sub creasta Oslei, prezența unor mici corpuri de granitoide cu plagioclaz zonat, iar în conglomeratul bazal al seriei suprajacente au fost identificate elemente rulate de granitoide plagioclazice cu ortoză.

Pe baza relațiilor de superpoziție atribuim seriei amfibolitice o vîrstă infracambriană, cu formațiuni metamorfozate și străbătute de granitoide, în timpul orogenezei cadomiene.

b) Seria cambriana

Al doilea termen din stiva de metamorfite danubiene îl constituie o serie cu formațiuni heterogene, separată prin discordanțe metamorfice atât de seria inferioară infracambriană cât și de seria superioară ordovician-siluriană.

Vîrsta cambriana a fost atribuită acestei serii pe baza argumentelor de ordin paleontologic și a paraleлизărilor stratigrafice.

În cadrul seriei cambriene, pe baza relațiilor de îndințare a sedimentelor premetamorfice, am inclus formațiunile atribuite anterior „seriei



clastice" și părții superioare⁹ a „seriei de Lainici-Păiuș” (M a n o l e s c u, 1937).

În cîteva zone, transgresiunea Cambrianului este marcată de prezența conglomeratelor bazale, fapt recunoscut de P a v e l e s c u, R ă i l e a n u (1963). Astfel, menționăm că pe valea Jiului românesc, la ieșirea din poiana Cîmpul Mielului, gnaisele amfibolice cu almandin suportă discordant (10°) metaconglomerate (2m), acoperite de șisturi cuarțo-feldspatice cu muscovit, șisturi cuarțitice clorito-sericitoase cu amfibol și granat mic, metamorfite cu un grad scăzut de cristalinitate comparativ cu al gnaiselor din seria inferioară. Conglomeratele bazale ale seriei au fost întlnite și în defileul Jiului, pe valea Polatiștea și pe creasta de la vest de virful Drăgoi.

Seria cambriană cuprinde formațiuni vulcanogene bazice și acide și formațiuni detritogene metamorfozate. Faciesurile vulcanogene bazice ocupă versanții nordici ai munților Vilcan și Retezat iar faciesurile detritogene ocupă versantul sudic al munților Retezat (zona Pilugu) și versantul sudic al munților Vilcan (zona Păiuș-Arcanu). Stratotipul formațiunii cu roci vulcanogene este alcătuit din următoarea succesiune: în bază gnaisse clorito-sericitoase cu amfibol și granat, gnaisse clorito-epidotice cu actinot, metadiorite, metagabbrouri și metaperidotite; la partea mediană șisturi cuarțito-albitice cu clorit, epidot și actinot, șisturi clorito-sericitoase, nivele subțiri de ortoamfibolite și șisturi cuarțito-feldspatice cu sericit (metatufuri riolitice) iar la partea superioară șisturi cuarțitice clorito-sericitoase, șisturi clorito-sericitoase, cuarțite albe cu sericit (metatufuri riolitice) și șisturi cuarțito-sericitoase cu grafit.

Faciesurile detritogene ale serie cam briene, în sudul munților Vilcan, sunt alcătuite din depozite terigene care se întindează cu faciesurile vulcanogen-bazice în zona de la izvoarele văii Balomiru și Braia. Faciesurile detritogene sunt reprezentate la partea inferioară a seriei (defileul Jiului) prin gnaisse albe cu biotit și amfibol, gnaisse amfibolice cu almandin, gnaisse clorito-epidotice-sericitoase, cuarțite cu muscovit și biotit și calcare cristaline cu diopsid. Partea mediană a seriei este alcătuită din gnaisse cu biotit, șisturi cuarțitice clorito-sericitoase, cuarțite cu sericit, calcare cristaline și uneori cuarțite cu grafit. La partea superioară a stivei se dispun șisturi cuarțitice sericito-cloritoase, satinate, cuarțite cu sericit, cuarțite feldspatice, șisturi clorito-sericitoase, șisturi cuarțitice sericito-grafitoase, calcarenite cristaline, metatufuri riolitice și metaporfirite microgranitice.

⁹ Precizăm că partea inferioară a „seriei de Lainici-Păiuș” revine seriei infracambriene fiind acoperită discordant de partea superioară a seriei atribuită Cambrianului. Deoarece în regiunea cercetată nu afloreză formațiunile inferioare, problema discordanței dintre cele două părți ale „seriei de Lainici-Păiuș” nu a fost abordată în lucrare. Considerăm totuși că în sudul munților Vilcan, unde metamorfitele părții inferioare a „seriei de Lainici-Păiuș” afloreză, trasarea discordanței dintre seria infracambriana și seria cambriana se va face cu mare dificultate, datorită conținuturilor litologice identice și a transformărilor metamorfice (de contact termic și metasomatic) determinate de intruderea plutoenilor granitoizi.

Repartizate pe o largă suprafață a munților Vîlcan și Retezat, cele două faciesuri ale seriei cambriene au primit denumiri și vîrste diferite, după autorii care le-au cercetat. Astfel, într-o lucrare recentă, Savu (1973) atribuie Cambrianului inferior și mediu formațiunile situate la partea superioară a seriei de Drăgșan, separindu-le sub denumirea de „seria de Vulcan” de restul formațiunilor baicaliene. Stănoiu (1973) atribuie Cambrianului formațiunile tufogen-carbonatice de la izvoarele văii Motru și formațiunile conglomeratice, marnoase și grafitoase din nordul munților Retezat separindu-le de formațiunile inferioare ale „complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgșan” atribuit Proterozoicului superior. Precizăm, că în cadrul ariei cercetate conținutul litologic al seriei cambriene corespunde în linii mari cu formațiunile atribuite anterior seriei clastice, părții superioare a seriei de Lainici-Păiuș (Mănolescu, 1937), complexului clorito-sericitos al seriei de Drăgșan, seriei de Pilugu (Păvelescu, 1953), seriei de Vulcan (Savu, 1970). În regiunile învecinate, seriei cambriene îi pot reveni formațiunile complexului clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanogen-bazice din valea Motrului (Stănoiu, 1973), seriei de Zeicani (Gherasim et al., 1968) și a.

Considerații asupra vîrstei. În nordul munților Retezat, pe valea Muncelu, la partea superioară a seriei, în formațiunile vulcanogen-detritogene au fost identificate elemente fitoplanctonice caracteristice Cambrianului mediu și superior: *Acanthodiacrodium* și *Trachydiacrodium* (Vișariu, Solomon, 1974).

Recent în formațiunile detritogene situate la partea superioară a seriei, pe Valea de Pești și pe un affluent drept al văii Nedeuța au fost identificate de Vișariu elemente microflorale. Rezultate pozitive au fost obținute în Valea de Pești pe un interval de 50-350 m amonte de confluența cu valea Seacă (affluent stîng al văii) (pl. X) fiind determinată, din materialul cercetat, următoarea asociatie microfloristică (pl. I, II):

Synsphaeridium sp.

Synsphaeridium conglutinatum Tim.

Leiosphaeridia sp.

Pseudozonosphaeridium sp.

Glaecapsomorpha prisca Zał.

Trematosphaeridium sp.

Trachysphaeridium sp.

Acanthodiacrodium sp.

cf. *Trachydiacrodium* sp.

Archeohystrichosphaeridium cf. *angulosum* Tim.

cf. *Attritasporites* sp.

Lophosphaeridium sp.

În conținutul identificat apar, pe lîngă elemente microfitoplanetnice de largă circulație ca *Synsphaeridium* sp., *S. conglutinatum* Tim., *Trematosphaeridium* sp. care sunt menționate în Precambrian și Paleozoicul inferior, și genurile *Leiosphaeridia*, *Glaecapsomorpha*, *Trachysphae-*

ridium și *Archeohystrichosphaeridium* care se dezvoltă îndeosebi în Cambrian și Ordovician.

Remarcăm în materialul analizat, frecvența apariție a unor elemente din genul *Acanthodiacrodium* și sporadic din genul *Trachydiaacrodium*, genuri importante ca valoare stratigrafică întrucât sunt caracteris-

TABELUL 1

Repartiția stratigrafică a microflorei determinate în șisturile sericito-cloritoase din Valea de Pești (punel fosilifer 1)

Unități taxonomice	Precambrian sup	Paleozoic inferior					
		Cambrian			Ordovician		
		1	2	3	1	2	3
<i>Synsphaeridium</i> sp.							
<i>Synsphaeridium conglutinatum</i> Tim.							
<i>Leiosphaeridium</i> sp.							
<i>Pseudosphaeridium</i> sp.							
<i>Gloeoapsomorpha priaca</i> Zal.							
<i>Trematosphaeridium</i> sp.							
<i>Trachysphaeridium</i> sp.							
<i>Acanthodiscodium</i> sp.							
cf. <i>Attritasporites</i> sp.			?				
<i>Archeohystrichosphaeridium angulosum</i> Tim.							
cf. <i>Trachydiaacrodium</i> sp.							
<i>Lophosphaeridium</i> sp.							

tice, după Timofeev (1959-1966), Cambrianului mediu-superior, Martin (1968) și Combaž (1967), dovedind existența lor și în Ordovicianul inferior.

Semnalăm de asemenea prezența unor forme cu dimensiuni mici (20-30 μ), cu contur circular-subtriunghiular, având o structură infra-granulată, pseudo-vermiculară sau șagrinară și o pseudo-zonă neregulată asemănătoare unui „cingulum”. Aceste elemente prezintă aceleiasi caractere și corespund ca descriere genului *Attratasporites* (pl. II, fig. 13-17), pus în evidență de Combaž (pl. I, fig. 1-14) în Tremadocianul din Algeria, într-o asociatie microfloristică care este în parte comparabilă cu cea identificată în șisturile clorito-sericitoase de pe Valea de Pești.

În concluzie, pe baza primelor datări palinologice efectuate dintr-un material colectat pe un interval relativ redus al formațiunii din Valea de Pești, se poate aprecia, potrivit actualei distribuții a microflorei determinate că acestea se încadrează în Cambrian mediu-Ordovician inferior.



Microflora determinată pe Valea de Pești și valea Nedea argumențează o vîrstă cambrian mediu-ordoviciană pentru depozitele situate la partea superioară a seriei, caracterizată printr-un stratotip comun pentru cele două faciesuri menționate cuprinzînd roci vulcanogene acide (tufuri riolitice și porfire microgranitice), șisturi detritogene clorito-sericitoase, șisturi cuarțitice sericito-grafitoase și calcare cristaline. În cadrul aceleiași părți a seriei alcătuită din formațiuni identice pe valea Muncel, vîrsta depozitelor se restrînge la intervalul Cambrian mediu-Cambrian superior.

Bazindu-ne pe aceste date am considerat vîrsta părții superioare a seriei, Cambrian superior. Seriei în întregime, cuprinzînd depozite vulcanogen-bazice, detritogene și carbonatice prin paralelizări cu formațiunea de la obîrșia văii Motru (Stănu, 1972) acoperită direct de Ordovician superior-Silurian inferior fosilifer și cu partea superioară a formațiunii complexului diabaz-filitoid din Iugoslavia în care Kallen (1967) citează prezența Archaeocyatidelor de tip Cambrian inferior, i-am atribuit o vîrstă cambriană. După cum arată Stănu (1972) discordanța din baza seriei cambriene se datorează diastrofismului cadowian.

Metamorfozarea depozitelor cambriene a avut loc în timpul diastrofismului sard, aparținînd orogenezei caledoniene vechi. Formațiunile cambriene situate la partea inferioară a seriei au fost metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cu almandin și biotit iar cele situate la partea superioară în condițiile subfaciesului cu clorit.

Sedimentele cambriene metamorfozate au fost străbătute de granitoide sintectonice (Șușita, Retezat), însotite de o gamă largă de porfire granodioritice, dioritice și granitice; de migmatizări și cornificări în acoperișul cristalin al corpurilor granitoide; de granitoide tectonice tîrzii (Cerna, Buta, Tismana), însotite de pegmatoide cu feldspat fumuriu și roci cu megablaste de microclin, precum și de granitoide post-tectonice.

2. Formațiuni anchimetamorfice

a) Seria conglomeratelor laminate de Muntele Coarnele

Pe creasta Oslea, vîrful Sîguleul mic, muntele Coarnele și în dealul Tulișa (vîrful Bai), discordant peste metamorfite mai vechi, se dispun metaconglomerate cenușii-verzui cu elemente mari (20-40 cm) acoperite transgresiv de arcozele și calcarele seriei de Tulișa. Elementele conglomeratului (cuarț și cuartite) sunt prinse într-o matrice cuarțitică clorito-sericitoasă grosieră.

Pozitia stratigrafică a acestei formațiuni a fost mult discutată, astfel Manolescu (1937), într-o primă interpretare, o consideră ca termen final al seriei clastice, ca ulterior să o includă în baza complexului infragetic (1940). Pavelescu și Răileanu (1963) au figurat-o în baza seriei de Tulișa, discordant sub formațiunile superioare carbonifere.

Reluînd recent discuția asupra poziției conglomeratelor laminat, Năstăseanu (1973) le consideră ca fiind situate la partea superioară



ă fundamentului cristalin, acceptând însă și posibilitatea ca acestea să fie paralelizate cu conglomeratele de la Piatra Cloșani, de vîrstă ordovician-siluriană, după cum consideră Stănoiu (1973).

Mentionăm că aproape în toate zonele cu conglomerate laminare acestea ocupă o poziție excentrică față de metamorfite superioare ale seriei de Tulișa și sunt alcătuite din elemente cu dimensiuni mari prinse într-un ciment sericito-cloritos al cărui grad de metamorfism este mai pronunțat decât al metamorfismului care a afectat sedimentele seriei de Tulișa așa după cum a precizat Năstaseanu (1973). Aceste criterii permit separarea conglomeratelor ca o formațiune distinctă în regiunea cercetată. Pe baza superpoziției am atribuit acestei formațiuni o vîrstă ordovician-siluriană. Metamorfozarea sedimentelor în condițiile faciesului de sisturi verzi, subfaciesul cu clorit a avut loc la finele Silurianului în timpul diastrofismului caledonian tînăr¹⁰ în faza erică (Stănoiu, 1972).

b) Seria de Tulișa

Formațiunile anchimetamorfice, atribuite de Manolescu (1940) părții inferioare a complexului infragetic, de Pavelscu (1953), Pavelscu și Pavelscu (1964) seriei de Tulișa (exceptând conglomeratele laminate) și de Năstaseanu (1973) formațiunii de Oslea, alcătuiesc pe versantul nordic al munților Vilcan, un sinclinal, dezvoltat între creasta Oslei și Valea de Pești. La vest de această vale sinclinalul se bifurcă, o ramură fiind orientată spre valea Jiului (NE), iar alta spre Dilma Căzută (SE) unde după o intrerupere în dealul Șigleu, structura sinclinală se reîntinde între valea Braia și valea Baleia (pl. X).

Pe versantul sudic al munților Retezat depozitele seriei de Tulișa sunt dispuse într-un mic sinclinal faliat, situat între valea Pilugu și valea Crevedia, iar pe versantul nordic, în mai multe lambouri conservate pe creștele Baru, Tulișa, dealul Sec și pe versantul drept al văii Muncel.

Larga răspindire a metamorfitelor seriei de Tulișa raportată la răspindirea formațiunilor inferioare, ordovician-siluriană, evidențiază un pronunțat caracter transgresiv. În multe zone caracterul transgresiv este dat de prezența unui nivel de conglomerate metamorfozate. Conglomeratele seriei de Tulișa se deosebesc morfologic de conglomeratele ordovician-siluriene, datorită dimensiunilor mai mici (5-20 mm) a elementelor rulate care au o frecvență redusă și sunt cimentate într-o matrice grezoasă, neagră, grafitoasă. Continuitatea de sedimentare dintre conglomerate și

¹⁰ Separarea în regiunea cercetată a unei serii cambriene, cu toate atributile unui ciclu tectono-magmatic cu o evoluție completă (sedimentogenie, magmatism și metamorfism) desăvîrșit în faza sardă a diastrofismului caledonian, precum și separarea unei serii anchimetamorfice ordovician-siluriană (prezența unei serii ordovician-siluriană anchimetamorfică fosiliiferă metamorfozată în faza erică a diastrofismului caledonian a fost evidențiată pe versantul sudic al munților Vilcan de Stănoiu în 1971), impune reconsiderarea evoluției ciclului caledonian *sensu lato*, pe aria carpatică prin subdivizarea într-un ciclu caledonian vechi (Cambrian) și un ciclu caledonian tînăr (Ordovician-Silurian).



depozitele superioare se observă în profilul văii Jiului românesc unde de la un nivel subțire de microconglomerate (0,8 m) se trece treptat la cuarțite grosiere, acoperite la rîndul lor de cuarțite feruginoase, cuarțite carbonatice și calcare cristaline.

Prin definirea stratotipului formațiunii de Oslea un aport deosebit la conturarea a două serii, I-a adus Năstăseanu (1973) care a separat conglomeratele laminate de sub creasta Oslei, atribuindu-le fundamentele cristalin. Această precizare, o considerăm însă, ca fiind insuficientă pentru definirea stratotipului seriei de Tulișa, deoarece în teren să dovedit posibilă separarea a două tipuri de conglomerate metamorfozate: conglomerate laminate verzi cloritoase cu elemente rulate mari și microconglomerate metamorfozate, negre, grafitoase, din baza seriei de Tulișa. În acest mod stratotipul propus pentru „formațiunea de Oslea” de Năstăseanu (1973) nu coincide cu stratotipul „seriei de Tulișa” în sensul pe care-l prezentăm. Propunem ca pentru caracterizarea seriei de Tulișa să se mențină stratotipul definit de Pavelescu (1953), cu precizarea posibilității de separare la baza seriei atât a conglomeratelor ordovician-siluriene cît și a conglomeratelor proprii.

După criterii litologice și pe baza determinărilor paleontologice am separat în cadrul seriei de Tulișa trei complexe stratigrafice.

Complexul inferior. Acest complex este alcătuit din nivelul de metaconglomerate menționat, urmat de un nivel de arcoze și cuarțite feruginoase și de un nivel de calcare cristaline.

Nivelul de metaconglomerate are o dezvoltare mai pronunțată la est de valea Tusului, unde atinge grosimi de 120 m. Pe versantul sudic al munților Retezat, metaconglomeratele alcătuiesc un nivel continuu în baza sedimentelor din sinclinalul Pilugu-valea Crevedia.

Metaconglomeratele sunt acoperite de arcoze și cuarțite feruginoase, depozite cu o răspândire mai redusă sub formă lenticulară în sinclinalul Oslea. Grosimea maximă a nivelului cu arcoze și cuarțite feruginoase se întâlnește pe valea Nedeuța unde acesta a fost cartografiat cu o grosime de 35-40 m¹¹.

Succesiunea se încheie cu un nivel de calcare cristaline, cenușii, dispuse de cele mai multe ori direct peste fundamentul cristalin. Nivelul de calcare (calcarul de Oslea)¹² ajunge la grosimi de cca 200 m în creasta Oslei. La partea superioară calcarele se îndințează cu șisturile cuarțitice grafitoase ale complexului median (valea Gîrbovu).

Complexul mediu. Calcarele cristaline sunt acoperite de o stivă de șisturi cuarțitice sericito-grafitoase, în care se remarcă o alternanță intimă de roci psamitice cu roci pelitice. Complexul este alcătuit din șisturi cuarțitice sericito-grafitoase satinate, șisturi sericito-grafitoase, cuarțite sericito-grafitoase, cuarțite grosiere, nodulare, microconglomerate laminate,

¹¹ Op. cit. pct. 4.

¹² Op. cit. pct. 4, 1964, pag. 29.

șisturi cuarțitice sericitoase cu cloritoid, șisturi cuarțitice grafitoase cu cloritoid, șisturi cuarțitice sericito-cloritoase cu grafit și calcare cristaline cu grafit.

Sub creasta Dilma Mare, pe versantul stîng al văii Jiul românesc, între filitele grafitoase se întîlnesc dispuse lentile de șisturi antigorit-cristo-tilice, talcoase (serpentinite metamorfozate) cu grosimi reduse (pl. XI). Grosimea complexului median ajunge la 1000 m.

Cercetarea palinologică a probelor colectate din filitele grafitoase dispuse în stiva de deasupra calcarelor cristaline de pe valea Gîrbovu (pl. III și IV) a evidențiat prezența elementelor microflorale.

Identificarea în anul 1973¹³ a unor spori paleozoici în filitele grafitoase de V i s a r i o n, ne-a condus la efectuarea unui studiu palinologic sistematic al acestui profil. Dintr-un număr de 30 probe colectate din intercalăriile pelitomorfe ale seriei (filite sericito-grafitoase negre), a fost pusă în evidență următoarea asociație palinologică :

Sporonites unionus H o r s t

Leiotriletes sp.

Leiotriletes gulaferus P o t . - K r e m p .

cf. *Stenozonotriletes* sp.

Calamospora sp.

Calamospora pannucea R i c h .

Calamospora pedata K o s .

Calamospora microrugosa (I b r .) S c h . W i l l & B e n t

Punctatisporites sp.

Apiculatisporites sp.

Laevigatosporites sp.

Granulatisporites sp.

Triquiritites sp.

Waltzispora sp.

Murospora kosankei S o m e r s .

Rotaspora fracta S c h m e l .

Lophozonotriletes cf. *rari tuberculatus* (L u b e r) K e d o

Anisozonotriletes cristifer (L u b e r) B y v s c h .

cf. *Cristatisporites* sp.

Asociația determinată este alcătuită, în general, din spori bine conservați, care prezintă următoarea distribuție stratigrafică : genurile *Leiotriletes*, *Calamospora*, *Punctatisporites*, *Apiculatisporites* acoperă un larg interval fiind citate din Devonian și continuindu-se în tot Carboniferul.

Prezența unor genuri specifice Carboniferului din care menționăm : *Waltzispora*, *Triquiritites*, *Cristatisporites* în asociere cu *Murospora kosankei*, *Rotaspora fracta*, *Lophozonotriletes* cf. *rari tuberculatus*, *Anisozonotriletes cristifer*, spori caracteristici Carboniferului inferior pledează pentru acordarea acestei vîrste filitelor sericito-grafitoase din valea Gîrbovu (tab. 2).

¹³ I. Solomon. Raport asupra lucrărilor de sinteză în cristalinul danubian al Carpa-tilor Meridionali, versantul nordic al munților Vilcan. 1973. Arh. I.G.P.S.M.S., București.



Complexul superior. Umplutura sinclinalului de Oslea, între valea Gîrbovu și Valea de Pești, litologie se caracterizează prin prezența mai multor nivele de microconglomerate intraformaționale metamorfozate. Stiva cu formațiuni grobe, separată în cadrul complexului superior, atinge o grosime de cca 600 m.

TABELUL 2

Repartiția stratigrafică a sporilor identificați în șisturile sericito-grafitoase din valea Gîrbovu

Unități taxonomiche	Devonian			Carbonifer			
	Inf.	Med.	Sup.	Dinant	Namur	Westph.	Steph.
<i>Sporonites unionus</i> Horst.				—			—
<i>Leiotriletes</i> sp.	—						
<i>Leiotriletes gulaferus</i> Pol. - Kremp.				—			
<i>Calamospora</i> sp.	—						
<i>Calamospora pedata</i> Kos.			—				
<i>Calamospora pannacea</i> Rich.		—	?	?			
<i>Calamospora microrugosa</i> (lbr.) Sch. Will. Bent.	—						
<i>Verrucosisporites</i> sp.	—						
<i>Punctatisporites</i> sp.	—			—			
<i>Granulatisporites</i> sp.	—						
<i>Laevigatasporites</i> sp.	—						
<i>Lophosonotriletes cf. rarituberculatus</i> (Luber) Byvach			—	—	—		
<i>Murospora kosenkai</i> Soma				—			
<i>Waltzispora</i> sp.				—	—	—	
<i>Triquitrites</i> sp.				—	—		
<i>Apiculatisporites</i> sp.	—						
cf. <i>Cristatisporites</i> sp.				—			
<i>Rotaaspora fracta</i> Schmei.				—			
cf. <i>Stenosonotriletes</i> sp.				—	—		

Formațiunile seriei de Tulișa au fost metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cu clorit și cloritoid.

Vîrstă seriei de Tulișa. În stadiul actual, cunoștințele privind vîrstă depozitelor paleozoice de pe domeniul danubian permit o bună corelare a anchimetamorfitelor carbonifere din valea Iudegului cu anchimetamorfitele



seriei de Tulișa. Pe valea Idegului, un pachet de șisturi filitice negre-verzui argiloase este acoperit discordant (M u t i h a c, I o n e s i, 1974, pag. 393) de calcare spatic cu entroce de crinoizi și cochilii de *Productus* și *Spirifer* (C o d a r c e a et al., 1960). Aceste calcare aparțin cu certitudine Tournaisianului. Calcarele sunt acoperite de șisturi argiloase negre atribuite Visean-Namurianului. La est de valea Idegului calcare spatic cu entroce de crinoizi au fost semnalate pe versantul nordic al munților Tarcu, între Valea Mare și valea Vidra (G h e r a s i et al., 1968), la partea bazală a seriei de Vidra.

Prezența microsporilor carbonifer-inferiori, în filitele grafitoase situate peste calcarele cristaline (valea Girbovu), precum și continuitatea de sedimentare dintre cele două formațiuni ne-au condus la concluzia că putem atribui calcarelor seriei de Tulișa, prin paralelizare cu calcarele de Ideg, o vîrstă tournaisiană, vîrstă ce ar reveni complexului inferior în întregime (?). Complexului mediu îi atribuim prin paralelizare cu șisturile ardeziene de pe valea Idegului și pe baza determinărilor microfloristice, o vîrstă viseană, iar complexului superior o vîrstă namuriană (?).

Diastrofismul care a condus la metamorfozarea seriei de Tulișa s-ar situa astfel la partea mediană a Carboniferului mediu în faza erzgebirge a orogenezei varisca.

c) Formațiunea de Paroșeni

În anul 1967, pe versantul nordic al munților Vilcan am separat¹⁴ o stivă cu șisturi filitoase negre, dispusă transgresiv peste șisturile cuarțitice grafitoase ale seriei de Tulișa, pe care am atribuit-o „formațiunii de Schela”. Această formățiune se dispune ca o bandă continuă, la sud de planul tectonic care separă, spre nord, mezometamorfitele seriei de Sebeș-Lotru, între localitățile Paroșeni și Iscroni.

Prezența formațiunii de Schela a fost semnalată fără să fie localizată, pe versantul nordic al munților Vilcan, de M a n o l e s c u (1937), în cadrul complexului infragetic la partea superioară a seriei triasice. Liasicului i-a fost atribuit o stivă de șisturi argiloase negre în alternanță cu șisturi grafitoase calcaroase, stivă care, spre partea bazală, prezintă trecheri continui la șisturile cuarțitice grafitoase triasice.

Pe baza unor determinări paleontologice, formațiunii de Schela din munții Vilcan, i-a fost atribuită de S e m a k a (1963) o vîrstă carbonifer-permian-liasică.

În zona cercetată am separat, în cadrul formațiunii filitoase neagră pe care o denumim de Paroșeni, următoarea succesiune de sedimente slab metamorfozate: în bază filite cuarțitice grosiere și filite argiloase negre, la partea mediană filite argiloase cărbunoase negre în care apar intercalate nivele de filite cuarțitice sericitoase albe, cu un luciu sidefos, filite cuarțitice sericito-cloritoase verzui, lentile de carbonatite silicioase (valea Căprișoara) și filite cloritoase verzui, străbătute de corpuri cu roci

¹⁴ Op. cit. pct. 4.

gabbroide-ofiolitice (creasta Merișoara). La partea superioară a formațiunii se întâlnesc filite argiloase negre cu pelicule de antracit, filite cuartitice negre și nivale cu grosimi metrice de calcare cenușii rubanate asociate cu filite calcaroase.

Pe valea Lupșească (la sud de localitatea Vulcan), în calcarenitele negre și filitele carbonatice, situate la cca 150 m sud de contactul cu mezo-metamorfitele seriei de Sebeș-Lotru, au fost identificate mulaje și fragmente de resturi fosile.

Macrofauna observată în depozitele menționate constă din corali coloniali și solitari, și din fragmente de gasteropode, echinoide, brahiopode, bivalve și fosile indeterminabile. Depozitele fiind metamorfozate, fauna este intens modificată în structura ei intimă, calcitul fiind parțial sau total recristalizat.

Coralii coloniali, care au fost identificați în porțiunile alterate natural sau uneori în urma preparărilor de laborator, cu toată slaba lor conservare, considerăm că aparțin grupului *Thamnasteriida* al ordinului *Scleractinia*.

Marea majoritate a calcarelor din depozitele studiate reprezintă de fapt colonii și fragmente de colonii de tip thamnasterioid. Coloniile sunt masive și formate din indivizi (coraliții) mici cu un diametru de 1,5-3 mm. Coraliții nu prezintă perete despărțitor, iar centrele coralilor vecini sunt unite prin septe confluente sau septocoaste. Acest aranjament al septelor, ce sugerează imaginea liniilor de forță dintre polii unui cîmp magnetic, reprezintă caracterul esențial al coloniilor de tip thamnasterioid. Septele sunt discontinui, uneori apărînd ca șiruri granulate (pl. VI, VII) iar columela frecvent absentă sau stiliformă. Toate aceste caractere care au putut fi observate în materialul descoperit sunt trăsături caracteristice pentru Thamnasteriidae. Această familie apare pentru prima dată în Triasicul mediu și se menține pînă în zilele noastre, iar genul *Thamnasteria Lesauvage* are o întindere de la Triasicul mediu la Cretacicul mediu inclusiv. Recent acest gen a fost revizuit (Melnikov, 1971) și s-a separat un gen (*Pamiroseris*) pentru formele triasice și un altul (*Fungiastrea*) pentru cele jurasice și cretacice. Înaintata diagenizare a structurii intime a calcarelor din regiunea studiată a făcut ca studiul prin secțiuni subțiri, atît de indicat în determinarea coralilor, să nu ne ajute cu nimic. Neputind identifica caractere de detaliu care stau la bază separării celor două genuri, nu suntem în măsură, la ora actuală, să facem această precizare generică și deci stratigrafică. Avînd în vedere însă că în Jurasicul inferior (Liasic) familiile de corali erau practic aceleași cu cele din Triasicul mediu și în special cu cele din Rhaetian, credem că ne putem plasa în acest interval de timp : Triasic mediu-Jurasic.

Coralii solitari care apar uneori alături de cei coloniali, sunt foarte fragmentați și de asemenea într-o stare de conservare foarte slabă.

Un exemplar cu o formă ovală, și de dimensiuni mari (25/20 mm) ne-a suscitat în mod deosebit atenția (pl. VIII, fig. 1, 2). Septele cu un vizibil caracter dichotomic prezintă aranjamentul specific hexacoralierilor : cu 6 protosepte care se divid în două și aşa mai departe. Faptul că



mai apar și cîteva septe neperechi cît și forma ovală a exemplarului, s-ar putea datora suprafeței oblice după care eroziunea naturală a secționat individul. Caracterele menționate pot conduce de asemenea și la concluzia că acest exemplar ar putea reprezenta un Montlivaltiid. Genul *Montlivaltia* La m o u r o u x are o întindere din Triasicul mediu pînă în Cretacic inclusiv. Făcînd o comparație cu asociația de corali identificată recent în Polonia, în munții Tatra (R o n i e w i c z , 1974 ; G a z d z i c k i , 1974) în seriile sub-tatrice rheiene, exemplarul nostru prezintă asemănări și cu *Phacelostylophyllum* sp. (R o n i e w i c z , 1974, pl. 3, fig. 5).

Alte cîteva fragmente, de dimensiuni mai mici reprezentînd secțiuni transversale și longitudinale, prezintă aceleași caractere și considerăm că fac parte din același grup (pl. VIII, fig. 3,4 ; pl. IX, fig. 1,3).

Un individ mic cu diametru de 2,5 mm, cu septe puține și bifurcate, prezintă un aranjament care îl face asemănător cu Pinacophylidele, iar un alt individ cu o formă ovală de dimensiuni medii (5/3 mm) cu septe de asemenea bifurcate prezintă o simetrie ce îl apropie de Thecosmilii (pl. IX, fig. 4). Comparînd aceste ultime forme cu materialul rheiian identificat în seriile sub-tatrice rheiene din munții Tatra, ele prezintă asemănări de formă și dimensiuni și cu *Cyatocoenia alpina* (G ü m b e l) (R o n i e w i c z , 1974, pl. I, fig. 3,4).

În calcare cît și în intercalatiile de sisturi satinate negre, mai apar, în special, pe suprafețele alterate fragmente de forme și dimensiuni variabile, constituite din calcit ce prezintă uneori aspectul caracteristic spatic, iar alteori vizibile impregnări cu pîrită. Înaintata fragmentare și diagenizare, cît și stadiul actual de cunoaștere, în limita mijloacelor de investigare de care dispunem, nu ne permite decit să le enunțăm prezența ca „fragmente de resturi organice indeterminabile”. Fragmentele ce prezintă un canal central ar putea reprezenta crinoide, cele cu o formă alungit-ovală și ovală — fragmente de bivalve și brahiopode, iar o secțiune de 2/1 mm prezintă un fragment de gasteropod (pl. IX, fig. 2).

Luînd în considerație faptul că depozitele în care a fost identificată fauna menționată mai sus sunt metamorfozate, determinările paleontologice au fost mult îngreunate atît de starea de alterare a structurii interne cît și de înaintata fragmentare a materialului faunistic. Asociația este constituită predominant din coralieri solitari și coloniali, precum și din fragmente de echinoide, gasteropode, brahiopode, bivalve. Din păcate nu am identificat prezența nici unui element microfaunistic (foraminiere, alge) și palinologic care să aducă precizări asupra vîrstei. Totuși în corroborare cu datele existente la noi în țară cît și în țările vecine putem conchide următoarele :

— Punctul fosilifer descoperit de unul dintre autori (S o l o m o n , studiat de I o r d a n) este singurul de acest fel într-o serie cristalină din lanțul carpatic ;

— Asociația macrofaunistică prezintă caractere care atestă o vîrstă mezozoică și nu paleozoică cum s-a crezut inițial, avînd în vedere locul descoperirii și metamorfozarea depozitelor respective ;

— Coralii identificați prezintă asemănări cu cei din Rhetianul sub-tatric polonez dar luind în considerație: înaintata recristalizare și fragmentare a lor cît și lipsa altor elemente mai concludente (brahiopode, hydrozoare, foraminifere, alge etc.) nu ne permitem să facem o corelare cu această serie decât sub semnul unei serioase probabilități.

În final, având în vedere toate caracteristicile menționate mai sus, credem că totuși ne plasăm undeva în intervalul Triasic mediu-superior — Jurasic.

Cercetarea palinologică a filitelor argiloase negre cu pelicule de antracit din stiva superioară calcarelor organogene a evidențiat prezența unei asociații microfloristice. Două probe colectate din filitele situate la 50 m aval de punctul faunistic, au pus în evidență un conținut sporo-polinic sărac sub raport cantitativ, dar care este în acord cu determinările macropaleontologice.

Asociația este reprezentată prin rare exemplare de polen, de tipul *Ginkgocycadophytus*, polen de *Pinacee* vechi și spori care aparțin genurilor *Cyathidites*, *Gleicheniidites* (sau *Toroisporis*), *Dictyophyllidites* (pl. V). Microflora identificată este menționată cu începere din Mezozoic (*Gleicheniidites* din Liasic, iar toate celelalte cu începere din Triasic) fără a putea face o încadrare mai strictă datorită conținutului redus.

Conținutul faunistic și floristic determinat în depozitele formațiunii de Paroșeni, corroborat cu date de ordin stratigrafic (Mutihac, Ioanesci, 1974), ne-a determinat să atribuim acestei formațiuni o vîrstă cuprinsă între Rhetian și Liasic.

Sedimentele rheto-liasice, în facies detritogen-carbonatic, au fost afectate de un slab metamorfism evidențiat de recristalizarea calcarelor coraligene și prezența mineralelor micacee metamorfice (sericit și clorit). Pe valea Jiului formațiunea de Paroșeni are o grosime de cca 600 m.

Considerăm că mișcările orogene alpine din faza Doneț care au afectat sedimentele triasic superior-liasice, la sfîrșitul Eojurasicului, în fosa Jiului au avut o intensitate deosebită față de alte regiuni, conducînd la o slabă metamorfozare a formațiunii.

3. Formațiuni sedimentare

Jurasic mediu-Cretacic inferior. Transgresiunea mezo-jurasică este evidențiată în regiune, pe valea Scorota, unde la baza calcarelor recifale tithonic-neocomiene se dispune un nivel de cuarțite grosiere (40 m), atribuite anterior Liasicului. Jurasicul superior și Cretacicul inferior se dezvoltă în facies calcaros recifal, cu formațiuni care se dispun pe ambii versanți ai văii Jiului românesc. Calcare recifale se intilnesc și pe rama sudică a bazinului Hațeg în apropierea localității Baru Mare.

Cretacicul mediu-superior. Calcarele recifale neocomiene, la izvoarele Cernei, la Cîmpul lui Neag și pe valea Balomiru sunt acoperite cu depozite arenito-lutitice cenomaniene. În zona izvoarelor văii Jiului românesc (Tăul Raței) s-a separat formațiunea de Wildflisch — turoniană.



Cretacic superior-Neozoic. Primele sedimente din bazinul Petroșani aparțin Senonianului. Acestea sunt acoperite de depozite paleogene și neogene, depozite ce se întâlnesc și pe rama sudică a bazinului Hațeg.

BIBLIOGRAFIE

- Alloiteau J. P. (1952) Madréporaires post-paléozoïques. In: Piveteau J., „*Traité de Paléontologie*”, 1. Paris.
- Codarcea Al., Răileanu Gr., Năstaseanu S. (1960) Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Acad. R.P.R. St. cerc. geol. geof., geogr., Seria Geologie*, V/3, București.
- Combaz A. (1967) Un microbion du trémadocien dans un sondage d'Hassi-Messaoud. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*. Tome 104 Série B No 29. Bordeaux.
- Frech F. (1890–1891) Die Korallenfauna der Trias. *Palaeontographica*. 37. Stuttgart.
- Gherasi N., Zimmermann Voichita, Zimmermann P. (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de Nord Munților Tarcu (Banatul de est). *D.S. Com. Geol.* LIV/1, București.
- Gray Lewis R. (1967) Palynology of four Allegheny coals, northern Appalachian coal field. *Palaeontographica*. Band 121 Abt. B pp. 65–86. Stuttgart.
- Kalenik M. (1967) The Structural facial zone and the Stratigraphy of the east Serbian Carpatho-Balkanids. *Carpatho-Balkan. Geol. Assoc. VII Kongr.*, Belgrade.
- Kalibová M. (1971) Microspores of the turmae Zonales (Bennic and Kidston) R. Potonié 1956, Monoletes Ibrahim 1933 and Saccites Erdtman 1974 in Lower Carboniferous of eastern Bohemia. *Casopis pro mineralogii a geologii* 16/3 pp. 301–314. Praha.
- Loboziaak Stanislask (1971) Les micro et megaspores de la partie occidentale du bassin houiller du nord de la France. *Palaeontographica*. Band 132, Abt. B pp. 1–127. Stuttgart.
- Manolescu Gh. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Meridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol.*, XVIII. București.
- (1940) Observations géologiques dans les bassin supérieur des vallées de la Cerna et du Jiul românesc. *Inst. Geol. Comptes Rendues*, XXIV, București.
- Martin F. (1968) Les Aceritarches de l'Ordovicien et du Silurien Belges. *Mémoire* nr. 160, Bruxelles.
- Melníkova G. K. (1971) New data on the morphology, microstructure and systematics of Late Triassic Thiamnasterioidea. *Pal. Jurnal*. 2. Moskwa.
- Mrazec L. (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897. I. Partea de Est a munților Vilcan, București.
- Mutihac V., Ionesei L. (1974) Geologia României. Ed. Acad. București.
- Năstaseanu S. (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formațiunea de Oslea) din Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.* LIX, București.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a munților Retezat. *An. Inst. Geol.*, XXV, București.
- Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jiului românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Pavelescu Maria (1969) Zonal correlations in the crystalline schists of the Southern Carpathians. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.*, 13, p. 303–313, Budapest.

- Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (munții Vîlcănești-Părești). *An. Inst. Geol.* XXXVII, București.
- Playford G. (1963) Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen. *Palaeontology* vol. 5, part. 4, pp. 619–678, London.
- Richardson J. B. (1965) Middle Old Red Sandstone spore assemblages from the Orcadian basins north-east Scotland. *Palaeontology* vol. 7, part. 4, pp. 559–605, London.
- Roniewicz Ewa (1974) Rhaetian corals of the Tatra Mountains. *Acta Geol. Polon.*, 24, 1, Warszawa.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Sușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LVII/5, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972) Studiu petrologic și geochemical al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din plutonul de Sușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța, Tiepac I. (1973) Crystalline schists and Baikalian granitoid rocks in the Muntele Mic region. *An. Inst. Geol.* XLII, București.
- Semak A.I. (1963) Despre vîrstă formațiunii de Schela. *Asoc. geol. Carp.-Balc., Congr.* V, III/2, București.
- Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.* LVII/4, București.
- (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea de est a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obârșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LVIII/4, București.
- (1973) Considerații asupra formațiunilor paleozoice din regiunea Vîrful lui Stan-Piatra Cloșani (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LIX/5, București.
- Sullivan H. J. (1964) Microspores from the Drybrook Sandstone and associated measures in the Forest of Dean basin, Gloucestershire. *Palaeontology* vol. 7, part. 3, pp. 351–392, London.
- Timofeev B. V. (1966) Micropaleofitologicescye isledovanie drevnih svit. Moskva-Leningrad.
- Visarion Adina, Solomon I. (1974) Asupra prezenței Cambrianului epimetamorfic în munții Retezat (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.* LX/4, București.
- Wells J. W. (1963) Scleractinia. In: Moore „Treatise on Invertebrate paleontology. Part. F. Coelenterata”. Lawrence-Kansas.

CONSIDÉRATIONS SUR LES FORMATIONS CRISTALLOPHYL-LIENNES ET ANCHIMÉTAMORPHIQUES DES MONTS VÎLCAN ET RETEZAT (CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

La partie septentrionale des monts Vilcan et celle sud-ouest des monts Retezat sont constituées en majeure partie de métamorphites plus ou moins métamorphisées, du domaine danubien.



Dans l'empilement de formations danubiennes métamorphisées, en vertu des relations stratigraphiques, des détermination d'âge biostratigraphique et du degré de métamorphisme, on a séparé la série amphibolitique infracambrienne, la série cambrienne, la série des conglomérats de Muntele Coarnele, la série de Tulișa et la formation de Paroșeni.

Les schistes cristallins ont été attribués aux cycles géotectoniques infracambrien et cambrien, tandis que les formations anchimétamorphiques ont été attribuées aux cycles Ordovicien-Silurien, Carbonifère inférieur et Trias supérieur-Lias.

1. Schistes cristallins

a) *La série amphibolitique infracambrienne.* Cette série correspond à la pile de gneiss amphibolitiques à almandin, connus dans la littérature de spécialité sous le nom de „complexe amphibolitique”. La série amphibolitique représente la plus ancienne formation connue dans le cadre du domaine danubien. La série est constituée surtout des produits du magmatisme basique de géosynclinal, représentés par des métapéridotites, métagabbros, métadiorites, métaquartzdiorites, accompagnés des produits extrusifs basiques, des coulées de dolérites et des tufs basiques. La métamorphose de ces formations s'est déroulée dans les conditions du faciès à almandin, le subfaciès à staurotide.

Les gneiss amphibolitiques ont été traversés dans la région étudiée par de petits corps de granitoïdes à plagioclase zoné. La présence des granitoïdes précambriens est prouvée par la présence des galets de granites à plagioclases et orthoses identifiés dans les conglomérats basaux de la série sur-jacente. En base des relations de superposition, on a attribué à cette série un âge infracambrien. La série a été métamorphisée pendant l'orogenèse cadomienne.

b) *La série cambrienne.* Les formations de la série cambrienne se disposent d'une manière discordante et transgressive sur les gneiss amphibolitiques de la série infracambrienne. La série cambrienne, hétérogène du point de vue pétrographique, comprend des formations volcanogènes basiques disposées sur les versants septentrionaux des monts Vilcan et Retezat et des formations détritogènes sur les versants méridionaux. Entre les deux types de formations il y a des zones de transition à passages latéraux répétés, des deux groupes de roches. Une constitution presque identique ont les deux types de formations à la partie supérieure de la série où l'on rencontre des schistes quartzitiques séricito-chloriteux, schistes quartzitiques séricito-graphiteux, calcarénites, métatufts rhyolitiques et porphyroïdes (métaporphyrites microgranitiques). Dans les formations de la partie supérieure de la série on a mis en évidence, tant dans la zone à formations volcanogènes basiques sur la vallée du Muncelu des monts Retezat (Visarion, Solomon, 1974) : *Acanthodiacrodium*, *Trachydiaconium*, qu'aussi dans la zone à formations détritogènes, sur la vallée Valea de Pești et sur la vallée Nedeuța, des éléments phytoplanctoniques de type *Acanthodiacrodium* et *Altritasporites*, qui se rangent dans l'intervalle Cambrien moyen-Ordovicien inférieur.

À partir des preuves microfloristiques, on a attribué à la partie supérieure de cette série un âge cambrien supérieur, et à la série toute entière — séparée par des discordances métamorphiques — un âge cambrien. La métamorphose des dépôts cambriens a eu lieu pendant le diastrophisme saard au niveau du faciès des schistes verts le subfaciès à almandin, biotite et chlorite. Les métamorphites cambriens ont été traversés par les granitoïdes synthectoniques (Sușița, Retezat), tectoniques tardifs (Cerna, Buta, Tismana) et post-tectoniques.

2. Formations anehimétamorphiques

a) *La série des conglomérats laminés de Muntele Coarnele.* Les formations faiblement métamorphisées, conglomératiques, disposées transgressivement sur la série cambrienne et cou-



vertes des formations terrigènes et carbonatiques de la série de Tulișa, ont été séparées dans le cadre d'un cycle ordovicien-silurien. L'âge ordovicien-silurien a été attribué à ces dépôts par suite de la mise en parallèle avec les formations similaires de Piatra Cloșani (Stănoiu, 1973).

b) *La série de Tulișa.* Les plus fréquentes formations anchimétamorphiques de la région se rattachent à la série de Tulișa, au sein de laquelle on a séparé trois complexes lithostratigraphiques. Le complexe inférieur renferme de : formations terrigènes grossières microconglomératiques, arkoses, quartzites ferrugineuses et calcaires cristallins. Le complexe moyen comprend surtout de formations pélito-psammítiques rythmiques, de lentilles de calcaires cristallins et de petits corps de serpentinites métamorphisées. Le complexe supérieur renferme une séquence à formations détritiques grossières microconglomératiques, alternant avec des formations détritiques gréo-argileuses faiblement métamorphisées.

On a mis en évidence dans les formations pélitomorphes du complexe médian qui surmontent les calcaires du complexe inférieur une association paléoflorale comprenant les genres : *Murospora kosankei*, *Rotaspora fracta*, *Lophozonotriletes rarituberculatus*, *Anisozonotriletes cristaifer*, spores spécifiques du Carbonifère inférieur. La mise en parallèle lithofaciale avec les formations carbonifères, datées sur la vallée de l'Ideg, a permis d'attribuer l'âge tournaisien aux calcaires du complexe inférieur et, en base des déterminations paléoflorales, l'âge viséen au complexe moyen. Les relations de superposition ont permis d'attribuer l'âge namurien au complexe supérieur.

La métamorphose des sédiments carbonifères inférieurs a eu lieu pendant le diastrophisme de la moyen du Carbonifère moyen, dans les conditions du faciès de schistes verts, subfaciès à chlorite et chloritoïde.

c) *La formation de Paroșeni.* En transgression sur les schistes quartzitiques-graphiteux de la série de Tulișa, dans la zone située au sud des localités de Paroșeni et d'Iscronei, est disposée une pile de formations phylliteuses noires dans lesquelles on peut aisément distinguer les caractères sédimentologiques des roches initiales. La série est constituée de dépôts terrigènes charboneux, de carbonatites graphitiques et de calcaires gris-noirâtres.

Dans les calcarénites et les calcaires organogènes situés à la partie supérieure de la formation, on a mis en évidence une macrofaune représentée par : Thamnasteriides, Montlivaltiides, Thecosmilides et des fragments de brachiopodes et gastéropodes indéterminables.

Une association sporo-polynique à contenu assez pauvre, dont on cite des *Ginkocychado-phyes*, des *Toroisporites*, des *Dicylophyllidites*, a été mise en évidence dans les phyllites argileuses noires à pélicules d'antracite. En vertu du contenu faunistique et floristique et des données stratigraphiques, on a attribué à cette formation l'âge triasique supérieur-liasique.

Le faible métamorphisme qui a affecté les sédiments triasique supérieur-liasiques a eu lieu à la fin de l'Eojurassique dans l'une des premières phases du diastrophisme alpin (phase Donetsk).

ÎNTREBĂRI

A. Schuster: 1. Formațiunea infracambriană corespunde seriei de Drăgșan, complexul amfibolitelor?

2. Cind considerați că a avut loc faza cadomiană?



3. Cum explicați că sub formațiunea cu forme microfloristice de pe Valea de Pești apare o formațiune asemănătoare, puternic afectată de roci granitoide și feldspatizată? Nu s-ar putea trasa o linie de transgresiune între cele două nivale?

4. Considerați că există corpuri granitoide pentru care se poate indica numai vîrstă izotopică K/Ar de 527 milioane de ani? Acestea ar reprezenta în acest caz intruziuni sardă?

Răspuns: 1. Seria infracambriană acoperă în mare parte conținutul complexului amfibolitic. Nu au fost cuprinse în această serie stîvă cu calcare cristaline și roci amfibolice de pe defileu, șisturile cu amfiboli din zona superioară a văii Jiului românesc (vezi planșă). Conținutul petrografic al seriei este redat în text.

2. Orogeniza cadomiană s-a desăvîrșit pe aria carpatică la finele Infracambrianului.

3. Se observă o trecere continuă între cele două „nivale”. Pe teren nu s-a observat pe nici unul din profilele efectuate o limită de transgresiune.

4. Nu se cunosc analize de vîrstă izotopică care să fie unitare pentru corpurile de granitoide. M. Stănoiu et al. (1972) anunță, pe baza a cîte două analize din granitoidele de Sușița și Tismana (-483 pînă la -537 mil. ani), posibilitatea ca acestea să reprezinte granitoidecale-doniene, sardă.

O. M a i e r : 1. Cum se face tranziția de la metatufurile acide și porfiroidele de pe Valea de Pești la șisturile terigene situate deasupra?

2. Asemănarea sau deosebirea față de cuarțitele din seria de Lainici-Păiuș din defileul Jiului.

3. Aveți argumente pentru atribuirea vîrstei cambriene formațiunii din care formele palinologice determinate indică Cambrian-Ordovician?

Răspuns: 1. Tranziția de la metatufuri riolitice și roci porfiroide la șisturile terigene se face prin roci pelito-psamitice prin creșterea progresivă a cantității de material psamitic.

2. În defileul Jiului s-a separat partea inferioară și medie a seriei cambriene, deci nu se pot face paralelezări cu partea superioară a seriei alcătuită din roci vulcanogene acide și roci detritogene.

3. a) Paraleлизarea stratigrifică și petrografică cu formațiunea cambrian-superioară de pe valea Muncelu (munții Retezat).

b) Existența unei mari lacune de sedimentare la nivelul Ordovicianului inferior în Carpații nordici.

c) Acoperirea directă a seriei cu depozite atribuite Ordovician superior-Silurianului.

d) Prezența discordanțelor de sedimentare și a discordanțelor metamorfice în baza seriei și la partea superioară a acesteia.

M. S ă n d u l e s c u : 1. Ce echivalență se poate stabili între formațiunea infracambriană și formațiunea cambriană separate de Dv. și seriile de Drăgșan (amfibolitic), de Lainici-Păiuș și seria clastică, separate de autorii anteriori?

2. Cărei formațiuni separate de Dv. îi aparțin rocile incluse de I. Stănoiu în formațiunea de Coarnele?

3. Care sunt formațiunile din patul și acoperișul formațiunii de Paroșeni?

Răspuns: 1. Seria infracambriană acoperă în mare parte conținutul „seriei amfibolitice” (Mandulescu) sau al „complexului amfibolitic al seriei de Drăgșan” (Pavlescu) și partea inferioară mezometamorfică a „seriei de Lainici-Păiuș”. Seria cambriană acoperă conținutul „seriei clastice” (Mandulescu), al complexului clorito-sericitos al „seriei de Drăgșan” (Pavlescu) și partea superioară, epimetamorfică, a „seriei de Lainici-Păiuș” sau „Pilugu”.

2. „Formațiunea de Coarnele” separată de Stănoiu aparține părții superioare a seriei cambriene.



3. Formațiunea de Paroșeni se dispune transgresiv peste șisturile seriei de Tulișa și este acoperită de formațiunile jurasic-superioare — cretacic inferioare-medii.

I. Stănoiu: Ivirea de serpentinite care apare pe drumul dintre localitatea Vulcan și cabana Vulcan este legată de formațiunea de Paroșeni?

Răspuns: Ivirea de gabbrouri serpentinizate de pe creasta Merișoara apare într-un afoliment izolat, gabbrourile fiind intruse între filite cloritoase vineții. Datorită gradului avansat de acoperire nu s-au observat relații directe cu filitele negre ale formațiunii de Paroșeni. Așadar, considerăm că, după datele prezentate de I. Stănoiu, problema vîrstei acestora rămâne o problemă deschisă.

DISCUȚII

M. Sandulescu: Lucrarea prezentată ridică probleme interesante atât de nomenclatură cât și structurale, și anume:

1. Este bine să se renunțe la denumirea de Infracambrian, aşa cum s-a stabilit în cadrul congreselor internaționale de stratigrafie. Utilizarea lui produce confuzii.

2. Este foarte important să nu se mai utilizeze denumirea de „fază” cadomiană pentru o noțiune care corespunde unui ciclu orogenic (orogeneza cadomiană) în care au fost separate mai multe faze de tectogeneză, între care și cea de la limita Precambrian/Cambrian, dar și mai vechi, în Precambrianul superior. Cel puțin atunci cînd se amintește de vreo fază a acestei orogeneze să se precizeze care.

3. Separarea formațiunii de Paroșeni și descoperirea resturilor de corali în cuprinsul acesteia ridică probleme structurale interesante. Vîrsta formațiunii de Paroșeni pare a fi cu siguranță mezozoică, dar ni se pare a fi încă greu de precizat dacă este vorba de Triasic superior-Liasic inferior sau dacă nu este vorba de termeni mai noi, Jurasic mediu sau Jurasic superior, mai ales că nu se cunoaște în autohtonul danubian un facies asemănător al Neotriasicului. Din contrar, acolo unde la sud de Dunăre, în unitățile ce constituie prelungirea danubianului, se cunoaște Triasic superior, acesta este de alt facies, asemănător mai degrabă Keuperului moesic. Indiferent de vîrstă, ținind seama de caracterul metamorfic al formațiunii de Paroșeni, sugerăm interpretarea tectonică a poziției acesteia. Ea ar reprezenta o lamă de rabotaj smulsă dintr-o zonă foarte internă a danubianului, actualmente acoperită, sau ar apărține pînzei de Severin.

Răspuns: 1. În momentul cînd există posibilitatea precizării poziției stratigrafice a stivei de depozite din intervalul cuprins între Precambrianul superior și Cambrian, nu vedem de ce să producă confuzii pentru atribuirea denumirii de Infracambrian stivei acoperite de Cambrian. Infracambrianul s-ar situa între orogeneza Jotniană (-750 mil. ani) și orogeneza cadomiană (-580 pînă la -600 mil. ani) poziția lui fiind conformă cu denumirea atribuită.

2. A. Schuster utilizează la discuțiile purtate denumirea de „fază cadomiană” și nu autorii lucrării.

3. Vîrsta formațiunii de Paroșeni nu poate fi urcată în Jurasicul mediu sau superior, deoarece pe aceeași arie „tectonică” Jurasicul mediu și superior este reprezentat prin depozite detritogene și recifogene, depozite care parțial, acoperă discordant filitele formațiunii de Paroșeni. Poziția tectonică a formațiunii de Paroșeni este dificil de susținut, datorită acoperirii acesteia cu depozite recifale nedislocate, jurasic-superioare. Depozitele liasice din zonele învecinate (Scheila, la sud de vîrful Tareu) sunt tectonizate, însă nu și șariate.

I. Stănoiu: Conglomeratele laminare pe care autorul le separă sub denumirea de formațiune de Muntele Coarnele au mai fost separate ca o entitate litostratigrafică aparte. În capitolul pe care l-am redactat și care este atașat raportului referitor la studiul formațiunilor

paleozoice metamorfozate din Carpații Meridionali, predat la I.G.G. pe data de 28 III 1974 arătam: „Considerăm în continuare, de altfel în acord cu majoritatea cercetătorilor anteriori, că orizontul conglomeratelor din baza formațiunii de Tulișa (*sensu P. A. velescu*, 1953) are o poziție discordantă pe formațiunile mai vechi. Se pare că într-adevăr cea mai mare parte a acestor conglomerate constituie o formațiune aparte, aşa cum s-a mai presupus, care este reprezentată prin conglomerate, sisturi grafitoase, uneori cu lentile de calcare etc. și propunem să fie denumită, în mod provizoriu, conglomeratele de vîrful Bai. Această formațiune se dispune discordant peste diferite formațiuni cristalofiliene (complexul amfibolitic și complexul cloritosericitos al seriei de Drăgășan, seria clastică, seria de Lainici-Păiuș) și suportă, de asemenea discordant, o stivă de roci denumită de S. Năstăseanu (1973) formațiunea de Oslea, care începe, în bază, cu gresii cuarțo-feldspatice albicioase, uneori cu matrice calcaroasă” (p. 11–12).

Răspuns: Referitor la separarea seriei conglomeratelor laminat de muntele Coarnele, I. Stănoiu preconizează separarea acestora (în 1974), paralelizând conglomeratele din vîrful Bai cu conglomeratele de Piatra Cloșani. În 1973 am separat aceste conglomerate în cadrul unei serii ordovician superior-siluriene, pe care în acest an le-am inclus în seria de muntele Coarnele.

N. Gherasim: În privința Cambrianului menționez că mai la vest, pe rîul Șes, se găsesc de asemenea metatufuri acide și bazice, ce conțin microfloră cambrian-inferioară.

În legătură cu discuția purtată de M. Sandulescu, consider că pe valea Lupșească calcarele la care se asociază serpentinitate sunt în poziție tectonică.

Răspuns: Calcarele nu se asociază cu serpentinitate. Acestea nu au o poziție tectonică, apărind ca nivele stratigrafice individualizate pe mai bine de 1 km între filitele negre cu perlule de antracit.

A. Schuster: Considerăm că pe Valea de Pești formațiunea cu elemente microfloristice trebuie atribuite ciclului hercinic și nu unui ciclu mai vechi (vezi discuțiile subsemnatului la lucrarea lui S. Năstăseanu).

Răspuns: Nu există argumente care să sprijine afirmația făcută de A. Schuster.





Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSELOR



Institutul Geologic al României

PLANCHE I

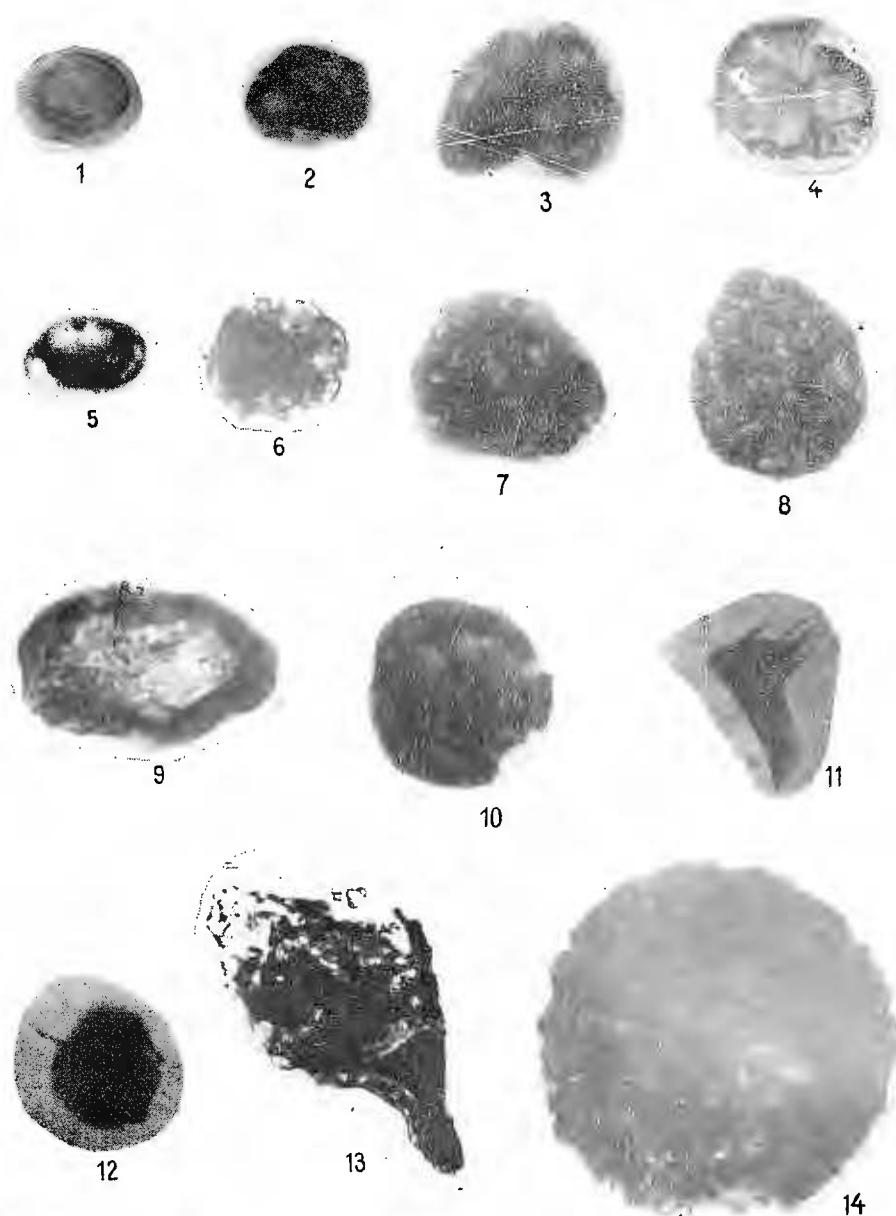
× 500

- Fig. 1, 2. — *Synsphaeridium* sp. Prep. 8067, 8069.
- Fig. 3. — *Synsphaeridium conglutinatum* Tim. Prep. 8067/1.
- Fig. 4. — *Gloeocapsomorpha* sp. Prep. 8068/1.
- Fig. 5, 6, 7. — *Trematosphaeridium* sp. Prep. 8067/1, 8069/3.
- Fig. 8. — *Trachytphaeridium* sp. Prep. 8067/1.
- Fig. 9, 10. — *Pseudozonosphaeridium* sp. Prep. 8067/3, 8069/1.
- Fig. 11, 13. — *Incertae saeclis* Prep. 8096. Fig. 13 × 300.
- Fig. 12. — cf. *Baltisphaeridium* sp. Prep. 8069/7.
- Fig. 14. — *Lophosphaeridium* sp. Prep. 8067/3.



Institutul Geologic al României

I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchimetamorfice
din Vilcan și Retezat. Pl. I.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.

PLANŞA II

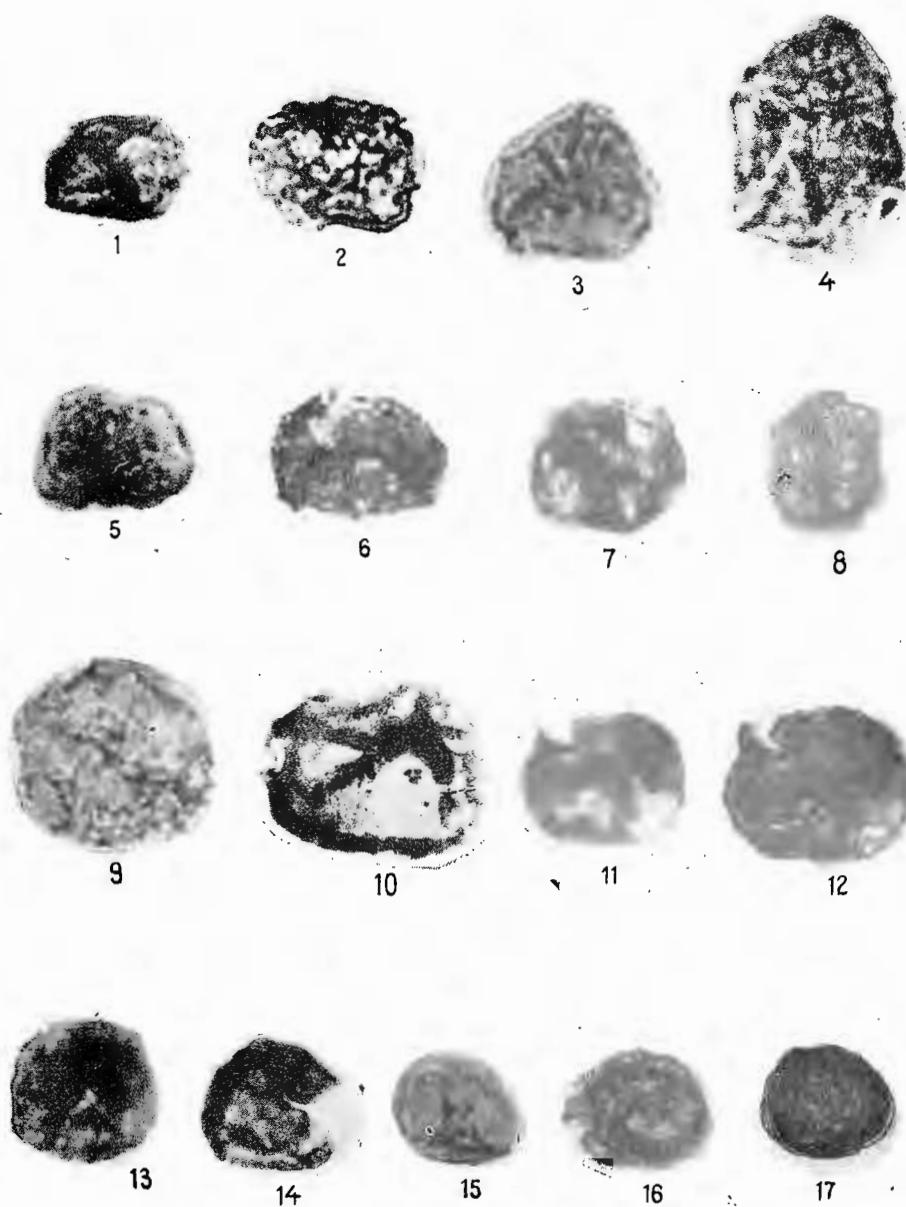
x 500

- Fig. 1, 2, 3, 4, 10. — *Acanthodiacrodium* sp. Prep. 8067/1, 8069/3.
Fig. 5, 6, 7, 11, 12. — *Tranchydiacrodium* sp. Prep. 8067/3, 8069/7.
Fig. 8. — ? *Lophodiacrodium* sp. Prep. 8069/7.
Fig. 9. — *Archeochystrichosphaeridium* cf. *angulosum* Tim. Prep. 8069/3.
Fig. 13, 14, 15, 16, 17. — *Altritasporites* Prep. 8067/1-3, 8069/3-9.



Institutul Geologic al României

I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchimictamorfice
din Vîlcău și Retezat. Pl. II.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.

PLANSĂ III

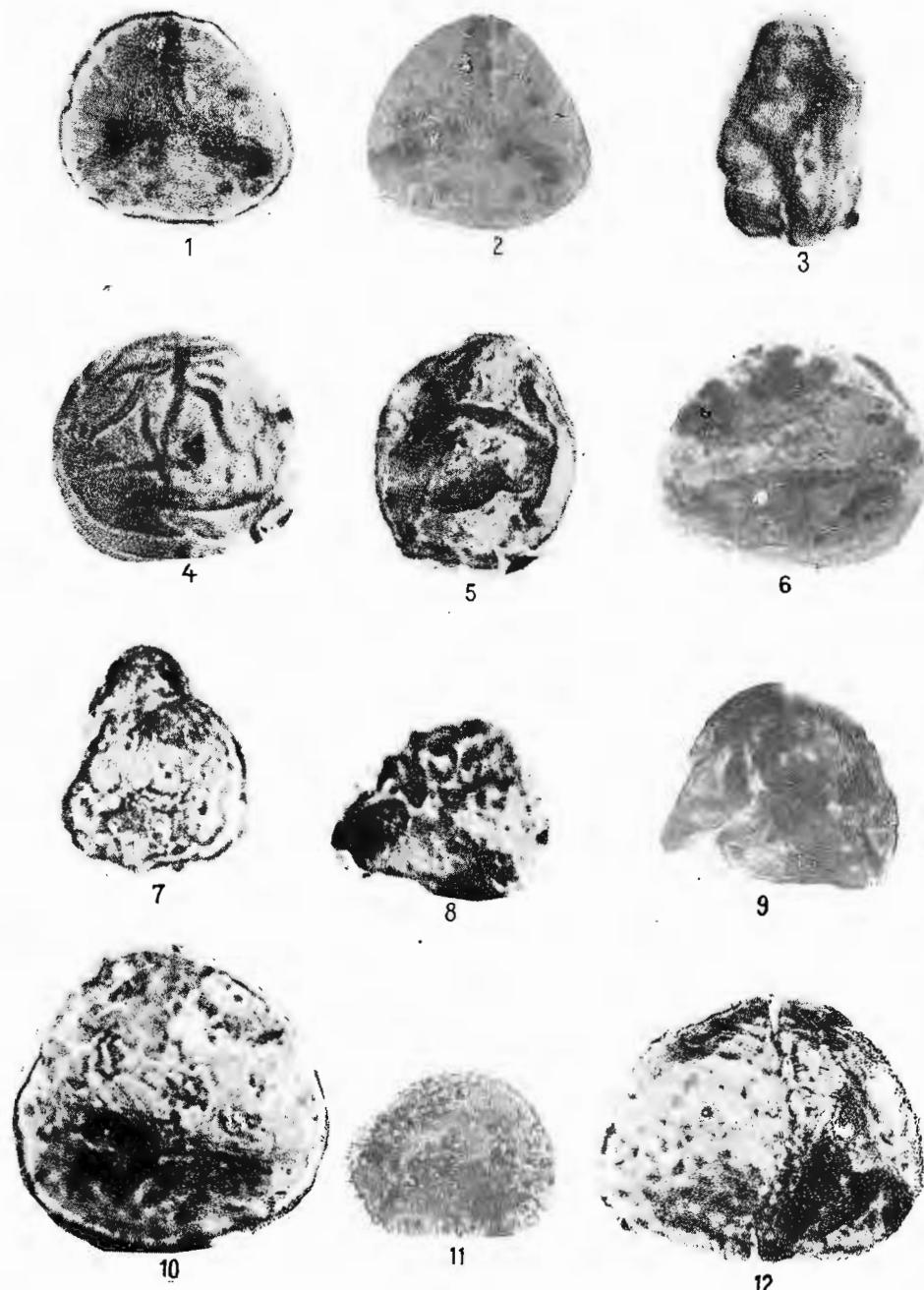
x 500

- Fig. 1, 2, 10. — *Punctatisporites* sp. Prep. 8065/7 Fig. 10 × 650
Fig. 3. — cf. *Stenozonotriletes* Prep. 8065/9.
Fig. 4. — *Calamospora* sp. Prep. 8065/10.
Fig. 5. — *Calamospora pedata* Kos. Prep. 8067/7.
Fig. 6. — *Calamospora microrugosa* (Ihr) Sch & Bent Prep. 8065/10.
Fig. 7, 9. — *Granulatisporites* sp. Prep. 8065/2.
Fig. 8. — *Lophotriletes* sp. Prep. 8069.
Fig. 11, 12. — *Apicalatisporites* Prep. 8131, 8136. Fig. 13 × 650.



Institutul Geologic al României

I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchimetamorfice
din Vîlcăni și Retezat. Pl. III.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

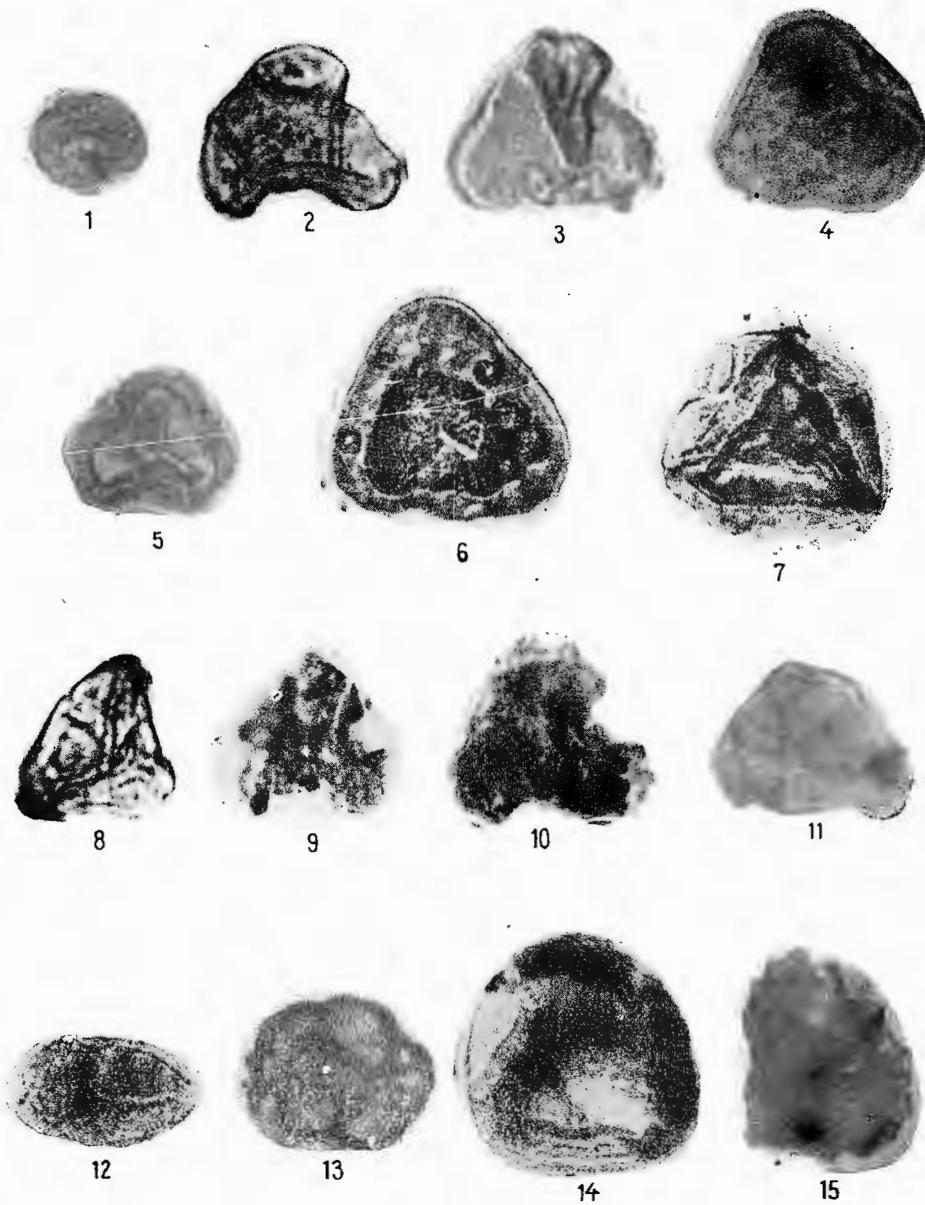
x 500

- Fig. 1. — *Sporonites unionus* Horst. Prep. 1111.
Fig. 2. — *Leiotriletes* sp. Prep. 8131.
Fig. 3. — *Leiotriletes gulaferes* Pot. Krempp. Prep. 8065/9.
Fig. 4. — *Waltzispora* sp. Prep. 8131/3.
Fig. 5. — *Murospora kosankei* Somers. Prep. 1111/2.
Fig. 6. — *Lopnozonotriletes cf. rarituberculatus* (Lüber) Kedo. Prep. 8065/10 x 650.
Fig. 7. — *Savitrisporites nux* (Butt & Will) Sull. Prep. 8065/10 x 650.
Fig. 8, 9, 10, 11. — *Triquitrites* sp. Prep. 8131, 8139.
Fig. 12. — *Laenigalosporiles* sp. Prep. 8065/2.
Fig. 13. — Spor indeter.
Fig. 14. — *Anisozonotriletes cristifer* (Lüber) Byssch. Prep. 8131/1 x 650.
Fig. 15. — *Cristatisporites* sp. Prep. 8131/3.



Institutul Geologic al României

I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchimetamorfice
din Vîlcăni și Retezat. Pl. IV.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.

PLANŞA V

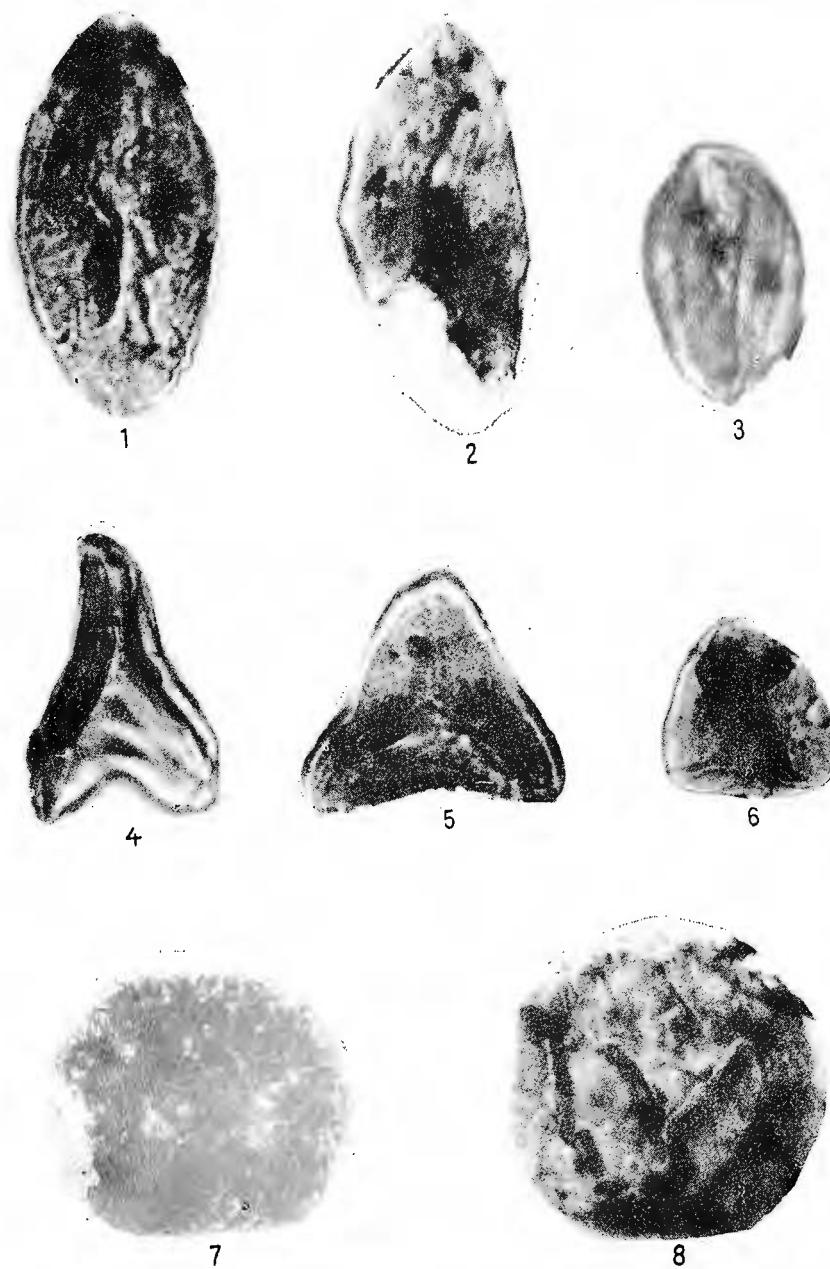
x 500

- Fig. 1, 2, 3. — *Ginkgoeychadophitus* sp. Prep. 8203, 8204.
Fig. 4,5. — *Toroisporis* sp. Prep. 8203, 8204.
Fig. 6. — *Dictyophyllidites* sp. Prep. 8203/1.
Fig. 7. — ? *Camptotrilletes* sp. Prep. 8203/2.
Fig. 8. — cf. *Araucariacites* sp. Prep. 8204/1.



Institutul Geologic al României

I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchimetamorfice
din Vîlean și Retezat. Pl. V.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.

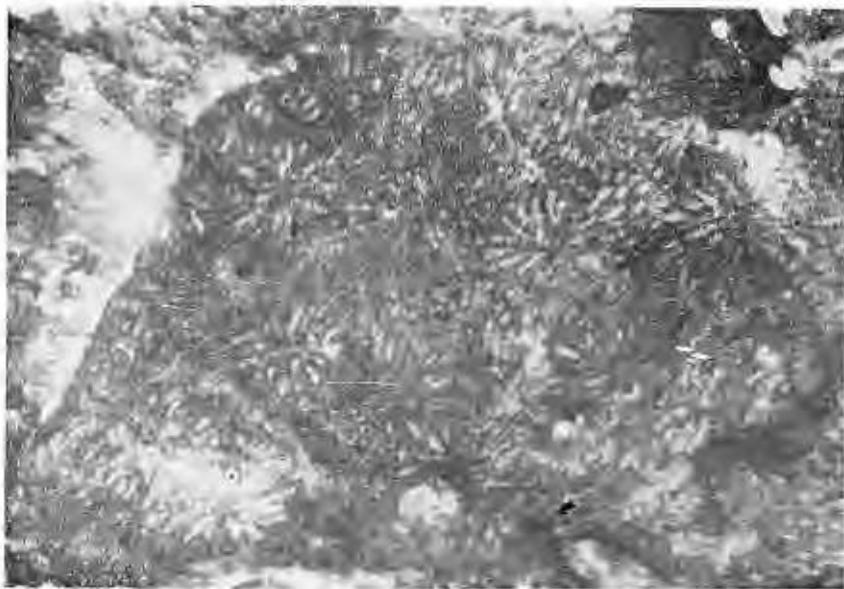
PLANŞA VI

Fig. 1, 2. — Fragmente de colonie de tip thamnasteroid. Fig. 1 $\times 7,5$; fig. 2 $\times 8$.
Fragments de colonie de type thamanasteroïde. Fig. 1 $\times 7,5$; fig. 2 $\times 8$.

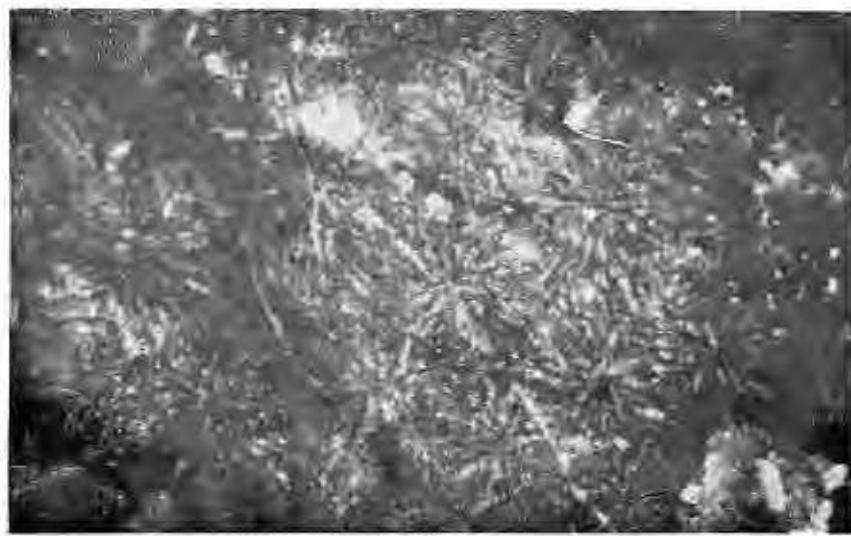


Institutul Geologic al României

I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchimetamorfice
din Vîlean și Retezat. Pl. VI.



1



2

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României

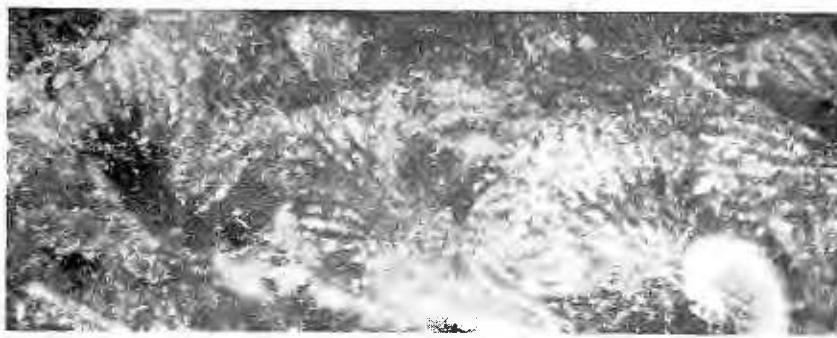
PLANŞA VII

Fig. 1—3. — Fragmente de colonie de tip thamnasterioid prezentînd coralîti mici fără perete despărțitor uniți prin septe confluente (septocoaste fig. 3). Fig. 1 $\times 5$; fig. 2 $\times 5,7$; fig. 3 $\times 10$.

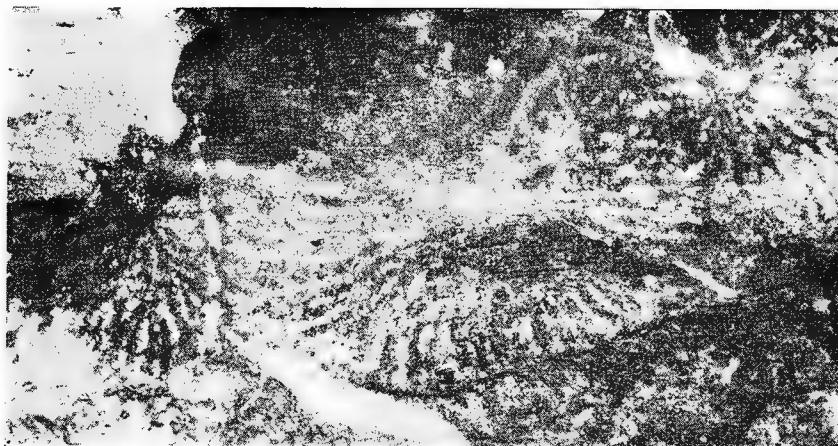
Fragments de colonie de type thamnasterioïde présentant de petits coralites sans paroi de séparation, rejoints par des septes qui confluent (septocôtes, fig. 3). Fig. 1 $\times 5$; fig. 2 $\times 5,7$; fig. 3 $\times 10$.



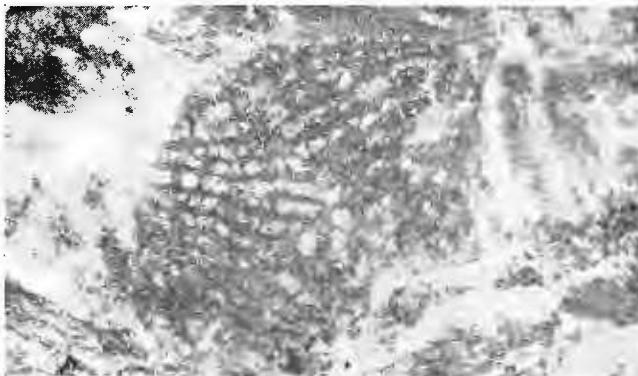
I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchimetamorfice
din Vîlcănești și Retezat. Pl. VII.



1



2



3

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

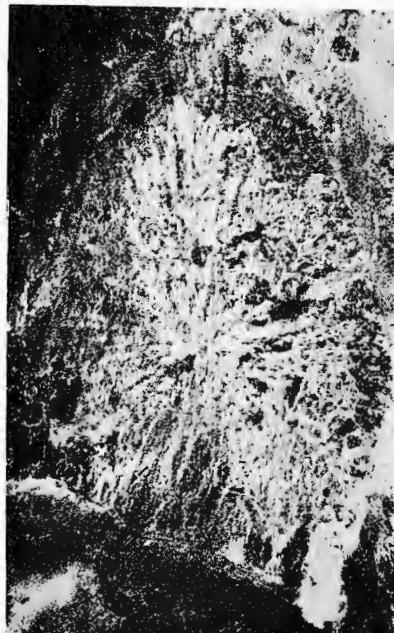
Fig. 1. — Secțiune transversală într-un ?Montlivaltiid. $\times 2,6$.
Coupe transversale dans un ?Montlivaltiid. $\times 2,6$.

Fig. 2. — Același exemplar arătând regiunea centrală mult mărită. $\times 17$.
Même exemplaire montrant la région centrale très agrandie. $\times 17$.

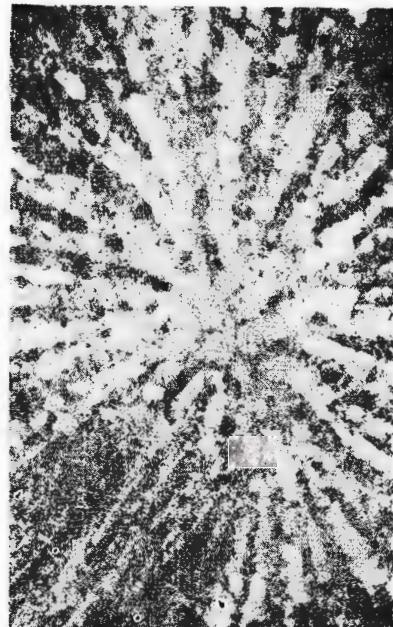
Fig. 3, 4. — Secțiune transversală și longitudinală în corali de tip *Montlivaltia*. Fig. 3 $\times 2,7$;
fig. 4 $\times 3$.
Coupe transversale et longitudinale dans des coraux de type *Montlivaltia*. Fig.
3 $\times 2,7$; fig. 4 $\times 3$.



I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchiinetamorfice
din Vilcan și Retezat. Pl. VIII.



1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

Fig. 1, 3. — Fragmente de corali solitari. Fig. 1 $\times 2,4$; fig. 3 $\times 5$.

Fragments de coraux solitaires. Fig. 1 $\times 2,4$; fig. 3 $\times 5$.

Fig. 2. — Fragmente de fosile indeterminabile (?crinoide, brahiopode, sau bivalve). $\times 2,4$.

Fragments de fossiles indéterminables (?crinoïdes, brachiopodes ou bivalves), $\times 2,4$.

Fig. 4. — ?Thecosmilia sp. $\times 10$.

?Thecosmilia sp. $\times 10$.



I. SOLOMON et al. Formațiuni cristalofiliene-anchimetamorfice
din Vîlcan și Retezat. Pl. IX.



1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României

Planche X

Carte géologique des Monts Vilcan et des Monts Retezat.

A) Formations sedimentaires. 1, Holocène : a, terrasses ; b, plaines alluviales ; 2, Pléistocène (qp) : terrasses supérieures ; 3, Pannonien (pn) : sables, éboulis ; 4, Sarmatiens (vh-bs) : sables, argiles ; 5, Burdigalien (bd) : grès, conglomérats, argiles ; 6, Sénonien (sn) : grès, marnes ; 7, Turonien (tu) : formation de Wildflysch ; 8, Cénomanien (cm) : arénites, lutites, calcarénites ; 9, Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (J_3 -ap) : calcaires récifaux ; 10, Jurassique moyen (J_2) : grès et arkoses grossières.

B) Formations anchimétamorphiques. Formation de Paroșeni : 11, Trias supérieur-Lias (T_3 - L_1) : a, quartzites graphiteuses ; b, phyllites charbonneuses noires ; c, phyllites quartzitiques sériciteuses ; d, calcaires organogènes recristallisés. Série de Tulișa : 12, Namurien (C_2) métamicroconglomérats ; b, schistes quartzitiques séricito-graphiteux ; 13, Viséen (C_1) : a, schistes quartzitiques séricito-graphiteux ; b, schistes quartzitiques sériciteux à chloritoïde ; c, schistes quartzitiques sericito-chloriteux ; d, quartzites graphiteuses ; 14, Tournaisien (C_1) : a, métaconglomérats ; b, quartzites ferrugineuses, métarkoses ; c, calcaires cristallins. Série des conglomérats laminés de Mont Coarnele : 15, Ordovicien-Silurien (O-S) : a, métaconglomérats ; b, schistes quartzitiques séricito-graphiteux. C) Formations cristallophylliennes. Série cambrienne : Cambrien (Ca_{1-3}) : 16, faciès méridional détritogène : a, métaconglomérats ; b, gneiss feldspathiques à amphibole ; c, gneiss à muscovite et biotite ; d, calcaires cristallins ; e, quartzites ; f, schistes quartzitiques à chlorite et séricite ; g, schistes quartzitiques graphiteux ; h, métatufs rhyolitiques ; i, schistes séricito-chloriteux ; 17, faciès septentrional volcanogène basique : a, métaconglomérats ; b, gneiss amphiboliques à almandin ; c, gneiss amphiboliques bariolés ; d, quartzites feldspathiques à carbonates ; e, schistes quartzitiques chlorito-sériciteux ; f, métarhyolites ; g, métatufs rhyolitiques. Série infracambrienne. Infracambrien (I) : 18, faciès septentrional ophiolitique ; a, métapéridotites ; b, métadiorites, métagabbros ; c, paragneiss biotite-muscovitiques ; d, gneiss amphibolitiques à almandin ; e, gneiss amphibolitiques bariolés. Série de Sebeș-Lotru : 19, Précambrien moyen (PC_{II}) : a, paragneiss biotite-muscovitiques et micaschistes ; b, gneiss amphiboliques, métagabbros. D) Magnatiales. 20, Postturonien, gabbros ; 21, Lias, gabbros à plagioclase saussuritisé ; 22, Viséen : métaserpentinites, schistes antigoritiques, schistes à tale ; Calédonien : Roches migmatiques associées aux granitoïdes tectoniques tardives : 23, schistes à mégablastes de microclin ou d'albite ; 24, schistes feldspathiques ; granitoïdes tectoniques tardives ; 25, granodiorites à hornblende et biotite ; 26, a, granodiorites massives ; b, granodiorites orientées ; 27, roches migmatiques associées aux granitoïdes synTECTONIQUES ; schistes feldspathisés, gneiss oculaires et microoculaires. Granitoïdes syntectoniques : 28, pegmatites à feldspath lumérien (Σ) ; 29, porphyres granodioritiques et dioritiques ; 30, granites à muscovite ; 31, a, granodiorites ; b, granodiorites laminées. Roches intrusives et effusives cambriennes métamorphisées : 32, métatufs rhyolitiques ; 33, métarhyolites, métaporphyres granitiques ; 34, métadiorites quartzifères, métadiorites, métagabbros ; 35, métatufs basiques ; 36, métapéridotites, schistes antigoritiques. Granitoïdes cadomiennes : 37, granodiorites. Roches migmatiques dalslandiennes : 38, gneiss oculaires ; 39, quartz métamorphique (Q) ; 40, mylonites ; 41, roches intensément rétromorphisées ; 42, zones à asbeste crissotilique ; 43, limite de transgression ; 44, anticinal ; 45, synclinal couché ; 46, foliation ; 47, faille d'ordre 1 ; 48, faille d'ordre 11 ; 49, faille d'ordre 111 ; 50, ligne de zéro pour l'axe „b” des structures majeures ; 51, point fossilifère microfloristique.

Planche XI

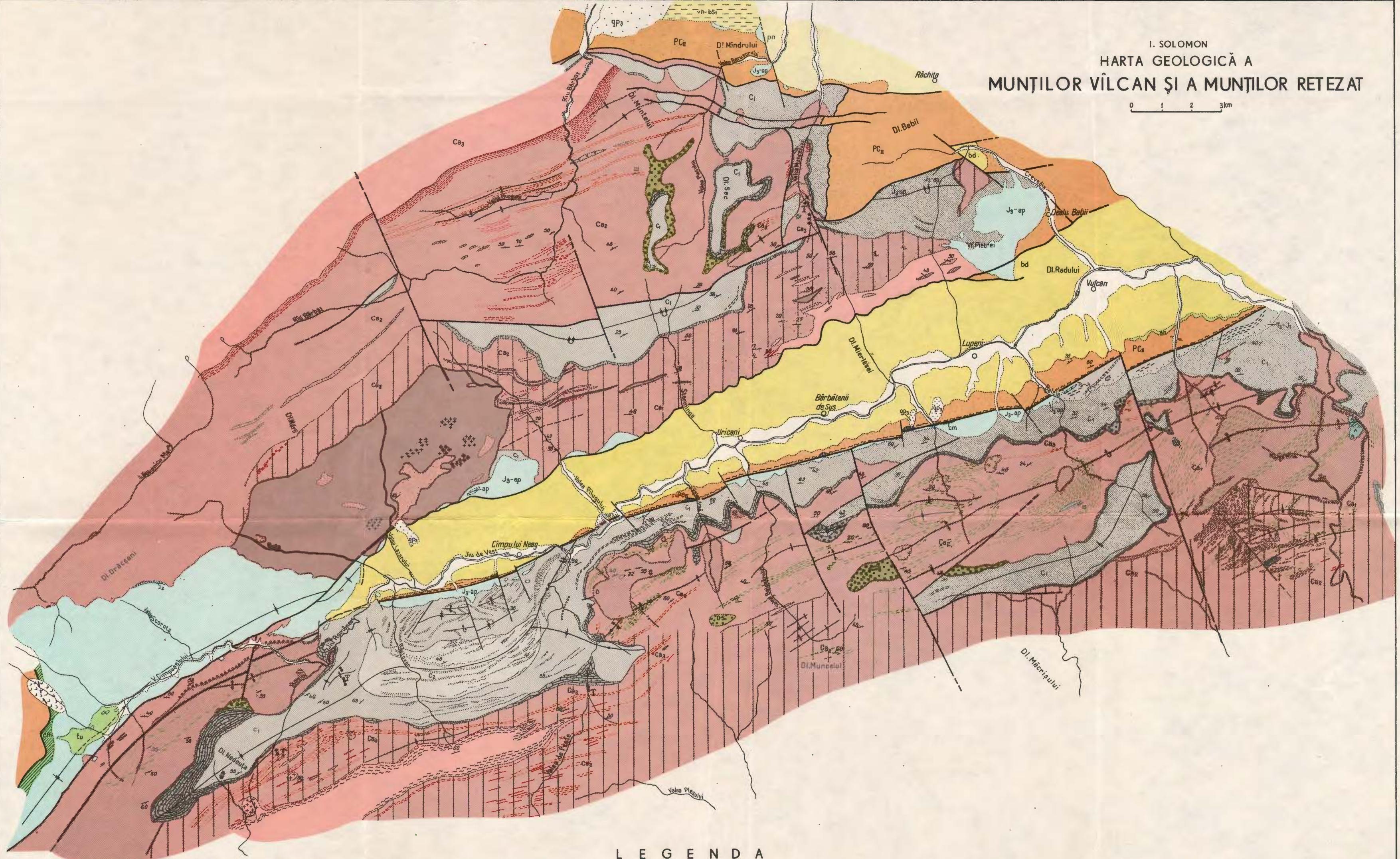
Colonnes stratigraphiques à travers les formations anchimétamorphiques du nord des Monts Vilcan.

A, formation de Paroșeni ; 1, Trias supérieur-Lias ; B, série de Tulișa ; 2, complexe supérieur, Namurien (?) ; 3, complexe moyen, Viséen ; 4, complexe inférieur, Tournaisien ; C, série des conglomérats laminés de Mont Coarnele ; 5, Ordovicien-Silurien ; D, série cambrienne ; 6, Cambrien ; E, série infracambrienne ; 7, Infracambrien ; 8, phyllites charbonneuses noires ; 9, phyllites quartzitiques sériciteuses ; 10, phyllites quartzitiques séricito-graphiteuses ; 11, quartzites, quartzites feldspathiques ; 12, phyllites quartzitiques sericito-chloriteuses ; 13, métaserpentinites, schistes crissotiliques, schistes à tale ; 14, calcaires cristallins, carbonatites siliceuses ; 15, métamicroconglomérats ; 16, conglomérats laminés ; 17, point fossilifère faunistique ; 18, point fossilifère microfloristique ; 19, discordance.



I. SOLOMON
HARTA GEOLOGICĂ A
MUNTILOR VÎLCAN ȘI A MUNTILOR RETEZAT

A horizontal scale bar with tick marks at 0, 1, 2, and 3 km.



LEGENDA

A. FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

HOLOCEN	1	a. Terase, șesuri aluviale b. Morene
PLEISTOCEN	2	Terase superioare
PANNONIAN	3	Nisipuri, pietrișuri
SARMATIAN	4	Nisipuri, argile
BURDIGALIAN	5	Gresii, conglomerate, argile
SENONIAN	6	Gresii, marne
TURONIAN	7	Formațiunea de Wildflysch
CENOMANIAN	8	Arenite, lutite, calcarenite
JURASIC SUP. CRETACIC INF.	9	J _{3-ap} Calcare recifale
JURASIC MEDIU	10	Gresii și arcoze grosiere
B. FORMAȚIUNI ANCHIMETAMORFICE		
FORMATIUNE DE PAROȘENI		
TRIASIC SUP. LIASIC	11	b. Filite cărbunoase negre d. Calcare organogene recristalizate c. Filite cuarțitice sericitoase a. Cuarțite grafitoase
NAMURIAN	12	SERIA DE TULIȘA b. Șisturi cuarțitice grafitoase a. Metamicroconglomerate a. Șisturi cuarțitice sericito-grafitoase d. Cuarțite grafitoase
VISEAN	13	c. Șisturi cuarțitice sericito-cloritoase b. Șisturi cuarțitice-sericitoase cu cloritoid c. Calcare cristaline b. Cuarțite feruginoase, metaarcoze a. Metaconglomerate
TOURNAISIAN	14	

ORDOVICIAN SILURIAN

15	a. Șisturi cuarțitice sericito-grafitoase a. Metaconglomerate
C. FORMAȚIUNI CRISTALOFILIENE	
SERIA CAMBRIANĂ - Facies sudic detritogen	
16	i. Șisturi sericito-cloritoase h. Metatufuri riolitice g. Șisturi cuarțitice grafitoase d. Calcare cristaline f. Șisturi cuarțitice cu clorit și sericit e. Cuarțite d. Calcare cristaline c. Gnaise amfibolice rubanate b. Gnaise feldspatică cu amfiboli a. Metaconglomerate
SERIA INFRACAMBRIANĂ	
17	Facies nordic ofiolitic
18	e. Gnaise amfibolice rubanate d. Gnaise amfibolice cu almandin c. Paragnaise biotito-muscovitice b. Metadiorite, metagabbrouri a. Metaperidotite

SERIA CONGLOMERATELOR LAMINATE DE MUNTELE COARNELE

19	PC II
SERIA DE SEBEȘ-LOTRU	
20	b. Gnaise amfibolice, metagabbrouri a. Paragnaise biotito-muscovitice și micapisturi

D. MAGMATITE

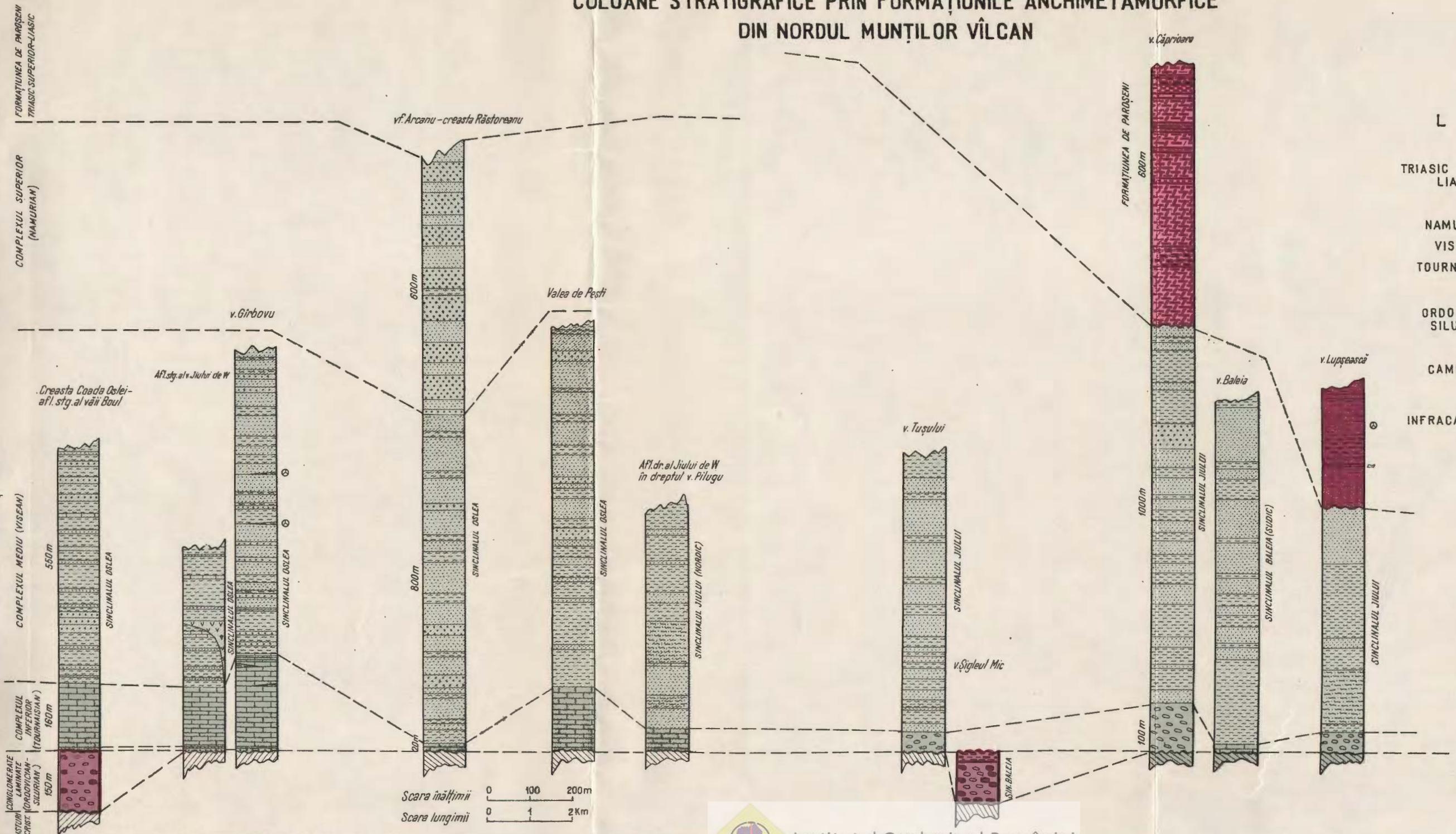
POST-TURONIAN	20	Gabbrouri
LIASIC	21	Gabbrouri cu plagioclaz saussuritizat
VISEAN	22	Metaserpentinită Șisturi antigoritice, șisturi talcoase
ROCI MIGMATICE TECTONICE TÎRZII		
23	Șisturi cu megablaste de microclin sau albă	
24	Șisturi feldspatizate	
GRANITOIDE TECTONICE TÎRZII		
25	r Granodiorite cu hornblendă și biotit	
26	a. Granodiorite masive b. Granodiorite orientate	
27	Σ Pegmatite cu feldspat fumuriu	
ROCI MIGMATICE SINTECTONICE		
28	Șisturi feldspatizate Gnaise oculare și microoculare	
GRANITOIDE SINTECTONICE		
29	Porfire granodioritice și dioritice	
30	Granite cu muscovit	
31	a. Granodiorite b. Granodiorite laminate	

ROCI INTRUSIVE ȘI EFUSIVE CAMBRIENE METAMORFOZATE

32	Metatufuri riolitice
33	Metariolite, metaporfire granitice
34	Metadiorite cuarțifere Metadiorite, metagabbrouri
35	Metatufuri bazice
36	Metaperidotite și șisturi antigoritice
39	Q Cuarturi metamorfice
40	Milonite
41	Roci intens retromorfozate
42	Zone cu ozbest crisotilic
43	Limită de transgresiune
44	Anticinal
45	Sinclinol culcat
46	Foliație
47	Falie de ordinul I
48	Falie de ordinul II
49	Falie de ordinul III
50	Linie de zero pentru axul „b” al structurilor majore
51	Punct fosilifer microfloristic

I.SOLOMON

COLOANE STRATIGRAFICE PRIN FORMAȚIUNILE ANCHIMETAMORFICE DIN NORDUL MUNTILOR VÎLCAN



L E G E N D A

A. Formația de Paroșeni

B. Seria de Tulisa

Complexul superior

Complexul mediu

Complexul inferior

C. Seria conglomeratelor lamineate de Muntele Coarnele

D. Seria cambriană

E. Seria infracambriană

Filite carbunoase negre

Filite cuartifice sericitoase

Filite cuartifice sericito-grafitoase

Cuartite, cuartile feldspatice

Filite cuartifice sericito-cloritoase

Metaserpentinite, sisturi crisotilice, sisturi talcoase

Calcare cristaline, carbonat silicioase

Metamicroconglomerate

Conglomerate lamineate

Punct fosilifer faunistic

Punct fosilifer microfloristic

Discordanță



Institutul Geologic al României

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA FORMAȚIUNILOR PALEOZOICE DIN VERSANTUL NORDIC AL MUNTILOR VÎLCAN (CARPAȚII MERIDIONALI), CU IMPLICAȚII ASUPRA PĂRTII EXTERNE A AUTOHTONULUI DANUBIAN¹

DE
ION STĂNOIU²

Abstract

Contributions to the Stratigraphy of the Paleozoic Formations from the Northern Part of the Vilcan Mountains (South Carpathians) with Implications on the External Part of the Danubian Autochthonous. Within the Paleozoic superstructure of the studied area, three unconformable formations with a transgressive character have been separated: Coarnele Formation (Ordovician, Silurian eventually), Tusu Formation (Devonian), and Girbova Formation (Lower Carboniferous, Devonian eventually). These formations overlie the crystalline formations of the Lainici-Păiuș and Drăgășan series which are affected by granitoid rocks.

I. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Bazele studiului formațiunilor sedimentare și cristalofiliene din munții Vîlcănu au fost puse de Manolescu (1935, 1937a, 1937b, 1940). În cadrul seriei sedimentare din versantul nordic, autorul deosebește în bază conglomerate laminate (? Verrucano), urmate de cuarțite albe (Triasic inferior), calcar cristaline (Triasic mediu), și sisturi filitoase cenușii-negre ce ar cuprinde și partea superioară a Triasicului. Urmează depozite ce apar și în versantul sudic: formațiunea de Schela — repartizată Liasicului, calcar compacte — probabil tithonice etc. Referitor la conglomeratele laminate, autorul arată că din punct de vedere petrografic nu amintesc de loc Verrucanoul tipic, după poziția stratigrafică ele putind corespunde unui orizont inferior, poate Carbonifer. La legenda hărții, Mano-

¹ Predată la 1 februarie 1975, acceptată pentru publicație la 16 septembrie 1975, comunicată în ședința din 29 aprilie 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Le s c u (1937a) aşază conglomeratele laminatate în două poziții; la baza complexului infragetic și la partea superioară a seriei clastice, iar în text le descrie la seria clastică, arătind că ele formează un orizont interpus între seria clastică și complexul infragetic. Autorul înglobează la seria clastică și o parte a cuarțitelor albe, împreună cu filitele asociate lor.

Pa v e l e s c u (1953) separă în munții Retezat și Vilcan, o nouă formațiune (formațiunea de Tulișa) atribuită Carboniferului. Aceasta ar corespunde conglomeratelor laminatate, calcarelor cristaline și șisturilor filitoase cenușii-negre din cadrul succesiunii geologice descrise de M a n o - l e s c u. În anul 1959 autorul înglobează la formațiunea de Tulișa și o parte a succesiunii geologice din partea nordică a munților Retezat, din care ulterior s-a determinat o microfloră cambriană.

Se m a k a (1963) arată că formațiunea de Tulișa debutează cu Triasicul inferior sau eventual cu Permianul și Carboniferul și se termină cu Jurasicul. Autorul mai introduce denumirile de seria de Rafailă-Jiu (Carbonifer superior) constituită din cuarțite cenușii și filite negre cu noduli de cloritoid, seria rheto-liasică de Baia de Aramă constituită din arcoze și gresii cu intercalații de roci pelitice cu aspect filitos și formațiunea de Schela (Carbonifer superior, Permian inferior și mediu, Liasic) constituită din roci sericitoase și șisturi pelitice cu cloritoid, conglomerate roșii, gresii cuarțitice gălbui-cenușii, argile, filite, conglomerate și gresii cu cărbuni.

Pa v e l e s c u, Răileanu (1963) redactează una dintre cele mai valoroase lucrări referitoare la stratigrafia formațiunilor paleozoice din partea estică a autohtonului danubian. Conform acestei lucrări, seria de Tulișa, discordantă și transgresivă, este reprezentată în bază printr-un orizont de conglomerate atribuit Silurianului sau Devonianului (o singură dată în text este denumit orizontul conglomeratic, arcozian și cuarțitic). Peste conglomerate urmează, de asemenea discordant, succesiunea de la partea superioară a seriei de Tulișa care începe cu calcare, repartizată Dinanțianului. Acești autori au sesizat pentru prima dată că în cadrul seriei de Tulișa au fost înglobate mai multe formațiuni, arătind că „la rindul lor conglomeratele suportă transgresiv și în discordanță formațiunile superioare ale seriei de Tulișa” (pag. 185). Dacă ne referim la schița care însoțește lucrarea, unde explicația „seriei de Tulișa” este trecută în dreptul succesiunii geologice care începe cu calcarele, s-ar putea deduce că autori aveau tendința de a restringe denumirea de „Tulișa” numai pentru succesiunea geologică de la partea superioară a seriei de Tulișa. Se poate observa că această divizare a seriei de Tulișa, în două succesiuni geologice distincte, discordante, corespunde aproape întocmai cu concepția actuală a majorității geologilor referitoare la formațiunile paleozoice respective.

În lucrarea redactată de Pavelscu și Pavelscu (1964a) calcarele formațiunii de Tulișa sunt atribuite Dinanțianului, eventual chiar Silurianului; iar întregul complex cuprins între calcarele cenușii și filitele negre grafitoase este considerat ca aparținând Carboniferului inferior.



Pavelescu și Pavelescu (1964b) consideră calcarale dinanțiene, arcozele și conglomeratele devonian-siluriene iar termenii superioiri calcaro-carboniferi.

Pavelescu și Pavelescu, Bercia și Bercia (1964) arată că sedimentele ce au dat naștere formațiunii de Tulișa s-au depus într-un geosinclinal paleozoic și au fost metamorfozate în timpul mișcărilor hercinice tîrzii.

Pavelescu și Pavelescu (1966) separă în cadrul formațiunii de Tulișa (Devonian, eventual Silurian-Carbonifer superior), trei orizonturi: orizontul inferior reprezentat prin serrifite, arcoze și calcare; orizontul median alcătuit din sisturi clorito-sericitoase, sisturi clorito-epidotice cu albit, cu zoizit, tremolit etc. și orizontul superior (discordant) constituit din filite grafitoase, sisturi cuarțitice etc.

Solomon (1964, 1965, 1966, 1967), cu ocazia unor prospecțiuni de mare amănunt, execută harta geologică la scara 1 : 10.000 pentru toată suprafața versantului nordic al muntilor Vilcan, făcind detalieri litologice la nivelul formațiunii de Tulișa. Astfel, autorul deosebește în regiune o serie detritogenă (epiclastică) alcătuită din complexul inferior (complexul detritogen verde) la care include seria de Lainici-Păiuș etc. și complexul superior detritogen grafitos unde descrie formațiunea de Tulișa. În cadrul formațiunii de Tulișa autorul separă nivelul (orizontul) inferior reprezentat în bază prin orizontul conglomeratelor laminate, urmat de orizontul arcozelor și cuarțitelor și apoi de orizontul calcarelor. Peste nivelul (orizontul) inferior urmează nivelul (orizontul mediu) reprezentat prin filite, peste care se aşază nivelul (orizontul) superior reprezentat prin microconglomerate laminate. Trebuie remarcat că Solomon a separat pentru prima dată orizontul arcozelor și cuarțitelor situat peste conglomeratele laminate și sub calcare și orizontul microconglomeratelor laminate cu care se termină succesiunea formațiunii de Tulișa în sinclinalul Oslea. Referitor la orizontul cuarțitelor și arcozelor, autorul arată că acesta: „... poate să depășească cu mult orizontul conglomeratelor și să repauzeze direct pe sisturile complexului inferior” (pag. 28).

Gherasi et al. (1968), anunțând determinarea unor resturi de crinoide din formațiunea de Vidra, consideră că formațiunea de Tulișa nu este mai veche decât Cambrianul superior.

Pavelescu și Pavelescu (1970) presupun că formațiunea de Tulișa ar corespunde Paleozoicului inferior, în cadrul ei existând argumente palinologice în favoarea Cambrianului.

Năstaseanu, Bîtoianu (1970) consideră că formațiunea de Tulișa are o vîrstă mai veche decât depozitele devoniene de pe valea Ideg, arătînd că „ultima fază a orogenezei caledoniene (ardenică) a consolidat și metamorfozat depozitele Paleozoicului inferior. Formațiunea de Tulișa este probabil termenul cel mai nou al cristalinului danubian din această regiune care participă la alcătuirea albiei geosinclinalului paleozoic superior” (pag. 24).

Adina Visarion (în Micu, Paraschivescu, 1970) determină o asociatie palinologică care ar indica Proterozoicul superior-



Cambrianul inferior și mediu, în niște roci slab metamorfozate, din nordul munților Retezat, care sunt considerate de Micu, Paraschivescu (1970) ca reprezentând formațiunea de Tulișa.

H. Krăutner (1970) paralelizează seria de Bătrîna din munții Poiana Ruscă și nivelul vulcano-sedimentar din cadrul seriei de Păiușeni, cu orizontul vulcano-sedimentar al seriei de Tulișa.

Săvu (1970, 1972) consideră că seria de Tulișa (Silurian-Devonian, probabil și Carbonifer inferior), pentru care întrebuiștează denumirea de suprastructură, se aşază discordant pe infrastructură (serile de Drăgășan și Lainici-Păiuș), fiind metamorfozată în timpul fazei diastrofice bretonice.

Ștănoiu (1971) anunțând determinarea unei faune de tip Silurian inferior, dintr-o formățiune care ar putea apartine Ordovicianului și Silurianului, arată că „seria de Tulișa (atribuită intervalului Cambrian-Devonian) ar putea reprezenta o formățiune comprehensivă, chiar cu unele discordanțe” (pag. 12) sau „este cunoscut că în majoritatea cazurilor șisturile argiloase ale formățiunii de Tulișa se aşază direct pe fundamentul cristalin, ceea ce ar sugera existența unor importante variații laterale de facies sau chiar depășiri ale diversilor termeni stratigrafici” (pag. 12).

Morariu (1972) separă în cadrul depozitelor atribuite Mezozoicului din regiunea bazinului de recepție al văii Lăpușnicul Mare, o succesiune geologică identică cu cea a formățiunii de Tulișa din munții Vilcan și Retezat, pe care o atribuie Paleozoicului inferior.

Din cele arătate se poate constata că începînd din anul 1953 și pînă în 1972, toate rocile paleozoice slab metamorfozate din partea estică a autohtonului danubian au fost înglobate treptat la formățiunea de Tulișa căreia i se atribuiau diferite vîrste; de la Proterozoicul superior și pînă la Carbonifer, inclusiv.

În anul 1972, Ștănoiu separă în cadrul succesiunii geologice, atribuite pînă atunci formățiunii de Tulișa, mai multe formățiuni discordante. În baza acestei succesiuni geologice autorul consideră că se deosebește formățiunea cambriană din nordul munților Retezat etc. iar la partea superioară – formățiunea de Tulișa *sensu Pavelscu* (1953) atribuită Devonian-Carboniferului inferior + mediu(?). Între formățiunea cambriană și formățiunea de Tulișa, autorul plasează formățiunea de Valea Izvorului (Ordovician superior-Silurian). Se arată că formățiunea de Tulișa redefinită este cel mai bine reprezentată la obîrșia văii Jiului românesc (în sectorul muntelui Oslea) și că ea este alcătuită din conglomerate și gresii în bază, urmate de calcare cristaline și apoi de filite grafitoase-sericitoase; filitele și calcarele așezîndu-se adesea, direct pe fundamentul cristalin. Autorul pune în discuție existența unei discordanțe corespunzătoare fazei diastrofice cadoniene. Trebuie menționat că în această lucrare „formățiunea de Tulișa” tufogenă din munții Parâng a fost paralelizată în mod greșit cu formățiunea cambriană din nordul munților Retezat.

Năstaseanu (1973) separă la partea superioară a formățiunii de Tulișa, de la obîrșia văii Jiului de vest, o nouă formățiune pe care o

denumește formațiunea de Oslea. Formațiunea de Oslea este considerată discordantă pe conglomeratele laminate și alcătuită din două complexe, unul inferior care începe în majoritatea cazurilor cu gresii cuarțitice sau arcoziene ce trec progresiv la calcare și altul superior reprezentat prin argilite grafitoase, gresii, conglomerate, etc. Alteori, după Năstăseanu, formațiunea de Oslea începe direct prin calcare; între gresii și calcare admitînd îndințări laterale de facies.

Conglomeratele laminate din baza formațiunii de Tulișa sunt atașate fundamentalului cristalin, arătînd că „fac parte integrantă din formațiunile epimetamorfice ale cristalinului autohton” (pag. 5) sau „în ambele locuri (este vorba de culmea Tulișa și Coada Oslei unde conglomeratele laminate sunt suportate de către rocile complexului amfibolitic) se observă continuitate de sedimentare între serii și același grad de metamorfism” (pag. 5). La legenda hărții, în dreptul căsuței cu hașura corespunzătoare șisturilor cristaline și conglomeratelor laminate, este scrisă explicația „cristalin autohton + formațiunea de Tulișa”. Autorul arată de asemenea metamorfismul mai intens al conglomeratelor laminate față de cel al formațiunii de Oslea.

Sătanoiu (1973) paralelizează o parte a conglomeratelor laminate din baza formațiunii de Tulișa, cu conglomeratele de Piatra Cloșani care au o poziție discordantă și care erau repartizate Ordovicianului superior-Silurianului, Silurian-Devonianului sau Devonianului.

Ulterior, Sătanoiu (in Năstăseanu et al., 1974)³ separă la partea bazală a formațiunii de Tulișa, o nouă formațiune pe care o denumește în mod provizoriu „conglomeratele de vîrful Bai” și al cărui stratotip este în munții Retezat (regiunea din împrejurimile vîrfului Bai). Această formațiune corespunde întocmai cu ceea ce în prezentă lucrare a fost desemnat sub numele de formațiune de Tusu. Formațiunea „conglomeratele de vîrful Bai” a fost definită ca reprezentată prin conglomerate, șisturi grafitoase, uneori cu lentele de calcare etc. și propunem să fie denumită în mod provizoriu, conglomeratele de vîrful Bai. Această formațiune se dispune discordant peste diferite formațiuni cristalofiliene (complexul amfibolitic *sensu* Manolescu, 1937; complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan *sensu* Pavelescu, 1953; seria elastică *sensu* Manolescu, 1937; seria de Lainici-Păiuș *sensu* Manolescu, 1937) și suportă, de asemenea discordant, stîva de roci pe care Năstăseanu (1937) a denumit-o formațiunea de Oslea ce începe în bază cu gresii cuarțofeldspatice, uneori cu matrice calcaroasă (pag. 11). În consecință sfera noțiunii de formațiune de Tulișa se restrînge și mai mult în detrimentul conglomeratelor laminate din bază care au fost înglobate, în cea mai mare parte, la formațiunea denumită „conglomeratele de vîrful Bai”.

A. Schuster (in Năstăseanu et al., 1974)⁴ separă în cadrul a ceea ce se cunoștea sub numele de formațiune de Tulișa în munții Parâng,

³ S. Năstăseanu, A. Schuster, D. Morariu, Alexandrina Morariu, Cornelia Bițoianu, Violeta Iliescu. Studiul formațiunilor paleozoice metamorfocate din Carpații Meridionali. 1974. Arh. Inst. Geol. Geof. București.

⁴ Op. cit. pct. 3.



două serii : seria de Latorița în bază și seria de Vidruța la partea superioară, ambele discordante. În mare, seria de Latorița ar corespunde orizonturilor inferior și mediu ale formațiunii de Tulișa *sensu* Pa v e l e s c u și Pa v e l e s c u (1966), iar seria de Vidruța ar corespunde orizontului superior. Autorul consideră că seria de Latorița ar reprezenta Ordovician-Silurianul, pe cind sedimentele ce au generat rocile seriei de Vidruța s-au depus în perioada ce a urmat unor mișcări corespunzătoare fazei ardentine.

V i s a r i o n , S o l o m o n (1974) anunță determinarea unei asociații palinologice care ar indica Cambrianul mediu și superior (?). Această asociație a fost recoltată dintr-un pachet de roci constituit din șisturi cuarțitice sericito-cloritoase, șisturi cuarțitice grafitoase, șisturi cuarțitice cu sericit, considerat a reprezenta un orizont superior al complexului clorito-sericos al seriei de Drăgșan din partea de nord-est a munților Retezat.

Năstăseanu (1975) consideră că formațiunea de Tulișa ar fi reprezentată numai prin formațiunea de Tulișa din munții Parâng și formațiunea de Tulișa din nordul munților Retezat din care s-a determinat (A d i n a V i s a r i o n) asociația palinologică citată de M i c u , P a r a s c h i v e s c u (1970). Ca vîrstă formațiunea de Tulișa este considerată a corespunde Cambrianului, cu posibilitatea de a cuprinde și partea bazală a Precambrianului terminal și Ordovicianul. Admite și autorul existența fazei diastrofice cadoniene în baza formațiunii de Tulișa. Formațiunea de Vidra (pag. 12) și Rafailă sunt considerate sincrone cu formațiunea de Tulișa. Autorul arată că peste formațiunea de Tulișa se dispune discordant formațiunea de Oslea, repartizată Devonianului și probabil unei părți a Carboniferului inferior. Formațiunea de Valea Izvorului este atribuită numai Silurianului. Din textul lucrării se deduce că autorul tindea să atașeze conglomeratele laminate din baza formațiunii de Tulișa *sensu* Pa v e l e s c u , 1953, la fundamentul cristalin. Această idee se deduce din următoarele paragrafe : „conglomeratele laminate citate frecvent în baza orizontului (este vorba de orizontul inferior al seriei de Tulișa) nu se cunosc decit în vîrful Oslea și pe culmea vîrful Tulișa-vîrful Bai. În ambele locuri însă conglomeratele suportă discordant depozitele mai slab metamorfozate ale formațiunii de Oslea și au mari afinități cu seria de Drăgșan de care sunt intim legate” (pag. 13) sau „în cîteva locuri (conform frazei anterioare, numai în vîrful Oslea și pe culmea vîrful Tulișa-vîrful Bai) seria de Drăgșan suportă conglomerate laminate care par să aparțină acelaiași ciclu de sedimentare și faze de metamorfism” (pag. 10); paginația este indicată conform textului ce se păstrează la Comitetul de redacție.

Frapat de marea asemănare dintre cuarțitele albe atribuite de G. M a n o l e s c u Triasicului inferior și cuarțitele formațiunii de Valea Izvorului (S t ă n o i u , 1972), în anii trecuți cit și în vara anului 1974 am executat unele investigații urmate de cercetări amănunțite asupra forma-



țiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vîlcan. Cu această ocazie s-a ajuns la o nouă schemă stratigrafică a formațiunilor paleozoice, care va fi prezentată în cele ce urmează.

II. CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

În succesiunea geologică a depozitelor paleozoice de pe flancul nordic al munților Vîlcan am separat 3 formațiuni.

A) Formațiunea de Coarnele

Peste șisturile cristalofiliene ale formațiunilor de Lainici-Pâiuș și Drăgșan din fundament, care sunt afectate de rocile granitoide, se dispun discordant cuarțite albe și filite verzi clorito-sericitoase. Întotdeauna cuarțitele se grupează la partea inferioară iar filitele la partea superioară, ceea ce face ca, în mare, formațiunea de Coarnele să devină susceptibilă de a fi divizată în două secvențe litologice: o secvență cuarțitică în bază și o secvență filitoasă clorito-sericitoasă la partea superioară. Uneori separarea celor două secvențe este dificilă.

M a n o l e s c u (1937a etc.) este singurul cercetător care a separat o parte a cuarțitelor formațiunii de Coarnele de formațiunile cristalofiliene subiacente, admitând însă că aceste cuarțite sunt situate, în succesiunea stratigrafică, peste conglomerate. Deși arată că este dificil de precizat dacă rocile cuarțitice în discuție aparțin sedimentarului sau șisturilor cristaline, autorul consideră, în mod provizoriu, că rocile cuarțitice de la Pasu Vulcan aparțin seriei sedimentare, atribuindu-le Triasicului inferior. Cealaltă parte a cuarțitelor de Scurtu, cît și filitele de Lupeanu, erau înglobate de M a n o l e s c u la formațiunile cristalofiliene din fundament (seria clastică și formațiunea de Lainici-Pâiuș).

Toți ceilalți geologi care au executat cercetări în regiune carteară și descriu aceste cuarțite la formațiunile cristalofiliene din fundamentul depozitelor paleozoice.

✗ Cuarțitele, predominant albe, au o textură masivă, foarte rar slab șistoasă și o structură granoblastică sau uneori porfiroblastică. Ele sunt constituite din fragmente detritice de cuarț (peste 95%) angulare și subangulare ce nu depășesc 1,5 mm diametru. Granulelor de cuarț li se asociază cele de feldspat potasic, zircon, turmalină, apatit etc., așa cum a arătat M a n o l e s c u (1937a). În cuarțitele cu textură șistoasă (filitoasă) apar șlire orientate, paralele cu stratificația, constituite din lamele de sericit, care inițial reprezentau lamele argiloase intercalate în nisipurile cuarțoase.

Cuarțitele albe ale formațiunii de Coarnele sunt cunoscute de la M a n o l e s c u (1937a) sub numele de cuarțitele de Scurtu.

✗ Filitele verzi clorito-sericitoase, care au o textură șistoasă și o structură lepidoblastică, mai rar porfiroblastică, sunt constituite predominant din lamele orientate de clorit căruia i se asociază sericitul, cuarțul, feldspa-

tul (adesea albit), epidotul. Unele dintre aceste filite au putut lua naștere pe seama unor produse vulcanice, probabil bazice. Apariția epidotului imprimă rocii o culoare verde cu reflexe argintii.

Filitele verzi clorito-sericitoase ale formațiunii de Coarnele, care apar foarte bine individualizate peste cuarțitele de Scurtu pe interfluviul dintre valea Tusu și pîriul Lupeanu, au fost denumite filitele de Lupeanu.

Destul de rar, și mai ales spre partea superioară, în filitele de Lupeanu apare grafitul, conducind la intercalării de filite clorito-grafitoase verzui-negricioase sau filite grafitoase negre.

Tot foarte rar, în cadrul filitelor de Lupeanu apar intercalării subțiri (sub 2 m grosime), lenticulare, de calcare cristaline cenușii sau negre, grafitoase, denumite calcarele de Șiglăul Mic. Denumirea provine de la vîrful Șiglăul Mic.

Formațiunea de Coarnele apare pe flancul sudic al sinclinalului Pasu Vulcan-Șiglăul Mic, la Pasu Vulcan, Cracu Scurtu (sud de vîrful Coarnele) și la sud de vîrful Șiglăul Mic.

La Pasu Vulcan, peste formațiunea cristalofiliană de Lainici-Păiuș afectată de roci granitoide, se dispun discordant cuarțite albe pe o grosime de cca 25 m. Peste ele urmează, după aspectul reliefului și blocurile de pe sol, filite verzi clorito-sericitoase, pe cca 30—40 m grosime. Cuarțitele și filitele sunt acoperite discordant de calcarele cristaline din baza succesiunii geologice paleozoice a sinclinalului Izvoarele Șușitei.

Pe Cracu Scurtu, formațiunea de Coarnele se dispune de asemenea discordant peste formațiunea cristalofiliană de Lainici-Păiuș afectată de roci granitoide. În bază (pl. IV col. 10) apar, pe 10 m grosime, cuarțite albe; urmează 30 m filite cloritoase-slab sericitoase verzui, 15 m cuarțite albicioase, 30 m filite cloritoase-slab sericitoase verzui, 25 m cuarțite albe, 40 m filite cloritoase-slab sericitoase verzui, 20 m cuarțite albe, 50 m filite cloritoase-slab sericitoase verzui, peste care se aşază metapsefite verzi.

Formațiunea de Coarnele mai apare sub forma unei fișii continui în flancul sudic al sinclinalului Baleia-Coarnele, începînd din valea Baleia și pînă pe culmea dintre valea Tusu și valea Balomirului. Aici se observă foarte clar o secvență litologică cuarțitică bazală și o secvență litologică filitoasă clorito-sericitoasă la partea superioară.

Pe valea Baleia, peste amfibolitele formațiunii cristalofiliene de Drăgșan, se dispune discordant un pachet de cuarțite albe pe cca 15 m grosime; urmează 10-15 m filite cloritoase verzi, peste care apar metapsefite verzi. La Stînele Mutu apar de asemenea, cuarțitele albe, groase de cca 15 m.

În malul stîng al văii Braia, în dealul Sgura (pl. IV, col. 9), tot peste amfibolitele formațiunii de Drăgșan, după blocurile de pe sol și aflorimente, se deduce existența unui nivel de cuarțite albe în bază și a unui nivel filitos clorito-sericitos la partea superioară, peste care se aşază metapsfite verzi.

La Stînele Negrele, peste amfibolite se observă, pe cca 20 m grosime stratigrafică, o porțiune acoperită cu fragmente de cuarțite și filite



verzi pe sol ; urmează cca 1 m cuarțite albe ce trec progresiv la filite cuarțitice clorito-sericitoase. Apare din nou o porțiune acoperită pe cca 30 m grosime stratigrafică, unde se observă fragmente de filite verzi clorito-sericitoase, după care, pe cca 8 m, se dezvoltă filite grafitoase negre cu ostracode (?). Acestea din urmă trec progresiv la cca 10 m de filite clorito-sericitoase verzi. Urmează metapsefite verzi.

În valea Tusuului, de asemenea tot peste amfibolitele formațiunii de Drăgșan, urmează un nivel de cuarțite, gros de cca 10-20 m și apoi filite verzi clorito-sericitoase pe cca 50-60 m grosime, peste care se dispun metapsefite verzi. Aici, spre partea superioară a filitelor, apar secvențe filitoase grafitoase, asociate cu calcare cristaline grafitoase ce nu depășesc 1-2 m grosime. La nivelul intercalărilor grafitoase, filitele conțin numeroase resturi de ostracode (?).

La sud de Stînele Coarnele, la Capu Plaiului, (pl. IV, col. 8), pe culmea dintre valea Tusuului și valea Balomirului, amfibolitele formațiunii de Drăgșan suportă un pachet, gros de cca 10-15 m, de cuarțite albe, urmate de cca 5 m filite cloritoase verzi, 2 m cuarțite albe, 15 m filite cloritoase, 4 m cuarțite filitoase-sericitoase, 15 m filite cloritoase, 5 m metapsamite (?) cuarțo-feldspatice filitoase clorito-sericitoase, 80 m filite cloritoase, 5 m filite clorito-grafitoase cu ostracode (?), 20 m filite cloritoase. Urmează metapsefite verzi.

Cele mai nordice apariții ale formațiunii de Coarnele din versantul nordic al munților Vilcan apar pe flancul sudic al sinclinalului Tusu-Valea de Pești, între valea Arsă la est și Valea de Pești la vest. În apropierea Văii de Pești, formațiunea de Coarnele face o inflexiune spre nord, continuindu-se pe malul stîng al Văii de Pești, pînă în șaua de la sud de vîrful Șiglăul Mare, unde este antrenată într-o structură sinclinală. De aici face o altă inflexiune spre vest, continuindu-se pe flancul sudic al sinclinalului Oslea, pînă în regiunea muntelui Oslea. Pe toată această porțiune, formațiunea de Coarnele se aşază discordant peste șisturile cristalofiliene afectate de roci granitoide ale formațiunii de Drăgșan și Lainici-Păiuș și suportă, de asemenea discordant, un orizont calcaros continuu. La est de valea Arsă, calcarele se aşază direct pe șisturile cristalofiliene. Între valea Arsă și Valea de Pești, peste șisturile cristaline și sub calcare, apare un nivel subțire (pînă la 5-10 m grosime) de cuarțite. De la Valea de Pești spre nord (în malul drept al Văii de Pești) și spre vest, peste cuarțite apare și nivelul filitos cu numeroase resturi de ostracode (?) și lingulide.

În șaua de la sud de vîrful Șiglăul Mare, pe drumul ce coboară spre Runcu, în partea bazală a formațiunii cu cuarțite și filite cloritoase apar intercalări decimetrice de metapsamite cuarțitice grosiere cu feldspați, mice, clorit, sericit etc. Pe suprafețele de stratificare ale cuarțitelor și mai ales ale filitelor care admit intercalări lenticulare de calcare sub 1 m grosime, spre partea superioară a formațiunii de Coarnele, se observă numeroase resturi de ostracode (?).

Pe culmea din malul drept al Văii de Pești (pl. IV, col. 4), între dealul Custura și vîrful Mărcușului, peste formațiunea cristalofiliană de



Lainici-Păiuș afectată de roci granitoide, se dispune discordant, pe 80 m grosime, o alternanță de filite cloritoase verzui și cuarțite albe. Urmează pe 35 m filite cloritoase, 7 m cuarțite albe, 30 m filite cloritoase care devin grafitoase spre partea superioară, 20 m cuarțite albe, 50 m filite cloritoase-grafitoase care spre partea superioară admit intercalații de cuarțite filitoase sericito-cloritoase. Peste ele urmează calcarele cristaline.

În malul stîng al Văii de Pești (pl. IV, col. 3), imediat în amonte de confluența cu Valea Seacă, se dezvoltă formațiunea cristalofiliană de Lainici-Păiuș afectată de roci granitoide. În aval, pe 50 m, terenul este acoperit. Urmează, pe 10 m grosime stratigrafică, filite cloritoase verzi, 10 m cuarțite slab filitoase-sericitoase albe cu intercalații cenușii-verzui cloritoase, 8 m filite cloritoase, 6-8 m filite clorito-sericitoase laminatice. Peste ele urmează calcare cristaline, se pare, prin intermediul unui accident tectonic de mică importanță.

În portiunea din amonte a Văii Seci, affluent pe stînga al Văii de Pești, în malul drept, peste cuarțitele bazale ale formațiunii de Coarnele se individualizează un orizont de filite clorito-sericitoase cu numeroase ostracode (?). Urmează de asemenea calcare cristaline. Din filitele clorito-sericitoase am recoltat un eșantion pe care se observă o urmă care să ar putea presupune a fi un rest de graptolit.

Între cuarțitele și filitele clorito-sericitoase de pe valea Gîrbovului apar și intercalații de filite grafitoase. Filitele și cuarțitele filitoase de pe valea Gîrbovului și cele de pe culmea din malul stîng al acestei văi conțin de asemenea numeroase resturi de ostracode (?) și lingulide. Aici, formațiunea de Coarnele suportă discordant calcarele cristaline care încep în bază printr-un nivel grezos. Imediat în amonte de formațiunea de Coarnele, situată sub calcare, în sectorul văii Gîrbovul, după cîteva sute de metri cu roci cristalofiliene afectate de granitoide, apar din nou cuarțitele și filitele, într-un mic sinclinal (sinclinalul Pietrele Nedeiului), orientat est-vest, cu flancul nordic afectat de falie direcțională. Cuarțitele din muntele Pietrele Nedeiului, care pe valea Prislopelor conțin numeroase resturi de ostracode (?), au fost cartate de Palessu și Pavel (1964) ca „micococonglomerate și gresii arcoziene (Liasic)”.

În ceea ce privește vîrsta, există o serie de argumente paleontologice și de superpoziție, ce vor fi prezentate în capitolul următor, care arată că depozitele imediat superioare aparțin probabil Devonianului.

Din cele arătate se poate constata o asemănare litologică frapantă între cuarțitele și filitele descrise și cele ale formațiunii de Valea Izvorului (Stănu, 1972). În majoritatea punctelor se pot recunoaște și pe flancul nordic al munților Vilcan cele două secvențe litologice separate în cadrul formațiunii de Valea Izvorului: o secvență cuarțitică în bază și o secvență filitoasă, clorito-sericitoasă, la partea superioară.

Există o mare asemănare litologică între rocile secvenței litologice cuarțitice a formațiunilor de Coarnele și Valea Izvorului pe de o parte, și rocile seriei de Grohoten din Balcani (Bulgaria) pe de altă parte. De asemenea, rocile secvenței litologice filitoase a formațiunilor de Coarnele și Valea Izvorului sint identice din punct de vedere litologic cu rocile



seriei de Terețel din Balcani (Bulgaria), care reprezintă termenul imediat superior seriei de Grohoten. Din aceste două serii, geologii bulgari au argumente paleontologice pentru Ordovicianul mediu (Llanvirnian-Llandeilian) și baza Ordovicianului superior (Caradocian).

Din cele arătate se poate deduce că formațiunea de Coarnele corespunde probabil Ordovicianului, eventual și unei părți a Silurianului.

Denumirea acestei formațiuni a fost sugerată de muntele Coarnele, regiunea unde formațiunea respectivă are dezvoltarea tipică, la sud de vîrful Coarnele (pl. IV, col. 10).

În regiunea cercetată, grosimea formațiunii de Coarnele poate ajunge pînă la cca 200-300 m.

Denumirea de formațiune de Coarnele a fost introdusă provizoriu, pînă cînd se vor obține argumente paleontologice edificate referitoare la vîrstă. În caz că argumentele paleontologice vor confirma corelarea cronostratigrafică cu formațiunea de Valea Izvorului, denumirea de formațiune de Coarnele va cădea în sinonimie, avînd aceeași vîrstă și aceeași constituție litologică cu formațiunea de Valea Izvorului care are prioritate.

B) Formațiunea de Tusu

În regiunea cercetată are mare răspîndire un nivel de metapsefite verzi (conglomerate laminate) cu intercalări subordonate de filite grafitoase. Acest nivel apare în sinclinalul Pasu Vulcan-Șiglăul Mic la Piscul Rusesc, muntele Coarnele și muntele Șiglăul Mic; în sinclinalul Braia-Coarnele, ca o fișie continuă pe flancul sudic, începînd de la est de valea Baleia, continuîndu-se prin valea Baleia, valea Sohodol, Stînele Mutu, valea Braia, Stînele Negrele, valea Tusului, Stînele Coarnele, pînă la vest de valea Balomirului și în sinclinalul Tusu-Valea de Pești pe valea Tusului.

Dezvoltarea cea mai mare și mai completă a acestor metapsefite (conglomeratele de Capu Plaiului) se realizează în regiunea bazinului de recepție al cursului superior al văii Tusu, în sectoarele muntele Coarnele, Stînele Coarnele și Stînele Negrele. Tot aici, la Stînele Negrele, în malul drept al văii Tusu, se observă cum metapsefitele verzi trec lateral la un pachet filitos grafitos (filitele de Sgura) ce conține numeroase ostracode și urme de plante. Din această cauză am propus ca formațiunea în discuție să fie denumită formațiunea de Tusu.

Filitele de Sgura au fost considerate de toți cercetătorii care s-au referit la ele, drept complexul filitos (superior calcarelor) al formațiunii de Tulișa.

În cele mai multe cazuri metapsefitele verzi urmează peste filitele clorito-sericitoase ale formațiunii de Coarnele. Uneori însă aceste metapsefite se aşază direct peste amfibolitele formațiunii de Drăgșan, aşa cum se observă în sinclinalul Tusu-Valea de Pești (pe valea Tusului), în sinclinalul Baleia-Coarnele (la est de valea Baleia, în vîrful Drăgoiu etc.).

E Tulișa



Elementele conglomeratelor, care în majoritatea cazurilor au diametre cuprinse între cîțiva centimetri și cîțiva decimetri, sunt reprezentate prin cuarțite albe de tipul cuarțitelor ordoviciene de dedesubt. Aceste cuarțite diferă net de cuarțitele formațiunii cristalofiliene de Lainici-Păiuș. Deosebirile litologice principale dintre cele două tipuri de cuarțite constau în culoarea mai deschisă a cuarțitelor ordoviciene și abundența feldspațiilor în cuarțitele formațiunii de Lainici-Păiuș.

Uneori elementele conglomeratelor sunt constituite predominant din filite verzi clorito-sericitoase și mult mai rar din filite negricioase grafitoase.

Matricea conglomeratelor este predominant filitoasă, clorito-sericitoasă verzuie, mai rar grafitoasă, negricioasă.

În cadrul matricei, pe lîngă clorit, sericit și grafit apar, uneori în cantități destul de mari, cuarțul, feldspatul, miclele (muscovit și mai rar biotit cloritizat) și subordonat titanitul, rutilul, zirconul etc. aşa cum arată M a n o l e s c u (1937a etc.).

Adesea elementele de cuarțite sunt destul de mici și foarte rare, uneori putînd lipsi, ceea ce face ca roca să capete aspectul unor filite clorito-sericitoase verzi.

Elementele sunt foarte aplatizate, chiar și cele de cuarțite, aplatierea fiind întotdeauna paralelă cu foliația matricei filitoase.

Matricea apare în general intens microcutată; în aceste microcute sunt antrenate și elemente rulate și aplatizate de cuarțite care devin torsionate.

În cadrul metapsefitelor se observă uneori lentile de cuarțite care au grosimi de 1 cm și lungimi pînă la 30 cm. Aceste lentile ar putea să nu constituie elemente remaniate, ele corespund unor intercalări lenticulare de gresii cuarțitice cantonate într-o masă argiloasă tufitică. În favoarea unei asemenea interpretări pledează și existența, extrem de rară, a benzilor de cuarțite cenușii cu grosimi centimetrice și lungimi pînă la cîțiva metri, care se intercalează în matricea conglomeratelor, aşa cum se observă în malul stîng al văii Sohodol. Lentilele de cuarțite amintite, ce nu depășesc niciodată cîțiva centimetri grosime, se deosebesc net prin culoarea cenușie sau negricioasă de cuarțitele albe ale formațiunii de Coarnele. Niciodată nu au fost observate cuarțite albe sau intercalări mai groase de cuarțite cenușii în metapsefitele formațiunii de Tusu.

În munții Vilcan, dar mai ales în munții Retezat, asociat metapsefitei formațiunii de Tusu, apar numeroase produse vulcanice metamorfizate, interstratificate, a căror compozиie predominantă este intermediară spre acidă (andezit-dacit-riolit), mult mai rar bazică.

La nord de vîrful Coarnele și mai ales la sud de Stînele Coarnele, între metapsefitele verzi, apar intercalări lenticulare de filite grafitoase negre cu numeroase ostracode. Aceste intercalări, cu grosimi cuprinse între cîțiva decimetri și zeci de metri, au fost considerate de M a n o l e s c u (1937a etc.) și S o l o m o n (1966) ca reprezentînd un orizont superior conglomeratelor și în consecință pe hărțile autorilor respectivi de-a lungul lentilelor de filite grafitoase sunt trasate axe de sinclinal.

Astfel, la sud de Stinele Coarnele, la Capu Plaiului (pl. IV, col. 7), pe culmea dintre valea Tusului și valea Balomirului (în cadrul sinclinalului Baleia-Coarnele) peste filitele clorito-sericitoase ale formațiunii de Coarnele se dezvoltă, pe 30 m grosime stratigrafică, metapsefite verzi. Urmează 5 m filite cloritoase, slab grafitoase cu ostracode, 5 m metapsefite verzi, 30 m filite grafitoase negre cu secvențe mai cloritoase, verzui, ce conțin numeroase resturi de ostracode, 150 m metapsefite verzi, 50 m filite grafitoase (după fragmentele de pe sol) cu ostracode și urme de plante. Acestea din urmă vin în contact tectonic cu amfibolitele formațiunii de Drăgșan.

Tot în sinclinalul Baleia-Coarnele, spre est de valea Tusului (pl. IV, col. 9), metapsefitele verzi trec lateral la filite grafitoase cu numeroase ostracode și urme de plante. Numai în bază se mai păstrează un pachet de metapsefite verzi, gros de cca 20-50 m, care trec progresiv, spre partea superioară, la filitele grafitoase. Filitele au foarte adesea un caracter metapsamic cu cuarț, mici și mai rar feldspați. Spre partea bazală, în apropierea limitei cu pachetul de metapsefite verzi, filitele admit intercalări de cuarțite cenușii cu aspect nodulos, filitoase, grafito-sericito-cloritoase, uneori cu elemente centimetrice de cuarț etc.

Numeroase resturi de ostracode au fost observate și în filitele grafitoase care însoțesc conglomeratele de Capu Plaiului de la Coada Oslei. Trebuie menționat că Solomon (1967) constată că la limita cu seria inferioară prin care înțelegea formațiunile cristalofiliene din fundiment, pe valea Braia-Sohodol apar cuarțite noduloase cu cuarț negru-fumuriu. Autorul arată că „aceste cuarțite nodulare grosiere (pe care le consideră intercalate în filitele orizontului mediu al seriei de Tulișa) se dispun peste conglomeratele inferioare (considerate ca un orizont inferior al seriei de Tulișa), lăsând impresia uneori că nivelul conglomeratic își schimbă pe direcție caracterele sedimentologice”. După cum vom vedea filitele grafitoase, care trec lateral la metapsefitele verzi, reprezintă însă un nivel mult mai vechi față de filitele grafitoase ce repauzează peste orizontul calcaros al formațiunii suprajacente.

Filitele grafitoase cu urme de plante și ostracode, care au în bază un nivel de metapsefite verzi, au fost urmărite în sinclinalul Baleia-Coarnele ca o fâșie continuă, începând de la est de valea Tusului, prin Cracul Brăitei și dealul Sgura, valea Braia, la nord de Stinele Mutu, valea Sohodol, valea Baleia, interfluviul valea Baleia-valea Merișoara, pînă pe culmile de la est de valea Merișoara. Tot în sinclinalul Baleia-Coarnele, pe valea Tusului și la vest de această vale, mai ales pe culmea dintre valea Tusului și valea Balomirului, la acest nivel stratigrafic apar metapsefite verzi cu intercalări de filite grafitoase.

Faciesul filitos-grafitos l-am denumit filitele de Sgura, după dealul Sgura din malul stîng al văii Braia unde acestea au dezvoltarea tipică. Aceasta pentru a nu apărea confuzii cu orizontul filitelor grafitoase situat deasupra calcarelor. Metapsefitele au fost denumite conglomeratele de Capu Plaiului, după denumirea unui virf situat la sud de Stinele Coar-



nele, pe culmea dintre valea Tusului și valea Balomirului, unde aceste roci au dezvoltarea tipică. Filitele de Sgura ating o grosime pînă la 350-400 m, iar la conglomeratele de Capu Plaiului cele mai mari grosimi observabile pe versantul nordic al munților Vilcan se apropiu de 350 m.

Deci formațiunea de Tusu are două faciesuri sincrone : filitele de Sgura și conglomeratele de Capu Plaiului.

Toți cercetătorii anteriori au înglobat filitele de Sgura la complexul filitelor grafitoase care urmează în succesiunea stratigrafică peste calcarale formațiunii de Tulișa.

Raporturile dintre formațiunea de Tusu și formațiunea de Coarnele nu sunt destul de edificate. Din această cauză se vor enumera în continuare faptele care pot aduce unele lămuriri în această problemă.

Contactul dintre cele două formațiuni creează uneori impresia unei treceri progresive, fără întrerupere de sedimentare, deoarece matricea filitoasă a conglomeratelor verzi și filitele formațiunii de Coarnele sunt adesea foarte asemănătoare din punct de vedere litologic.

În conglomerate apar remaniate numeroase elemente rulate de cuarțite albe de tipul cuarțitelor formațiunii de Coarnele care nu se găsesc intercalate în formațiunea de Tusu.

Uneori metapsefitele verzi se dispun direct peste amfibolitele formațiunii cristalofiliene de Drăgșan.

După raporturile de superpoziție, cît și după resturile fosile, conglomeratele de Capu Plaiului și filitele de Sgura par a corespunde Devonia-nului. În acest caz se impune admiterea unei lacune în succesiunea stratigrafică a depozitelor paleozoice corespunzătoare celei mai mari părți sau chiar a întregului Silurian. Aceasta deoarece formațiunea de Coarnele pare a apartine, în cea mai mare parte, Ordovicianului. Depozitele corespunzătoare lacunei respective nu s-au depus sau au fost îndepărtate prin eroziune ca efect al unei emersiuni produse înaintea depunerii sedimentelor ce au generat conglomeratele de Capu Plaiului.

Cele arătate pînă aici par să indice că formațiunea de Tusu are o poziție discordantă.

Faptul că la est de valea Tusu, în sinclinalul Braia-Coarnele, formațiunea de Tusu începe printr-un nivel de metapsefite de la care se trece, spre partea superioară, la filite grafitoase, demonstrează că formațiunea de Tusu are aici un caracter transgresiv ; în timpul sedimentării depozitelor respective adâncimea domeniului acvatic creștea. Tot la est de valea Tusu, sub filitele de Sgura ce încep în bază printr-un nivel de metapsefite verzi de tipul conglomeratelor de Capu Plaiului, apare formațiunea de Coarnele care are de asemenea un caracter transgresiv ; debutează prin cuarțite și se termină cu filite. Cele arătate cît și faptul că uneori conglomeratele de Capu Plaiului se aşază discordant direct peste formațiunile cristalofiliene din fundament, au constituit argumente în favoarea separării filitelor de Sgura și a conglomeratelor de Capu Plaiului ca o formățiune aparte.



N-ar fi exclus ca în anumite sectoare formațiunea de Tusu să se dispună în continuitate de sedimentare peste formațiunea de Coarnele. În acest caz formațiunea de Tusu ar cuprinde și Silurianul.

Am considerat ca mai plauzibilă prima ipoteză conform căreia conglomératelor de Capu Plaiului și filitele de Sgura reprezintă o formațiune aparte discordantă.

Ca vîrstă formațiunea de Tusu ar aparține Devonianului (prezența numeroaselor urme de plante cu habitus primitiv, încă din bază).

La acest capitol și la capitolul anterior s-a arătat că formațiunea de Tusu repauzează pe formațiunea de Coarnele care aparține probabil Ordovicianului, eventual și unei părți a Silurianului.

La capitolul următor se va arăta că peste formațiunea de Tusu se dispune o formațiune cu conglomerate în bază, care din ceea ce se cunoaște în Carpații Meridionali și Balcani, nu poate aparține decit Carboniferului inferior, eventual și Devonianului.

Din cele cunoscute în Balcani (Bulgaria și Jugoslavia) caracterul detritic grosier al formațiunii de Tusu sugerează aspectul unei formațiuni devoniene.

Cele arătate, cît mai ales resturile organice (numeroasele urme de plante), par a arăta că formațiunea de Tusu aparține probabil Devonianului. Faptul că resturi de plante abundente apar încă din baza formațiunii de Tusu (în malul stîng al văii Braia, dintr-o intercalătie de filite grafitoase cantonată în metapsefitele verzi, la 8 m deasupra filitelor cloritoase ale formațiunii de Coarnele, s-au recoltat numeroase urme de plante cu habitus primitiv) ar putea constitui un indiciu că această formațiune aparține probabil Devonianului (probabil Devonianului inferior).

C) Formațiunea de Gîrbovu

La partea superioară a succesiunii geologice paleozoice de pe flancul nordic al munților Vilcan și în munții Retezat se individualizează o formațiune discordantă, susceptibilă de a fi divizată în patru secvențe litologice : o secvență inferioară grezoasă (gresia de Valea Boulu), urmată de o secvență calcaroasă (calcarul de Oslea), o secvență filitoasă predominant grafitoasă (filitele de Valea de Pești) și o secvență superioară predominant conglomeratic-grezoasă (conglomeratelor de Răstovanu).

a) Secvența grezoasă

În unele sectoare, la baza calcarelor și discordant peste formațiunile mai vechi, se individualizează un orizont metapsamitic discontinuu. Acestea metapsamitic este constituit din metagresii cenușii cuarțo-feldspatice. Mai ales la limita cu calcarele, metapsamitele cenușii conțin cantități apreciabile de dolomit și calcit. În cantități mai mici apar fragmente detritice de muscovit, biotit cloritizat etc.



Roca are o textură masivă și o structură granoblastică, mai rar porfiroblastică. Grosimea medie a orizontului metapsamitic este de 5-10 m. În multe sectoare acest orizont se subțiază pînă la dispariție.

Prezența gresiilor la baza calcarelor formațiunii de Tulișa din flancul nordic al munților Vîlcan a fost semnalată de aproape toți cercetătorii anteriori, I. Solomon (1964).

Pentru prima dată rocile care alcătuiesc secvența grezoasă au fost separate ca o entitate litologică de către Solomon (1964). Tot Solomon arată pentru prima dată că această entitate litologică are uneori o poziție discordantă.

Metapsamitele descrise apar ca un orizont continuu pe flancul nord-vestic al sinclinalului Oslea, în sectorul Jiul de Vest; pe flancul nordic al sinclinalului Oslea, în sectorul de la obîrșia Văii Boului și văii Gîrbovu și pe flancul nord-vestic al sinclinalului Izvoarele Şușitei, în sectorul văilor Baleia și Merișoara.

Pentru a nu apăre confuzii cu alte nivele de roci asemănătoare, mai superioare, am propus ca orizontul de metapsamite ce apare la baza calcarelor să fie denumit gresia de Valea Boului. Denumirea a fost sugerată de faptul că cele mai complete și mai reprezentative aflorimente în aceste metapsamite sunt situate pe valea Jiului de vest, în regiunea de confluență cu Valea Boului și valea Gîrbovului.

În malul stîng al văii Jiul de Vest, vizavi de confluența cu valea Gîrbovu (pl. IV, col.2), la partea inferioară a calcarelor, apare gresia de Valea Boului care are o grosime de cca 4-5 m. Spre baza orizontului gresiei de Valea Boului se individualizează, pe cca 2-4 m grosime, un nivel de conglomerate cu elemente rulate de cuarț și amfibolite. Matricea metapsefitelor este reprezentată printr-un metapsefit de tipul gresiei de Valea Boului la care procentul de cuarț și calcit se reduce simțitor în detrimentul elementelor verzi constituite din clorit și amfiboli cloritizați. Se observă clar cum de la gresia de Valea Boului se trece progresiv la matricea grezoasă a conglomeratelor. Elementelor rulate de cuarț cenusiu, cu diametre pînă la 1 dm, li se asociază elemente rulate de amfibolite. Un asemenea element rulat de amfibolit are un Ø de cca 1 m; el a fost semnalat de M. Mureșan cu ocazia aplicării de teren efectuată de Institutul geologic în primăvara anului 1973. Tot cu ocazia acestei aplicării, S. Năstaseanu a prezentat conglomeratele respective ca fiind situate în culcușul formațiunii de Oslea.

Aceste conglomerate care mulează un relief preexistent al amfibolitelor subjacente, au clar o poziție discordantă, ele reprezentînd primul termen cu care începe aici succesiunea geologică transgresivă a formațiunii de Gîrbovu.

Pentru a nu apăre confuzii cu conglomeratele de Capu Plaiului, se face propunerea ca aceste roci metapsefitice, situate în baza formațiunii de Gîrbovu, să fie denumite conglomeratele de valea Jiului. Ele se deosebesc de conglomeratele de Capu Plaiului prin natura elementelor și a matricei. De asemenea elementele conglomeratelor de Capu Plaiului sunt mai aplatizate.



b) Secvența calcaroasă

De la metapsamitele de Valea Boului se trece progresiv, spre partea superioară la un orizont de calcare și dolomite cristaline cunoscut sub denumirea de calcarul de Oslea (Solomon, 1964).

Rocile acestui orizont sunt constituite, în mod cu totul predominant, din calcit și dolomit. Mai ales în bază și la partea superioară apar lamine cu grosimi centimetrice alcătuite din grafit, sericit și clorit. Tot în bază și la partea superioară apar uneori numeroase granule detritice de cuart, feldspat, mice, amfiboli cloritizați. Roca are o textură masivă și o structură granoblastică, mai rar porfiroblastică.

Calcarul de Oslea reprezintă unul dintre orizonturile litologice reper care a fost urmărit aproape pe toată suprafața flancului nordic al munților Vilcan. El trece neîntrerupt pe malul sting al Văii de Pești, din flancul sudic al sinclinalului Oslea în flancul sudic al sinclinalului Tusu-Valea de Pești. Aici calcarul de Oslea se poate urmări continuu din muntele Oslea unde apare pe ambele flancuri ale sinclinalului cu același nume, pînă pe culmea dintre valea Balomirului și valea Tusuului.

Orizontul calcarului de Oslea mai apare în baza succesiunii geologice paleozoice din sinclinalul Izvoarele Şușitei, la est de muntele Straja. Aici se observă o discordanță netă între aceste calcare și cuarțitele și filitele formațiunii de Coarnele; cuarțitele și filitele formațiunii de Coarnele apar în cadrul sinclinalului Pasul Vulcan-Șiglăul Mic cu o direcție est-vest, pe cind calcarele apar în baza succesiunii geologice paleozoice din sinclinalul Izvoarele Şușitei care are o orientare net diferită (SSW-NNE).

În vîrful Drăgoiu, pe culmea din malul drept al văii Merișoara, peste amfibolitele formațiunii de Drăgșan (fig. 1) apare un petec de calcare, cu direcții NNW-SSE și inclinări sudice în jur de 20-30°, care constituie terminația nord-estică a sinclinalului Izvoarele Şușitei. Imediat la nord de aceste calcare, tot peste amfibolitele formațiunii de Drăgșan, apar conglomeratele de Capu Plaiului care au o direcție est-vest și inclinări nordice în jur de 60°. Această situație este un argument convingător în favoarea existenței unei discordanțe între calcare și conglomeratele de Capu Plaiului, care ar constitui probabil efectul fazelor diastrofice bretonă sau al unei faze intradevoniene (localizată probabil la nivelul Devonianului mediu).

Pe flancul sudic al sinclinaleselor Oslea și Tusu-Valea de Pești, pînă la est de valea Gîrbovu (pl. IV, col. 1, 2), calcarele au în bază gresia de Valea Boului, de la valea Gîrbovu și pînă la Valea Arsă (pl. IV, col. 3, 4) calcarele se dispun direct pe formațiunea de Coarnele, iar de aici și pînă la est de valea Balomirului (pl. IV, col. 5, 6) calcarele sunt suportate de amfibolitele formațiunii de Drăgșan. Mai la est de culmea dintre valea Balomirului și valea Tusuului (pl. IV, col. 7) orizontul calcarului de Oslea dispără, filitele grafitoase imediat superioare așezindu-se direct peste formațiunile mai vechi. Această situație sugerează o depășire progresivă a termenilor formațiunii de Gîrbovu discordante. Există de asemenea o serie de argumente care arată că aceste depășiri sunt însoțite și de înlocuirea pe direcție a diferitelor orizonturi adiacente între ele.



Urmărind coloanele stratigrafice se poate constata că în partea vestică a regiunii cercetate (vîrful Oslea ; Pl. IV, col. 1), calcarul de Oslea are o grosime de cca 80-100 m. Spre est grosimea scade treptat, ajungînd ca la vest de valea Balomirului (pl. IV, col. 7) orizontul calcaros să dispare. Pierderea treptată în grosime pare a se produce prin înlocuirea de direcție a calcarelor cu filitele grafitoase ale orizontului imediat superior. Ca argu-

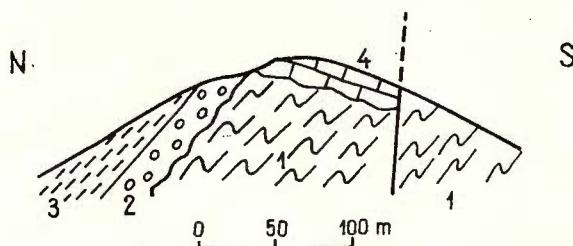


Fig. 1. — Secțiune transversală prin succesiunea formațiunilor paleozoice din vîrful Drăgoiu. 1, amfibolite; 2, conglomerate laminare de tip Capu Plaiului; 3, filite psamitice grafitoase cu numeroase urme de plante și ostracode, de tip Sgura (Devonian); 4, calcare cristaline grezoase de tip Oslea (Carbonifer inferior, eventual Devonian). Coupe transversale à travers la succession des formations paléozoïques du sommet Drăgoiu. 1, amphibolites; 2, conglomérats laminés de type Capu Plaiului; 3, phyllites psammítiques graphiteuses à nombreuses traces de plantes et d'ostracodes, de type Sgura (Dévonien); 4, calcaires cristallins gréseux de type Oslea (Carbonifère inférieur, éventuellement Dévonien).

ment în acest sens se poate aduce faptul că pe valea Jiului de Vest (pl. IV, col. 2) și pe Valea de Pești (pl. IV, col. 3) calcarile sunt mult mai subțiri, iar în baza secvenței filitoase apar intercalații lenticulare de calcare cristaline.

În sinclinalul Tusu-Valea de Pești, pe valea Balomirului (pl. IV, col. 5), direct peste amfibolitele formațiunii de Drăgșan se dispun, pe o grosime de cca 30-40 m, calcarile de Oslea care trec spre partea superioară la filitele grafitoase ale secvenței litologice imediat superioare. Mai spre est (pl. IV, col. 6) pe valea Gîrbovului (afluent pe dreapta al văii Balomirului) calcarile de Oslea, cu grosimi în jur de 15-20 m, trec progresiv spre partea superioară la un nivel de metapsamite cuarțo-feldspatice, cu matrice calcaroasă, a căror grosime oscilează în jur de 5-15 m. În aceste metapsamite se remarcă și abundența sericitului și a micelor detritice.

Pentru a evita confuziile cu metapsamitele din baza calcarului de Oslea am propus ca metapsamitele care se dezvoltă la partea superioară a acestor calcară să fie denumite gresia de Balomir. Denumirea provine de la valea Balomirului, pe al cărui affluent drept (valea Gîrbovului) metapsamitele respective au dezvoltarea tipică. Gresia de Balomir trece progre-

siv atât la calcarul de Oslea din bază cît și la filitele grafitoase de la partea superioară.

Gresia de Balomir pare a se dezvolta spre est de valea Balomirului în detrimentul calcarului de Oslea care se subțiază pînă ce dispare complet. Ca un argument în sprijinul acestei idei ar putea fi adus caracterul calcaros al gresiei de Balomir. Există totuși o îndințare parțială pe direcție și între gresia de Balomir și filitele grafitoase imediat superioare.

Înlocuirea parțială, pe direcție, a calcarelor cu filite grafitoase este sugerată și de coloanele stratigrafice prezentate de Năstăseanu (1973). Autorul consideră că gresiile din baza calcarelor sunt înlocuite complet, pe direcție, de către calcare.

Pozitia discordantă a calcarului de Oslea este sugerată deja de harta geologică executată de Manolescu (1937a) în regiunea Pasu Vulcan. Autorul nu amintește în text nimic despre acest fenomen. Din vîrstele acordate calcarelor (Triasic mediu) și cuarțitelor subiacente (Triasic inferior) se poate deduce că Manolescu a presupus existența unei continuități de sedimentare.

Pentru prima dată calcarele sunt considerate ca discordante peste conglomerate de către Pavelescu, Răileanu (1963).

Sănăiu (1971, 1972) admite că în cadrul formațiunii de Tulișa *sensu* Pavelescu (1953) există importante variații laterale de facies, arătînd în același timp că uneori anumiți termeni litologici, aşa cum ar fi calcarele și filitele grafitoase, au o poziție discordantă repauzind direct peste fundamentul cristalin-granitic.

Năstăseanu (1973, 1975) consideră calcarele, care trec lateral parțial la gresiile din bază, ca discordante.

c) Secvența filitoasă

Această entitate litologică urmează în succesiunea stratigrafică prin trecerea progresivă peste rocile secvenței calcaroase.

La alcătuirea secvenței filitoase-grafitoase iau parte, în mod cu totul predominant, filitele grafitoase-sericitoase-cuarțoase, uneori slab cloritoase, negricioase, cenușii și foarte rar verzui. Filitele sunt constituite din cuarț, sericit, grafit, clorit și mai rar feldspat. Ele au o textură șistoasă și o structură lepidoblastică sau granolepidoblastică.

Filitelor li se asociază cuarțite filitoase cu sericit, grafit, clorit, mai rar feldspat, mice etc. Cuarțitele au texturi masive sau șistoase și structură granoblastică sau granolepidoblastică. Uneori cuarțitele au aspect nodulos, conținînd și elemente centimetriche, remaniate, de cuarț cenușiu. Cînd elementele detritice sunt abundente aspectul rocii devine conglomeratic.

Subordonat, în secvența filitoasă-grafitoasă apar intercalații de roci metapsamitice cu cuarț, mice, sericit, feldspat etc.

Pe valea Jiul de Vest și pe Valea de Pești (pl. IV, col. 2 și 3), în baza secvenței filitoase-grafitoase, la limita cu secvența calcaroasă, apar



intercalații lenticulare de calcare cristaline ce pot ajunge 10-15 m grosime, ca efect al înlocuirii pe direcție a părții superioară a calcarelor cu filite grafitoase.

Pe culmea din malul drept al Văii de Pești (pl. IV, col. 4), în dealul Custura, înspre baza secvenței filitoase-grafitoase, apar intercalații de gresii cenușii cuarțo-feldspatice cu sericit, clorit și mice detritice. Una dintre aceste intercalații are o grosime de cca 20-30 m. Aceasta din urmă a fost cartată de P a v e l e s c u și P a v e l e s c u (1964a) ca liasică. În ceea ce privește poziția și aspectul petrografic aceste metapsamite amințesc de gresia de Balomir.

În vîrful Oslita (pl. IV, col. 1), între calcarele și filitele flancului sudic al sinclinalului Oslea apare o lentilă de serpentinite cu grosimi în jur de 50 m a cărei poziție a fost stabilită de M a n o l e s c u (1940). Filitele care apar imediat peste serpentinite (în prezent stau sub serpentinite în poziție răsturnată) sunt reprezentate prin șisturi cloritoase, slab serici-toase, verzui.

Tot în cadrul secvenței filitoase-grafitoase, S o l o m o n (1964) citează la Dilma Mare, pe afluenții din malul stîng al văii Jiul de Vest, în flancul nordic al sinclinalului Oslea, filite talcoase care de asemenea ar putea sugera existența unui magmatism bazic la acest nivel stratigrafic.

În filitele secvenței filitoase-grafitoase, pe flancul nord-vestic al sinclinalului Oslea, pe valea Jiul de Vest, în malul stîng al Văii de Pești (în dreptul barajului), pe un affluent pe partea dreaptă (valea Girbovului) al văii Balomirului, în sinclinalul Izvoarele Șușitei și munții Retezat (muntele Dealul Sec) apar numeroase resturi de ostracode. Pe Valea de Pești, în filitele grafitoase ale formațiunii de Girbovu au fost observate resturi de plante slab conservate. Primele resturi de plante sunt citate de Năstăseanu (1973) din formațiunea de Oslea.

Filitele grafitoase ale formațiunii de Girbovu au fost denumite filite de Valea de Pești. Numele a fost împrumutat de la Valea de Pești, unde acest orizont are dezvoltarea tipică.

În regiunea cercetată grosimea secvenței filitoase-grafitoase ajunge pînă la cca 300-500 m.

d) Secvența conglomeratic-grezoasă

La partea superioară a formațiunii de Girbovu din sinclinalul Oslea se individualizează o succesiune de metapsefite și metapsamite cu intercalații de filite grafitoase. Culoarea rocilor este neagră datorită conținutului în grafit.

Elementele conglomeratelor și microconglomeratelor sunt constituite predominant din cuarț și cuarțite cenușii-negricioase, filite grafitoase etc. Diametrele acestor elemente depășesc uneori 0,5 m.

Metapsamitele sunt constituite predominant din cuarț asociat cu feldspat, mice, sericit, fragmente de roci. Năstăseanu (1973) citează pe valea Strugului pachete de gresii, cu grosimi de 10-15 m, care au o culoare roșcată datorită cimentului feruginos.



Elementele sint foarte slab aplatizate, fenomenul de laminare fiind mult mai slab față de conglomeratele de Capu Plaiului.

Acest nivel detritic grosier, constituit din metapsefite, metapsamite, filite și cuarțite grafitoase, a fost separat pentru prima dată în sinclinalul Oslea de către S o l o m o n (1965).

După cum s-a arătat, în cadrul formațiunilor paleozoice slab metamorfozate din versantul nordic al munților Vilcan mai apare metapsefite și la alte nivele stratigrafice (conglomeratele de Capu Plaiului, conglomeratele de valea Jiului și unele nivele conglomeratice intercalate între filitele complexului filitos-grafitos al formațiunii de Gîrbovu). Pentru a nu apărea confuzii am propus ca metapsefitele de la partea superioară a formațiunii de Gîrbovu să fie denumite conglomeratele de Răstovanu. Denumirea provine de la valea Răstovanu, affluent pe dreapta al văii Jiul de Vest, unde secvența conglomeratic-grezoasă are dezvoltarea tipică.

Din aflorimentele studiate se pare că trecerea de la secvența filitoasă-grafitoasă la cea conglomeratic-grezoasă se face progresiv. N-ar fi exclus totuși ca în anumite sectoare conglomeratele de Răstovanu să aibă o poziție discordantă.

Formațiunea de Gîrbovu, prin conglomeratele de Răstovanu, reprezintă o ciclotemă completă; succesiunea geologică a nivelelor inferioare are un caracter net transgresiv, pe cind nivelul conglomeratelor de Răstovanu reprezintă un termen regresiv. Formațiunea de Gîrbovu debutează prin depozite detritice grosiere (conglomeratele de valea Jiului și gresiile de Valea Boului) care corespund începutului unui nou ciclu de sedimentare (momentul inițial al submersiunii). Urmează calcare și apoi filite ce arată că domeniul acvatic s-a adâncit continuu. Conglomeratele de Răstovanu, care încheie succesiunea litologică a formațiunii de Gîrbovu, reprezintă termenul final regresiv al ciclotemei respective. Aceste conglomerate corespund timpului premergător exondării care s-a produs probabil ca efect al unei faze diastrofice sudete.

N-ar fi exclus ca în cadrul secvenței conglomeratic-grezoase să fie uneori incluse și unele petece discordante de depozite, asemănătoare litologic, care să aparțină Cretacicului superior, Liasicului sau Carboniferului superior.

Grosimea actuală a secvenței conglomeratic-grezoase ajunge, în sinclinalul Oslea, pînă la cca 300-400 m.

După cum am văzut nu toate conglomeratele bazale sint mai vechi decît formațiunea de Tulișa. În partea inferioară a acestei formațiuni au fost puse în evidență conglomeratele de Valea Jiului.

De asemenea, în această lucrare s-a demonstrat că succesiunea de calcar și filite grafitoase de pe Valea de Pești sint aceleasi (se continuă neintrerupt), aşa cum au arătat toți cercetătorii care au mai executat hărți geologice în regiune, cu calcarele și filitele grafitoase ale formațiunii de Tulișa din sinclinalul Oslea.

Se constată că formațiunea pe care am separat-o la partea superioară a succesiunii geologice paleozoice slab metamorfozate este aproape iden-



tică, în ceea ce privește conținutul cu formațiunea de Tulișa (Pavelescu, Răileanu, 1963) și cu formațiunea de Tulișa *sensu* Stanoiu (1973).

Deoarece noțiunea de formațiune de Tulișa a fost extinsă treptat, înglobind aproape toate formațiunile paleozoice slab metamorfozate din partea estică a autohtonului danubian, de la Proterozoic superior-Cambrian și pînă la Carboniferul inferior inclusiv, întrebuițarea acestuia în continuare, pentru o anumită entitate litostratigrafică restrînsă, ar crea confuzii. În consecință am făcut propunerea ca formațiunea ce se individualizează la partea superioară a succesiunii geologice paleozoice, slab metamorfozate, din versantul nordic al munților Vilcan, să fie denumită formațiunea de Gîrbovu. Denumirea provine de la valea Gîrbovu, affluent pe dreapta al văii Jiul de Vest, la est de Valea Boului, unde această formațiune are dezvoltarea tipică.

În concluzie formațiunea de Gîrbovu ar corespunde formațiunii de Oslea de la care am scos o parte a cuartitelor de Scurtu ce erau înglobate în pachetul gresiilor cuartitice sau arcoziene din bază și la care s-a adăugat, tot în bază, conglomeratele de valea Jiului.

Conglomeratele de valea Jiului au constituit argumentul hotărîtor care nu mi-au permis anul trecut (în Năstase et al. 1974)⁵ să înglobez absolut toate conglomeratele la formațiunea „conglomeratele de vîrful Bai”. Este clar faptul cum conținutul noțiunii de „formațiune de Gîrbovu” este identic cu conținutul noțiunii de „formațiune de Tulișa” *sensu* Stanoiu (1974), luat la scara întregului autohton danubian aşa cum reiese el din acest raport. Dacă ne referim numai la vîrful Bai, formațiunea de Gîrbovu corespunde formațiunii de Oslea (Năstase et al., 1973).

Se poate observa că de mult am insistat pentru a se păstra denumirea de „formațiune de Tulișa”, chiar cu un conținut restrîns. Aceasta ar fi fost de dorit și datorită faptului că pe schița atașată lucrării redactate de Pavelescu, Răileanu (1963), explicația „seria de Tulișa” apare numai în dreptul succesiunii geologice discordante, de la partea superioară a seriei de Tulișa; conglomeratele din bază fiind trecute în dreptul explicației referitoare la complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan.

Formațiunea de Gîrbovu din sinclinalul Oslea nu se oprește în malul stîng al Văii de Pești, ci ea se continuă mult spre est, pe tot versantul nordic al munților Vilcan.

Termenul de calcar de Oslea introdus în literatura geologică de I. Solomon, încă din anul 1964, face ca întrebuițarea noțiunii de formațiune de Oslea, cu un conținut emendat, să ducă la confuzii.

După cum s-a arătat, resturile fosile recoltate din formațiunea de Gîrbovu sunt reprezentate prin fragmente de plante nedeterminabile și numeroase ostracode.

⁵ Op. cit. pct. 3.

Trebuie menționată marea asemănare litologică care există între succesiunea geologică a formațiunii de Gîrbovu și cea a depozitelor paleozoice de pe valea Ideg, inclusiv calcarurile dinanțiene, fapt sesizat de majoritatea cercetătorilor anteriori.

Recent, Gherasim et al. (1974) au anunțat identificarea în formațiunea de Vidra din munții Tarcu, care are o succesiune litologică foarte asemănătoare cu cea a formațiunii de Gîrbovu, a unor argumente paleontologice pentru vîrstă devoniană.

În prezenta lucrare s-a demonstrat că formațiunea de Gîrbovu se dispune discordant peste formațiunea de Tusu care foarte probabil aparține Devonianului.

În tot restul Carpaților Meridionali și în Balcani, intervalului Carbonifer superior-Permian îl corespund formațiunii detritice grosiere de tip molasă, care diferă net ca aspect litologic față de formațiunea de Gîrbovu. În Bulgaria, în cadrul acestor formațiuni există argumente floristice și pentru Namurian. Pe teritoriul munților Vilcan (la mănăstirea Tismana) apar depozite care după aspectul litologic pot fi atribuite destul de ușor Permianului nemarin.

Majoritatea celor arătate restrîng vîrstă formațiunii de Gîrbovu la Carboniferul inferior (Tournaisian-Visean). Numai similitudinile litologice cu formațiunea de Vidra ar putea pleda în favoarea prezenței unor corespondențe ai Devonianului. Deci vîrstă formațiunii de Gîrbovu ar putea fi apreciată la Carbonifer inferior, și numai eventual o parte din Devonian (probabil superior).

Existența unor corespondențe ai Devonianului în cadrul formațiunii de Gîrbovu ar impune admiterea unei importante faze orogenice intradeveniene (plasată probabil la nivelul Devonianului mediu). În acest caz în cadrul formațiunii de Tusu ar fi cuprinși probabil numai corespondenții părții inferioare a Devonianului.

Uneori calcarul de Ideg capătă un aspect detritic grezos care amintește destul de mult de secvențele grezoase din baza calcarului de Oslea, contrastând puternic cu aspectul pelitic al filitelor subjacente atribuite Devonianului.

Trebuie menționat că formațiunea în care, în nordul munților Rețeazat, Adina Vîsariu și Simona Gherega (din Micu, Parascivescu, 1970) au determinat o microfloră cambriană, este situată, așa cum a arătat Stănoiu (1972), în baza tuturor celorlalte formațiuni descrise anterior, împreună, la formațiunea de Tulișa.

Încercând să paralelezze formațiunile de vîrstă cambriană cu formațiunea de Tulișa, unii cercetători (Micu, Parascivescu, 1970; Pavelescu și Pavelescu, 1970; Năstaseanu, 1975), au ajuns la concluzia că formațiunea de Tulișa aparține Cambrianului. În acest fel am folosit denumirea de formațiune de Tulișa peștră o formațiune mult mai veche față de formațiunea pentru care s-a folosit inițial (Pavelescu, 1953) acest termen.

Numele de Tulișa ar putea fi menținut numai sub formă de „grupul” Tulișa, desemnind toate formațiunile paleozoice cuprinse în intervalul de

timp Cambrian-Carbonifer inferior inclusiv, din partea externă a autohtonului danubian.

Din punct de vedere economic, legat de formațiunea de Gîrbovu din regiune, se cunosc acumulări sporadice de oxizi de fier. Prospecțiunile de mare detaliu efectuate în acest scop de I. Solomon (1964, 1965, 1966, 1967) au arătat însă că acestea nu prezintă importanță economică. La aceeași concluzie a ajuns și Năstaseanu.

Calcarele cristaline (marmurele cenușii) asociate formațiunii de Gîrbovu ar putea constitui obiectul unor cercetări detaliate în vederea valorificării lor, cu toate că în general sunt foarte diaclazate. Aceste marmure, care în regiunea muntelui Oslea ating 100 m grosime, sunt situate destul de aproape de căile de acces.

Prezența ca minerale accesorii a zirconului, titanitului, rutilului, turmalinei, apatitului etc. în unele nivele litologice (conglomeratele de Capu Plaiului) ale formațiunilor paleozoice din regiune, sugerează posibilitatea existenței unor concentrări de minerale grele formate pe seama rocilor granitoide din fundament. În acest caz ar fi probabil utilă execuarea unor prospecții de mare detaliu pentru metale rare și disperse în formațiunile paleozoice din autohtonul Carpaților Meridionali.

III. PARALELIZĂRI STRATIGRAFICE CU REGIUNILE ÎNVECINATE

Pe flancul sudic al munților Retezat apare o fișie de depozite, orientată est-vest, pe care Manolescu (1940) o înglobează în complexul infragetic, iar Pavelescu (1957) la formațiunea de Tulișa.

Din cîteva incursiuni executate în regiune am constatat că aici apar conglomerate laminate verzi și negricioase cu elemente de cuarțite albe, filite clorito-sericitoase, filite grafitoase etc. Matricea este filitoasă clorito-sericitoasă sau grafitoasă. Conglomeratelor li se asociază filite clorito-sericitoase, roci cenușii-verzui magmatice de compoziție intermediară spre acidă (andezite-dacite-riolite) mai rar bazică, filite grafitoase etc.

Înspire nord aceste roci apar pînă în culmea principală a munților Retezat (vîrfurile Pilugu-Tulușa-Coasta Dealului-Piscu Oborici); numai în vîrful Tulișa sunt prezente amfibolitele formațiunii de Drăgășan. Limita sudică a fișiei rocilor amintite pornește din vest, de la cca 700-800 m vest de vîrful Pilugu Mare, trece prin săua de la Stînele Bradului, pe la sud de Stînele Pietricele, la nord de vîrful Serpilor, prin vîrful Dealul Mare (culmea dintre Valea de Brazi și Valea Mierleasa), pînă la cîteva sute de metri vest de Piscu Oborocii. De aici spre est, probabil că aceste depozite se continuă cu cele din fișia care pe harta publicată de Pavelescu și Pavelescu (1964a) este atribuită formațiunii de Tulișa și care traversează afluenții de pe partea dreaptă ai văii Crevedia.

Stratele au direcții în general est-vest și căderi nordice, ceea ce demonstrează că și aici depozitele paleozoice sunt conservate tot într-o structură sinclinală cu flancul nordic faliat (sinclinalul Pilugu-Piscu Oborocii). Acest sinclinal se termină spre nord la amfibolitele din vîrful Tulișa și Pilugu Mare.



Succesiunea geologică paleozoică din acest sinclinal este suportată discordant de șisturile cristalofiliene (cel mai adesea amfibolitele formațiunii de Drăgășan sau uneori de rocile seriei de Pilugu) afectate de roci granitoide.

Litologia depozitelor paleozoice din sinclinalul Pilugu-Piscu Oborocii este aproape identică cu cea a formațiunii de Tusu (conglomeratele de Capu Plaiului și filitele de Sgura) care aparține probabil Devonianului inferior, eventual și Silurianului.

În blocurile de filite grafitoase de la Stînele Pietricele apar urme de plante și numeroase resturi de ostracode.

Imediat la nord de șaua de la Stînele Bradului apar, pe cca 5 m grosime cuarțite slab sericitoase, albicioase, urmate de cca 15 m filite verzi, clorito-sericitoase, care amintesc din punct de vedere litologic și al superpoziției de formațiunea de Coarnele și de formațiunea de Valea Izvorului.

Spre nord de amfibolitele din vîrful Tulișa, într-o structură sinclinală mai nordică (sinclinalul Bai) apar din nou conglomeratele laminate verzi și negricioase asemănătoare celor din formațiunea de Tusu, peste care, în vîrful Bai se dispune, net discordant, calcarale de Oslea următe de filite de Valea de Pești ale formațiunii de Gîrbovu (Carbonifer inferior, eventual și Devonian).

În vîrful Bai apare o evidentă discordanță unghiulară între conglomeratele din bază, care au direcții aproximativ est-vest și căderi nordice în jur de 50° , și calcarale de Oslea ale formațiunii de Gîrbovu de deasupra, care sunt aproape orizontale. Poziția discordantă a calcarelor din vîrful Bai peste conglomerate a fost susținută și de Năstăseanu (1973).

La est de vîrful Bai, în dealul Sec, peste conglomeratele formațiunii de Tusu se dispune de asemenea formațiunea de Gîrbovu discordantă, care are în bază gresia de Valea Boului (cca 5 m grosime) urmată de calcarul de Oslea (cca 30-40 m grosime), gresia de valea Balomirului (cca 5-10 m grosime) și filitele de Valea de Pești (filite grafitoase cu ostracode).

La obârșia văii Bărușor, pe flancul nordic al culmii dintre vîrful Tulișa și Coasta Laturii, metaporfitele verzi ale formațiunii de Tusu li se asociază filite sericitoase cu cloritoid.

În munții Parîng, echivalentul formațiunii de Gîrbovu ar fi reprezentat, în parte, prin formațiunile de Latorița și Vidruța (Schuster, 1974)⁶ care în ceea ce privește conținutul sunt aproape identice cu formațiunea de Tulișa sensu Paleescu și Paleescu (1966). În mare, succesiunea litologică a corespondentului formațiunii de Gîrbovu din munții Vilcan și de Latorița și Vidruța din munții Parîng este aceeași, cu singura deosebire că în Parîng serpentinitele și rocile vulcanogene bazice capătă o mare dezvoltare la nivelul orizontului median și al părții terminale al orizontului inferior, iar orizontal superior filitos grafitos conglomeratic are, cel puțin uneori, o poziție discordantă. Si în munții Parîng, ca în toată partea externă a autohtonului danubian, echivalentul formațiunii

⁶ Op. cit. pet. 3.

de Gîrbovu (formațiunea de Latorița și Vidruța) este situată la partea terminală a succesiunii geologice paleozoice.

Sub formațiunea de Latorița discordantă, în munții Parîng apare formațiunea de Coarnele alcătuită din cuarțite albe și filite sericito-eloritioase, de asemenea discordantă.

Între formațiunea de Coarnele și formațiunea de Gîrbovu, în munții Parîng există formațiunea de Tusu ale cărei roci le-am pus în evidență pînă în malul stîng al defileului Jiului.

La Rafailă, pe valea Jiului, la sud de schitul Locuri Rele, peste formațiunea de Lainici-Păiuș, afectată de roci granitoide, apar, în bază, cuarțite următe de filite cloritoase (probabil formațiunea de Coarnele). Aici sînt bine dezvoltate metaporfitele și filitele grafitoase cu cloritoid (probabil formațiunea de Tusu) din care a fost recoltat se pare, restul de *Sphenophyllum*. Nu poate fi exclusă nici prezența aici a unor depozite liasice și carbonifer-inferioare discordante.

În versantul sudic al munților Vilcan, la Poiana Bordului și la nord de Gruiul Mare, pe culmile din ambele maluri ale văii Suseni, peste formațiunea de Lainici-Păiuș apar conglomerate cu elemente de cuarțite albe și matrice filitoasă clorito-sericitoasă, grafitoasă, pe care M. Anoleseu (1937a) le atribuie Verrucanoului, iar Stănuoiu (1973) le paralelizează cu conglomeratele de Piatra Cloșani considerate că ar putea apartine Ordovicianului superior-Silurianului, Silurian-Devonianului sau Devonianului. După aspectul litologic să ar părea că rocile conglomeratice de la Poiana Bordului și Gruiul Mare reprezintă un echivalent stratigrafic al formațiunii de Tusu.

La nord de Piatra Mare Cloșani, în regiunea de la obîrșia văii Motru, Stănuoiu (1973) a semnalat peste rocile formațiunii cristalofiliene de Lainici-Păiuș și sub cele ale Liasicului, un nivel de conglomerate lamine verzi, cu matrice clorito-sericitoasă și elemente de cuarțite albe și cenușii, filite clorito-sericitoase etc. considerind că ele ar putea apartine Ordovicianului superior?-Silurianului, Silurian-Devonianului sau Devonianului. S-ar părea că și conglomeratele de Piatra Cloșani reprezintă tot un echivalent al formațiunii de Tusu (conglomeratele de Capu Plaiului).

IV. CONSIDERAȚII TECTONICE

În cadrul regiunii cercetate, formațiunile paleozoice de la est de Valea de Pești apar prinse în trei sinclinali orientate est-vest. Primele două dintre aceste sinclinali, situate în partea sudică, au flancul nordic laminat pe cîte o falie direcțională.

Cel mai sudic este sinclinalul Pasu Vulcan-Șiglăul Mic ce se poate urmări din partea estică, de la Pasu Vulcan, prin muntele Coarnele și Șiglăul Mic. Acest sinclinal are flancul nordic laminat pe falia direcțională Pasu Vulcan-Șiglăul Mic.

Mai spre nord apare o altă structură sinclinală, sinclinalul Baleia-Coarnele, care a fost urmărit de la est de valea Baleia pe la Stînele Mutu, Stînele Negrele, Stînele Coarnele, pînă la vest de valea Balomirului. Acest

sinclinal, care în parte apare schițat pe harta executată de Solomon (1966), prezintă de asemenea flancul nordic laminat pe falia direcțională Baleia-Coarnele.

Cea mai nordică structură cu formațiuni paleozoice din acest sector este sinclinalul Tusu-Valea de Pești. El se poate urmări din malul drept al Văii de Pești, din dreptul barajului, și pînă la valea Tusului. De aici, spre est, flancul sudic al sinclinalului Tusu-Valea de Pești se laminează treptat pe falia Baleia-Coarnele.

În afara de cele trei sinclinale orientate est-vest enumerate, în regiunea situată la est de Valea de Pești mai apare o altă structură sinclinală cu formațiuni paleozoice, la est de vîrful Straja, denumită de Manolescu (1937 a) sinclinalul Izvoarele Șușitei. Un fapt interesant este acela că sinclinalul Izvoarele Șușitei, cu orientare NNE-SSW și conturat numai în formațiuneal de Gîrbovu, se suprapune discordant peste sinclinalul Pasu Vulcan-Șiglăul Mic, orientat est-vest, care este schițat în formațiunile de Coarnele și de Tusu. Acest fapt demonstrează importanța fenomenelor de cutare ce s-au produs ca efect al fazelor diastrofice bretonă sau (dacă formațiunea de Gîrbovu cuprinde în bază și termeni devonieni; eventual Devonianul superior) al unei faze intradevoniene.

În regiunea situată la vest de Valea de Pești, formațiunile paleozoice slab metamorfozate sunt păstrate într-o structură sinclinală mai dezvoltată, cu o orientare generală est-vest, pe care încă din 1940 Manolescu o denumea sinclinalul Oslea. În cadrul acestui sinclinal se deosebesc o serie de ondulații minore (Solomon, 1964, Năstaseanu, 1972).

Faptul că structurile formațiunilor din regiunea situată la est de Valea de Pești nu se leagă cu cele din regiunea de la vest de Valea de Pești se datorează unei schimbări de direcție a stratelor, care dintr-o direcție est-vest cu căderi sudice în malul drept al Văii de Pești trec foarte repede la o direcție nord-sud cu căderi vestice, „ocolind” parcă amfibolitele din muntele Șiglăul Mare. Acest fenomen poate fi pus, probabil, pe seama amfibolitelor, din Șiglăul Mare, care în timpul Paleozoicului au jucat rolul unui nucleu rigid pe care structurile paleozoice au fost nevoie să-l „ocolească”.

În cea mai mare parte, infrastructura (Savu, 1970, 1972) versantului nordic al muntelor Vilcan este constituită, așa cum a arătat Berez (1975), din amfibolite formațiunii cristalofiliene de Drăgșan ce sunt antrenate într-o imensă structură anticinală (Manolescu, 1937 a etc.) orientată est-vest. Prin intermediul unui important accident tectonic disjunctiv, orientat de asemenea est-vest, admis de aproape toți cercetătorii precedenți, formațiunea de Drăgșan vine în contact, spre sud, cu formațiunea cristalofiliană de Lainici-Păiuș care aparține de asemenea infrastructurii. Aceste două formațiuni cristalofiliene au fost sudate între ele înainte de Ordovician, deoarece ambele sunt acoperite de o fișie continuă cu depozite aparținând formațiunilor de Coarnele și Gîrbovu. Berez (1975), bazat pe alte argumente, a ajuns la aceeași concluzie referitor la vîrsta accidentului tectonic în discuție.



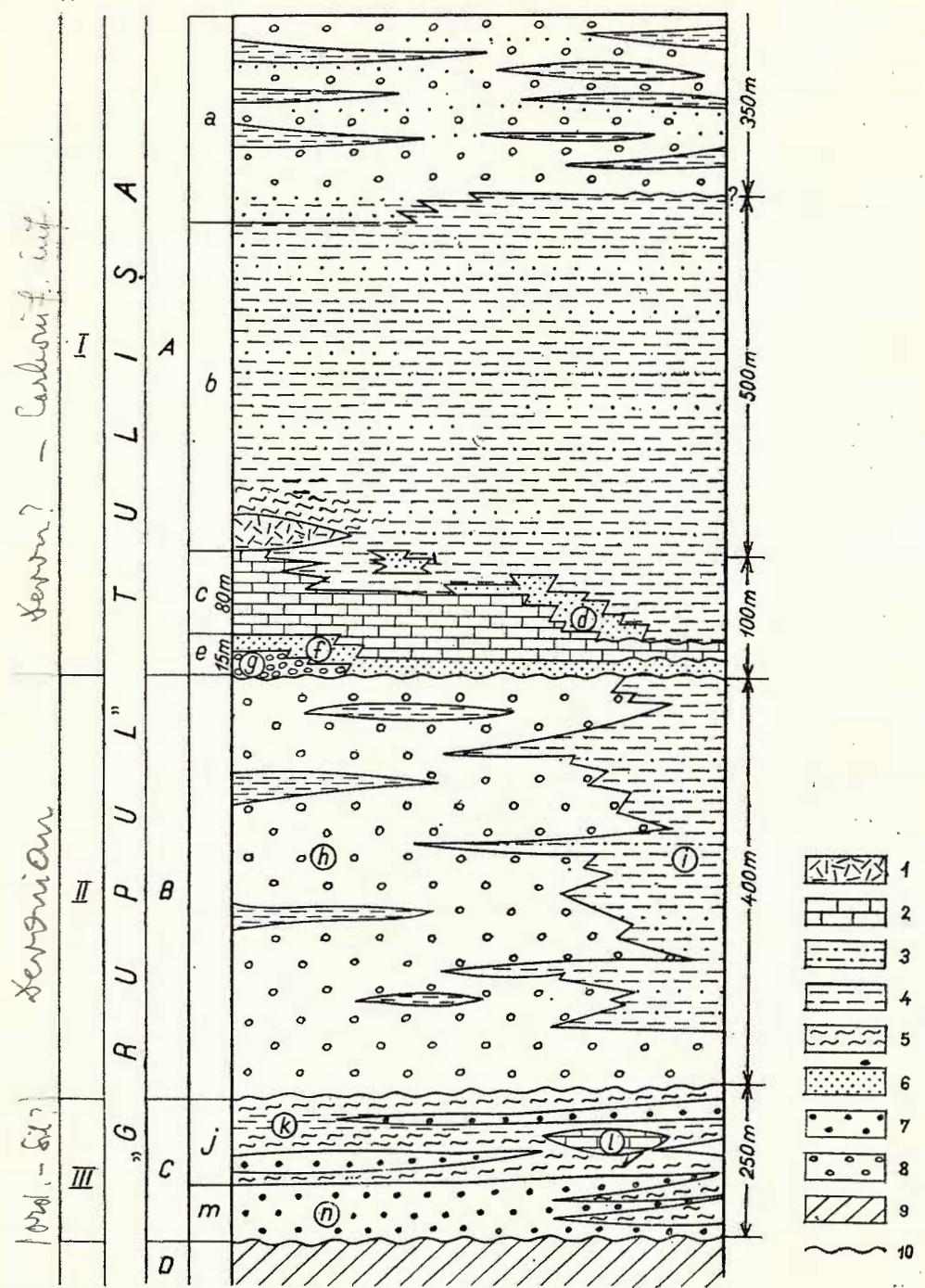


Fig. 2



Institutul Geologic al României

În timpul unui diastrofism anteordovician rocile infrastructurii au suferit un metamorfism regional apreciat de B e r z a, S e g h e d i (1975a) la nivelul faciesului amfibolitic, subfaciesul staurolit-almandin, la care s-a adăugat un metamorfism de contact legat de punerea în loc a rocilor gra-nitoide.

Regiunea devine submersă în Ordovician, cind se depun sedimentele ce au generat formațiunea de Coarnele. Adincimea mării creștea treptat, regiunea răminind probabil sub apă și în timpul Silurianului.

Înaintea Devonianului se produce o emersiune ca efect al fazei diastrofice tectonică, ardenică sau erică. Nu sînt dovezi că această fază a fost însotită de fenomene de cutare sau metamorfism. Acum au fost ero-date, probabil în cea mai mare parte, depozitele siluriene.

Regiunea devine din nou submersă în timpul Devonianului, cind s-au depus conglomeratele tiloide, iar în sectoarele unde adincimea apei

Fig. 2. — Coloană stratigrafică sintetică prin succesiunea geologică a formațiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vilcan.

I, Carbonifer inferior, eventual și Devonian; II, Devonian; III, Ordovician, eventual și Silurian.

A, formațiunea de Gîrbovu : a, membrul grezos-conglomeratic (conglomeratele de Răstovanu); b, membrul filitos (filitele de Valea de Pești); c, membrul calcaros (calcarele de Oslea); d, gresile de Balomir; e, membrul grezos; f, gresile de Valea Boului; g, conglomeratele de valea Jiului.

B, formațiunea de Tusu : h, conglomeratele de Capul Plaiului; i, filitele de Sgura.

C, formațiunea de Coarnele : j, membrul filitos; k, filitele de Lupeanu; l, calcarele de Șiglăul Mic; m, membrul cuarțitic; n, cuarțitele de Scurtu.

D, formațiunile de Drăgăsan și Lainici-Păiuș : 1, serpentinites; 2, calcare și dolomite cristaline; 3, filite metapsamitice, cuarțite filitoase; 4, filite grafitoase, uneori slab sericito-chloritoase; 5, filite clorito-sericitoase; 6, metapsamite calcaroase; 7, cuarțite albe; 8, metapsefite; 9, sisturi cristaline intens metamorfozate, afectate de roci granitoide; 10, contact discordant.

Colonne stratigraphique synthétique à travers la succession géologique des formations paléozoïques du versant septentrional des monts Vilcan.

I, Carbonifère inférieur, éventuellement Dévonien aussi; II, Dévonien; III, Ordovicien, éventuellement Silurien aussi.

A, la formation de Gîrbovu : a, le membre gréso-conglomératif (les conglomérats de Răstovanu); b, le membre phylliteux (les phyllites de Valea de Pești); c, le membre calcaire (les calcaires d'Oslea); d, les grès de Balomir; e, le membre gréseux; f, les grès du ruisseau Valea Boului; g, les conglomérats de la vallée du Jiu.

B, la formation de Tusu : h, les conglomérats de Capu Plaiului; i, les phyllites de Sgura.

C, la formation de Coarnele; j, le membre phyliteux; k, les phyllites de Lupeanu; l, les calcaires de Șiglăul Mic; m, le membre quartztitique; n, les quartzites de Scurtu.

D, les formations de Drăgăsan et de Lainici-Păiuș. 1, serpentinites; 2, calcaires et dolomies cristallines; 3, phyllites métapsammitiques, quartzites phylliteux; 4, phyllites graphitiques, parfois faiblement séricito-chloriteuses; 5, phyllites chlorito-sériciteuses; 6, métapsammites calcaires; 7, quartzites blanches; 8, métapséphites; 9, schistes cristallins fort métamorphisés, affectés par des roches granitoïdes; 10, contact discordant.



era mai mare se formau sedimente siltitice. Ele au generat conglomeratele de Capu Plaiului și filitele de Sgură. La est de meridianul localității Lupeni adîncimea domeniu acvatic creștea continuu (conglomeratele din baza formațiunii de Tusu trec spre partea superioară la filitele grafitoase).

Ca efect probabil al fazei de diastrofism bretonă (sau o fază întradevoniană, probabil devonian-medie), cu care debutează orogeneza hercnică, în regiune se produc fenomene de cutare și metamorfism următe de exondare. Acum au fost cutate și metamorfozate slab (la nivelul faciesului de șisturi verzi) formațiunile de Coarnele și Tusu. Tot în acest timp infrastructura a suferit probabil un retromorfism ce reprezintă după Savu (1972) efectul în infrastructură al metamorfismului progresiv al suprastructurii paleozoice.

În Dinantian, sau eventual începînd din Devonian, regiunea devine din nou submersă; această situație persistă probabil pînă la finele Carboniferului inferior (Visean).

Succesiunea litologică a formațiunii de Gîrbovu demonstrează că adîncimea domeniu acvatic a crescut treptat. Secvența grezo-conglomeratică cu care se încheie succesiunea geologică a formațiunii de Gîrbovu indică o reducere a adîncimii înaintea exondării produsă ca efect al fazei sudete.

La sfîrșitul Carboniferului inferior, ca efect al fazei de orogenie sudetă, regiunea devine emersă. Acum a fost cutată și metamorfozată slab (la nivelul faciesului de șisturi verzi) formațiunea de Gîrbovu. Metamorfismul sudet pare că a fost puțin mai slab față de cel breton.

O parte a filitelor clorito-sericitoase din cadrul formațiunii de Coarnele ar putea fi considerată ca produse vulcanice, probabil bazice, reprezentând magmatismul inițial caledonian.

Produsele vulcanice de compoziție predominant-intermediară spre acidă (andezite-dacite-riolite), mai rar bazică, asociate formațiunii de Tusu, ar sugera un magmatism subsecvent caledonian.

Numeroasele apariții de roci vulcanice bazice la nivelul secvenței filitoase și a părții superioare a secvenței calcaroase din cadrul formațiunii de Gîrbovu (muntele Vilcan, dar mai ales muntele Parîng) pot fi interpretate ca magmatismul inițial al orogenezei hercnicice.

Produsele vulcanice și rocile magmatische paleozoice pot fi puse în legătură cu cea mai mare parte a filoanelor semnalate de toți cercetătorii precedenți în cadrul formațiunilor cristalofiliene de Lainici-Păiuș și Drăgșan.

În intervalul carbonifer superior-Permian, în toți Carpații Meridionali și în Balcani, s-au depus sedimentele ce au generat o formațiune detritică, grosieră, nemarină, de tip molasă. Aceste formațiuni, în regiunile unde apar, sint în general nemetamorfozate.

Formațiunile paleozoice descrise în prezenta lucrare, cît și corespondenții lor stratigrafici din toată regiunea părții externe a autohtonului danubian, sint metamorfozate la nivelul faciesului de șisturi verzi, aşa cum au arătat aproape toți cercetătorii anteriori. Rocile respective au devenit adevărate șisturi cristaline.



Suprastructura paleozoică descrisă pe versantul nordic al muntilor Vilcan (fig. 2) este aproape aceeași pentru toată partea externă a autohtonului danubian (muntele Vilcan, Retezat și Parâng).

BIBLIOGRAFIE

- Codarcea Al., Răileanu Gr., Năstaseanu S., Bercia I., Bercia Elvira, Bițoianu Cornelia (1968) Harta geologică la scară 1:200 000, editată de Institutul Geologic, Foaia Baia de Aramă.
- Berza T. (1975) „Seria clastică” și cîteva probleme de stratigrafie și metamorfism ale formațiunilor cristalofiliene din partea externă a autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *Stud. Cerc. Geol. Geogr. Geof.* (sub tipar). Acad. R.S.R., București.
- Seghedi Antoaneta (1975 a) Asupra prezenței distenului în complexul amfibolitic al seriei de Drăgsan din bazinul Motrului. *D.S. Inst. Geol. Geof.* LXI/1, București.
 - Seghedi Antoaneta (1975 b) Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol. Geof.* LXI/1, București.
- Gherasi N., Zimmermann Voichita, Zimmermann P. (1968) Structura și petrografia sîsturilor cristaline din partea de nord a muntelor Tarcu (Banatul de E.). *D.S. Com. Geol.*, LIV/1, București.
- Iordan Magdalena, Visarion Adina, Zimmermann P. (1974) Asupra vîrstei paleozoice (Devonian) a formațiunii de Vidra, din partea de nord a muntelor Tarcu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geof.* LX/1, București.
- Kräutner H., Năstaseanu S., Patrulius D., Iordan Magdalena (1973) Atlas litofacial. 1. Precambrian superior și Paleozoic. 2. Corelări stratigrafice. *D.S. Inst. Geol.* București.
- Mănolescu G. (1934) Levers géologiques dans la partie E des Monts Vilcan. *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XX (1931–1932), București.
- (1937a) Étude géologique et pétrographique dans les monts Vulcan (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București.
 - (1937b) Studiu geologic și petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Sect. St.*, Ser. III, XIII/6, București.
 - (1940) Observations géologiques dans le basin supérieure des vallées de la Cerna et du Jiul Românesc. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV (1935–1936), București.
- Micu C., Paraschivescu C. (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei părții de nord a muntelor Retezat, între Rîul Alb–rîul Nucșoara, cu privire specială asupra ivirilor de talc. *D.S. Inst. Geol.*, LVI/2, București.
- Morariu D. (1972) Paleozoicul inferior din valea Lăpușnicul Mare. *D.S. Inst. Geol.*, XVIII/4, București.
- Năstaseanu S. (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formația de Oslea) din Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.*, LIX/4, București.
- (1975) Privire de ansamblu asupra Paleozoicului din autohtonul danubian al Carpaților Meridionali. *An. Inst. Geol. Geof.*, XLVI, București.
 - Bițoianu Cornelia (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D.S. Inst. Geol.*, LVI/4, București.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est al muntelor Retezatului. *An. Inst. Geol.*, XXV, București.



- (1957) Etude géologique et pétrographique de la région centrale et de sud-est des Monts Retezat. *An. Com. Geol.*, XXV, Bucureşti.
- (1959) Recherches géologiques dans les Monts du Retezat. *C.R. Com. Géol.*, extrait de t. XXXVII—XXXIX, résumés, Bucureşti.
- Pavălescu Maria (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cloșani-muntele Oslea. *D.S. Inst. Geol.*, XLIII, Bucureşti.
- Pavălescu Maria (1964a) Geologia și petrografia văii Jiețului Românesc între Oslea și Petroșani. *An. Com. Geol.*, XXXIII, Bucureşti.
- Pavălescu Maria (1964b) Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol.*, L/1, Bucureşti.
- Pavălescu Maria (1966) Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului transilvănean și al Jiului. *Stud. cerc. Acad. R.S.R.*, 11/1, Bucureşti.
- Pavălescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali (Munții Vulcan-Păring). *An. Inst. Geol.* XXXVIII, Bucureşti.
- Răileanu Gr. (1963) Considerații asupra vîrstei șisturilor cristaline din autohtonul Carpaților Meridionali. *Congr. Asoc. Carp.-Balc.*, Congr. V, 1961, vol. II, Bucureşti.
- Pavălescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului, între Bumbești și Iscrani. *D.S. Inst. Geol.*, L/1, Bucureşti.

Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Sușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LVII/5, Bucureşti.

- (1972) Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lainici-Păiuș și intruziunea granitoidelor din regiunea Cărpiniș-Novaci. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/5, Bucureşti.

Semaka Al. (1963) Despre vîrstă formațiunii de Schela. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, Congr. V, II/2, Bucureşti.

Schuster A. (1972) Considerații asupra evoluției domeniu lui danubian-Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/5, Bucureşti.

Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.*, LVII, Bucureşti.

- (1972) Încercarea de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea externă a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obârșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, Bucureşti.
- (1973) Considerații asupra formațiunilor paleozoice din regiunea Virful lui Stan-Piatra Cloșani (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, LIX/5, Bucureşti.

Visarion Adina, Solomon I. (1974) Asupra prezenței Cambrianului epimictamorfic în munții Retezat (Carpații Meridionali). *D.S. Inst. Geol.*, Geof. LX/4, Bucureşti.



CONTRIBUTIONS À LA STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS PALÉOZOIQUES DU VERSANT SEPTENTRIONAL DES MONTS VÎLCAN (CARPATES MÉRIDIONALES), À IMPLICATIONS SUR LA PARTIE EXTERNE DE L'AUTOCHTONE DANUBIEN

(Résumé)

Sur le versant septentrional des monts Vilcan, l'infrastructure (H. S a v u, 1970, 1972) est représentée par les formations cristallophylliennes de Lainici-Păiuș et de Drăgșan, affectées par des roches granitoïdes. Suit, en discordance, la suprastructure, représentée par des roches paléozoïques, moins métamorphisées (au niveau du faciès des schistes verts), non affectée par les granitoïdes.

Dans le cadre de la suprastructure on a séparé, à la base, la formation de Coarnele (Ordovicien, éventuellement aussi Silurien), discordante. Elle peut être divisée dans deux membres : l'un quartzitique basal et l'autre phylliteux, chlorito-sériciteux, à la partie supérieure. La formation de Coarnele atteint une épaisseur de 200-300 m. Elle est constituée de quartzites blancs et de phyllites vertes chlorito-sériciteuses, à très rares intercalations lenticulaires (moins de 1 m d'épaisseur) de calcaires cristallins. Parfois, vers la partie supérieure, les phyllites deviennent graphiteuses. Des phyllites de la formation de Coarnele on a récolté bien de débris d'ostracodes(?), lingulides et une trace suggérant un débris de graptolite.

L'âge de la formation de Coarnele a été établi (plus jeune que le Cambrien) en base de nombreux débris d'ostracodes(?), d'après la superposition (elle est placée au-dessous de la formation de Tusu, probablement dévonienne) et à partir des similitudes lithologiques avec la formation de Valea Izvorului et les formations similaires à fossiles ordoviciennes des Balkans.

Suit, également en discordance, la formation de Tusu (dévonienne), représentée en majeure partie par des métapséphites (conglomérats laminés) vertes, à intercalations nettement subordonnées de phyllites graphiteuses. Ces intercalations phylliteuses comportent de nombreux débris d'ostracodes.

Les éléments des conglomérats sont représentés surtout par des quartzites blancs du type de ceux ordoviciens, auxquels s'ajoutent de : phyllites chlorito-sériciteuses, phyllites graphiteuses, etc. La matrice est constituée surtout de phyllites chlorito-sériciteuses et plus rarement graphiteuses.

Dans la partie nord-est de la région étudiée, les métapséphites passent latéralement à des phyllites graphiteuses métapsammitiques avec beaucoup de traces de plantes et d'ostracodes.

Les épaisseurs maxima actuelles de la formation de Tusu sont d'environ 400 m.

Les nombreux restes de plantes présents dès la base et également les rapports de superposition (elle repose sur la formation de Coarnele attribuée à l'Ordovicien, éventuellement au Silurien également, et supporte la formation de Girbovu, pour laquelle on a indiqué l'âge carbonifère inférieur, possible dévonien) ont permis d'estimer l'âge de la formation de Tusu.

A la partie supérieure de la succession paléozoïque de cette région, on a séparé la formation de Girbovu (carbonifère inférieur, éventuellement dévonien aussi), discordante.

Au sein de la formation de Girbovu on a distingué quatre membres : un membre gréseux (inférieur), un membre calcaire, un autre phylliteux graphiteux et le dernier conglomératique-gréseux (supérieur).



Celui gréseux (basal) est représenté par un horizon discontinu de métapsammites grises quartzo-feldspathiques, souvent calcaires, épais d'environ 5-10 m et discordant.

A la base des métapsammites apparaissent quelquefois nombreux éléments roulés de quartz, amphibolites etc., ce qui fait que la roche en question devienne une métapséphite. Dans les affleurements actuels les métapséphites atteignent des épaisseurs de 3-4 m.

Le membre calcaire est constitué de calcaires et de dolomies cristallines à rares éléments détritiques millimétriques de quartz, de micas, de feldspath etc. L'épaisseur moyenne du membre calcaire est d'environ 30 m, avec la possibilité d'aller parfois jusqu'à 80-100 m.

Le membre phylliteux graphiteux, épais d'à-peu-près 300-500 m, est représenté en majorité par des phyllites graphiteuses à ostracodes et de très rares traces de plantes. Bien souvent, les phyllites graphiteuses deviennent quartzées, sériciteuses et plus rarement chloriteuses. A celles-ci s'ajoutent sporadiquement des quartzites phylliteuses séricito-graphiteuses, des métapsammites et bien rarement des métapséphites à éléments de quartz. A ce niveau stratigraphique, dans le synclinal d'Oslea, apparaît une lentille de serpentines et d'affleurements de phyllites talqueuses.

Le membre gréso-conglomératique est formé de métapsammites et de métapséphites quartzo-feldspathiques, graphiteuses, noirâtres, à intercalations de phyllites graphiteuses. Dans la région étudiée, l'épaisseur actuelle du membre gréseux conglomératique va jusqu'à presque 300-400 m.

Les passages sur la verticale entre les différentes entités lithologiques de la formation de Girbovu sont progressifs. En certains secteurs, les calcaires cristallins et les phyllites graphiteuses reposent directement sur des termes plus anciens. On constate toujours un remplacement, partiel ou total, sur la direction, des horizons lithologiques adjacents.

L'âge de la formation de Girbovu a été estimé à partir de la superposition (elle repose sur la formation de Tusu, dévonienne) des parallèles lithologiques avec les horizons similaires de la vallée de l'Ideg qui renferme de la faune de type carbonifère inférieur et aussi en base du fait que partout dans les Carpates Méridionales et les Balkans le correspondant de l'intervalle Carbonifère supérieur-Permien revêt d'un faciès nettement différent (formations non-marnes, détritiques de type molasse à charbons).

La succession géologique de la formation de Girbovu a un caractère typiquement transgressif. Les roches détritiques grossières du membre conglomératique-gréseux représentent le terme final, regressif, qui marque la fin du cycle de sédimentation. Les entités lithologiques (les calcaires, les phyllites graphiteuses etc.) de la succession transgressive se dépassent tour à tour, occupant en certains secteurs une position discordante.

La formation de Coarnele trahit elle-aussi un caractère transgressif (un membre particulièrement quartzitique en base et à la partie supérieure un membre à dominance phylliteuse).

Dans les régions où apparaissent les phyllites graphiteuses et où la formation de Tusu met en évidence un caractère nettement transgressif, celle-ci débute par un horizon de métapséphites, épais d'environ 20-40 m, duquel on passe, graduellement, vers la partie supérieure, à des phyllites graphiteuses.

Quelques unes des phyllites chlorito-sériciteuses de la formation de Coarnele peuvent être représentées par des produits volcaniques probablement basiques, qui pourraient suggérer le magmatisme initial de l'orogenèse calédonienne.

A côté des dépôts des formations de Tusu des monts Vilcan et particulièrement des monts Retezat apparaissent des produits volcaniques métamorphisés, de composition à prédominance intermédiaire vers l'acide (andésite-rhyolite-dacite). Ceux-ci pourraient être interprétés en tant qu'un magmatisme subséquent calédonien tardif.



Dans le cadre du membre phylliteux, parfois même à la partie supérieure du membre calcaire de la formation de Girbovu, apparaissent (surtout dans les monts Parîng) nombreuses roches magmatiques basiques (serpentinites). On pourrait les considérer comme le magmatisme initial de l'orogenèse hercynienne.

On peut mettre en liaison avec les roches magmatiques paléozoïques la plupart des roches filoniennes décrites par les auteurs précédents dans les formations cristallophylliennes de Lainici-Păiuș et de Drăgșan.

La succession géologique ordovicien-carbonifère inférieure décrite est presque la même pour toute la partie externe de l'autochtone danubien (monts Vilcan, Retezat et Parîng).

Comme suite à la phase diastrophique anté-ordovicienne se sont plissées et métamorphosées les roches constituant les formations de Lainici-Păiuș et de Drăgșan. A la fois, ont été mises en place les granitoïdes.

Avant l'Ordovicien s'est déroulée une période d'exondation, après laquelle la région devint submerse, y étant déposés les sédiments qui ont engendré la formation de Coarnele (Ordovicien, éventuellement Silurien). Dans ce temps-là la profondeur de la mer augmentait continuellement.

À la fin de l'Ordovicien ou plus tard, par suite de la phase diastrophique taconique, ardénique ou érique, la région a été reexondée. On n'a pas de preuves attestant des phénomènes de plissement et de métamorphisme à ce niveau stratigraphique.

Entre le Dévonien et le Carbonifère, le plus probable à la suite de la phase orogénique bretonne ou d'une phase intradévonienne, s'est produite une nouvelle exondation. La phase bretonne a été accompagnée par des phénomènes de plissement (parfois les structures de la formation de Girbovu sont nettement discordantes par rapport à celles des formations de Coarnele et de Tusu) et de métamorphisme. Alors ont été faiblement métamorphosés, dans le faciès des schistes verts, les dépôts des formations de Coarnele et de Tusu et ont été rétrométamorphosées les roches des formations de l'infrastructure.

La phase sudète, qui a provoqué l'exondation depuis la limite Carbonifère inférieur/moyen, a été accompagnée aussi par des phénomènes de plissement et de métamorphisme. À ce moment-là ont été faiblement métamorphosés, au niveau du faciès des schistes verts, les dépôts de la formation de Girbovu. En même temps, les formations plus anciennes ont subi un rétrométamorphisme.

Il paraît que le métamorphisme sudète a été plus faible que celui breton (les conglomérats de la formation de Tusu sont beaucoup plus laminés que ceux de la formation de Girbovu).

ÎNTREBĂRI

M. Sandulescu : 1. Care este vîrsta faunei cu trilobiți din formațiunea de Valea Izvorului în accepțiunea comunicării de față în care paralelizați această formațiune cu formațiunea de Coarnele și o atribuiți Ordovicianului ?

2. Cite faze metamorfice au afectat stîva de roci ce alcătuiesc succesiunea constituită din formațiunile de Coarnele, Tusu și Girbovu ?

3. În timpul comunicării ați amintit de existența unui metamorfism dinamic ce a afectat formațiunea de Tusu ? Care sunt argumentele existenței unui metamorfism dinamic și nu a unui metamorfism regional ?



4. Unde se aşază discordant formaţiunea de Coarnele peste seria de Lainici-Păiuş ?

Răspuns : 1. În toate lucrările am arătat că formaţiunea de Valea Izvorului cuprinde și Ordovicianul.

2. O fază metamorfică se pare că s-a produs la limita dintre formaţiunea de Tusu și formaţiunea de Gîrbovu, însoțind faza diastrofică bretonă sau o fază diastrofică intra-devoniană (probabil la nivelul Devonianului mediu). Atunci au fost metamorfozate slab formaţiunile de Coarnele și de Tusu. Faza diastrofică sudetă a fost, de asemenea, însoțită de fenomene de metamorfism. Se pare că metamorfismul sudet a fost mai slab față de cel breton. Ambele au avut o intensitate ce le incadrează în faciesul șisturilor verzi.

3. M-am referit la un metamorfism regional care s-a produs sub influența unui stres desul de puternic.

4. Pe tot flancul sudic al sinclinalului Pasu Vulcan-Şiglăul Mic, formaţiunea de Coarnele se aşază discordant peste seria de Lainici-Păiuş.

A. C. Schuster : 1. Cuarțitele din formaţiunea de Coarnele și cuarțitele + galciții conglomeratelor provin din eroziunea același subasment sau cuarțitele și galciții provin din eroziunea formațiunii de Coarnele?

2. Șisturile verzi sint de origine vulcanogen-bazică sau de origine metapelitică terigenă?

3. Formaţiunea metapelitică de pe Valea de Pești de culoare cenușie-verzuie este paralelizată cu șisturile grafitoase de pe valea Gîrbovu?

4. Există situația în care formațiunea de Tusu stă transgresiv atât pe formațiunea de Coarnele, cât și pe fundamentul format din seriile de Lainici-Păiuș și Drăgșan?

5. Ce argumente, în afara celor prezentate, mai aveți pentru a afirma că formațiunile paleozoice din regiune au suferit două metamorfisme, de exemplu parogeneze mineralogice sau elemente microtectonice?

Răspuns : 1. Elementele rulate de cuarțite din conglomeratele de Capu Plaiului sunt de tipul cuarțitelor de Scurtu și deci reprezintă remaneri din formațiunea de Coarnele.

2. Am arătat în lucrare că o parte a șisturilor verzi din formațiunile paleozoice au probabil o origine vulcanogen-bazică.

3. Șisturile cenușii-verzui care apar peste calcarele de pe Valea de Pești ar putea reprezenta echivalentul șisturilor grafitoase ce se individualizează peste calcarele de pe valea Gîrbovu. N-ar fi exclus însă ca șisturile de pe Valea de Pești să fie mai vechi (Devonian superior) decit cele de pe valea Gîrbovu. În acest caz, se pune întrebarea dacă nu cumva, pe valea Gîrbovu, corespondentul Devonianului este depășit și acoperit de entitatea litologică carbonifer-inferioară discordantă?

4. În munții Vilcan, la Coada Oslei și la est de valea Baleia și în munții Retezat, pe flancul sudic al sinclinalului Pilugu-Piscu Oborocii și al sinclinalului Bai, formațiunea de Tusu se aşază discordant pe formațiunile cristalofiliene, mai intenț metamorfozate. În restul flancului nordic al munților Vilcan și în unele locuri din munții Retezat (șaua de la Stinele Bradului etc.) formațiunea de Tusu se dispune peste formațiunea de Coarnele.

5. Argumentele pe care le-am considerat că pledează în favoarea ideii conform căreia succesiunea geologică prezentată a fost afectată de două faze metamorfice sunt cele expuse în lucrare.

Violeta Iliescu : Urmele de plante și ostracode au fost determinate de autor, au fost discutate și cu alții specialiști și sunt concluziile pentru vîrstă devoniană, pe care autorul o atribuie formațiunilor în care acestea au fost găsite?

Răspuns : Singurul argument asupra vîrstei oferit de resturile organice pe care le-am recoltat din formațiunea de Tusu a fost acela că prezența numeroaselor urme de plante cu ha-



bitus primitiv, în filitele de Sgura, ar sugera un echivalent chronostratigrafic al Devonianului (probabil inferior). Resturile de plante și ostracode au mai fost arătate și altor specialiști care au considerat că nu pot fi determinate generic sau specific din cauza unei conservări foarte slabe.

S. Năstăseanu: Solicit un profil geologic pe Valea de Pești cu relațiile dintre formațiunile de Coarnele și Lainici-Păiuș.

Răspuns: Pe Valea de Pești, la limita dintre formațiunea de Lainici-Păiuș, afectată de roci granitoide, și formațiunea de Coarnele, neafectată de roci granitoide, este o porțiune acooperită. Am considerat că aici, ca și în celelalte puncte, formațiunea de Coarnele se dispune discordant peste formațiunile cristalofiliene subjacente, afectate de roci granitoide.

DISCUTII

I. Solomon: Studiul petrografic și chimic al „cuarțitelor bazale din formațiunea de Coarnele” a evidențiat natura lor magmatogenă, acestea provenind din metamorfozarea unor tufuri riolitice, riocacitice și a unor riolite și porfirite microgranitice. Stiva cu roci vulcanogen-sedimentare se extinde pe o grosime de cca 800-1000 m, fiind afectată de granitoidele de Șușița. „Formațiunea de Coarnele” nu reprezintă o entitate stratigrafică, aşa după cum o prezintă autorul, incit este bine să se renunțe la separarea acesteia, cu atit mai mult cu cît intervalului Ordovician superior-Silurian îi revine seria conglomeratelor laminate de muntele Coarnele.

Răspuns: La formațiunea de Coarnele, cu grosimi de cca 300 m, am separat o stivă de cuarțite albe și filite clorito-sericitoase, neafectate de roci granitoide. M. Mureșan mi-a tras atenția că în această formațiune, pe valea Gîrbovu, a observat metatufuri acide cu ocazia aplicării efectuate de Institutul geologic, în primăvara anului 1973. I. Solomon include în aceeași formațiune și o stivă groasă de roci afectate de granitoide situate la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș. În sinclinalele Braia-Coarnele și Tusu-Valea de Pești, cuarțitele și filitele formațiunii de Coarnele, care adesea nu depășesc 10-20 m grosime, se dispun direct pe amfibolitele formațiunii de Drăgășan, ceea ce demonstrează suficient de convingător poziția discordantă a acestei formațiuni. Formațiunea de Tusu, la care am inclus și conglomeratele laminate (conglomeratele de Capu Plaiului), nu poate fi atribuită intervalului Ordovician-Silurian; aceasta aparține Devonianului (prezența numeroaselor urme de plante în filitele de Sgura), eventual și Silurianului. Referitor la observațiile făcute de S. Năstăseanu, am arătat că formațiunea de Coarnele, neafectată de roci granitoide, se dispune discordant peste seriile cristalofiliene (de Drăgășan, Lainici-Păiuș, Pilugu) mai intens metamorfozate și neafectate de roci granitoide. În prezența lucrare, formațiunii de Oslea (S. Năstăseanu, 1973) i s-au atașat în bază conglomeratele de valea râului.

A. C. Schuster: 1. Considerăm că metamorfismul și stilul tectonic complică foarte mult descifrarea stratigrafiei acestor formațiuni.

2. În ceea ce privește formațiunea din Culmea Bradului (interfluviu Valea cu Brazi-valea Pilugu), aceasta aparține sigur seriei clastice (*sensu* Manolescu, 1937; complexul clorito-sericito - *sensu* Pavelescu, 1953; sau seria de Vilcan-*sensu* Savu, 1973), întrucât parogenezele mineralogice indică clar o discordanță metamorfică între aceste formațiuni, adică cele paleozoice (Ordovician-Silurian) și cele aparținând subbasinului assyntic - Precambrian superior-Cambrian inferior și nu corespund formațiunii de Coarnele.

Răspuns: Sunt de acord cu A. Schuster că stilul tectonic complică mult descifrarea stratigrafiei formațiunilor paleozoice. Totuși, formațiunile paleozoice slab metamorfozate din



munții Vîlcan și Retezat pot fi, de cele mai multe ori, separate relativ ușor. G. Manelescu (1940) include formațiunea de Tusu din Culmea Bradului la complexul infragetic și nu la seria clastică, iar L. Pavelescu (1953 și ulterior) înglobează la formațiunea de Tulișa și nu la complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan. Am arătat în lucrare că există o importantă discordanță metamorfică între formațiunile paleozoice, unde am inclus și formațiunea de Tusu, și seriile cristalofiliene subiacente (seria de Drăgșan, Lainici-Păiuș, Pilugu).

S. Năstăseanu: Profilul de pe Valea de Pești, desenat de I. Stănoiu în răspunsul său, nu reflectă poziția discordanță a formațiunii de Coarnele peste seria de Lainici-Păiuș (contactul dintre acestea fiind acoperit), în consecință discordanța amintită nu apare documentată. De asemenea, la partea superioară, formațiunea de Coarnele nu este delimitată cu claritate, deoarece se presupune, pe de o parte, continuitatea către formațiunea de Tusu, iar pe de altă parte poziția discordanță a formațiunii de Tusu.

Răspuns: Secțiunea geologică pe care am desenat-o pe tablă și cea descrisă în lucrare sunt identice cu cea pe care a prezentat-o O. Măier.

Vezi răspunsul la discuția I. Solomon.

O. Măier: Pe profilul de pe Valea de Pești, începând de la confluența cu valea Seacă în amonte, sub calcarale de Oslea urmează o falie a cărei importanță nu poate fi stabilită, după care apare un pachet cu grosime de cca 200 m de șisturi sericito-cloritoase în alternanță cu filite negre-cenușii și cu o intercalație decimetrică de șisturi tufogen-carbonatice. Sub acest pachet urmează o zonă acoperită de cca 250 m, după care, cu aceeași înclinare spre nord, apar cuarțitele atribuite de L. Pavelescu seriei de Lainici-Păiuș. Așadar, pe drumul forestier din Valea de Pești nu poate fi surprinsă nici discordanța presupusă de I. Stănoiu, nici continuitatea litologică susținută de S. Năstăseanu.

Răspuns: vezi răspunsul la discuția S. Năstăseanu.

EXPLICATIA PLANSELOR

PLANSA I

Fig. 1. — Conglomeratele laminate de Capu Plaiului de la Pietrele Însirate.

Les conglomérats laminés de Capu Plaiului, de Pietrele Însirate.

Fig. 2. — Elemente de cuarțite albe contorsionate antrenate în microcutele conglomeratului de Capu Plaiului de la Pietrele Însirate.

Eléments de quartzites blanches tordues, entraînées dans les microplis du conglomerat de Capu Plaiului, de Pietrele Însirate.

Fig. 3. — a, Gresia de Balomir ; b, calcarul de Oslea ; c, amfibolitele formațiunii de Drăgșan, din malul drept al văii Girbovu (afluent pe dreapta al văii Balomir).

a, le grès de Balomir ; b, le calcaire d'Oslea ; c, les amphibolites de la formation de Drăgșan, du bord droit de la vallée Girbovu (affluent de droite de la vallée du Balomir).

Fig. 4. — Microcute în calcarul de Oslea din vîrful Drăgoiu.

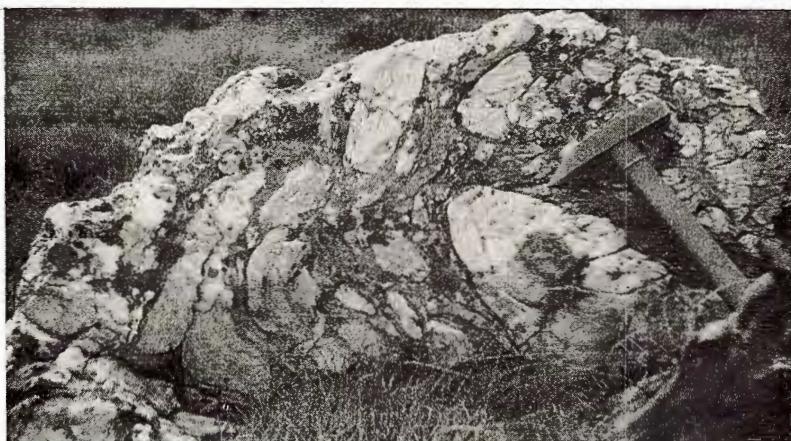
Microplis dans le calcaire d'Oslea du sommet Drăgoiu.



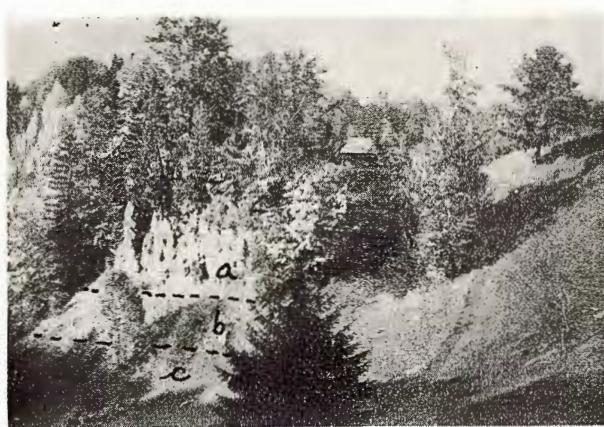
I. STĂNOIU. Paleozoicul din versantul nordic al munților Vîlcan.
Pl. I.



1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României



PLANŞA II

Fig. 1. — Urmă de graptolit(?) în filitele de Lupeanu din malul drept al Văii Seci, affluent pe stînga al Văii de Pești ($\times 1,3$).

Trace de graptolite (?) dans les phyllites de Lupeanu du bord droit de Valea Seacă, affluent de gauche de Valea de Pești ($\times 1,3$).

Fig. 2. — Urme de ostracode deformate din filitele grafitoase intercalate în conglomeratele de Capu Plaiului ($\times 0,5$).

Traces d'ostracodes déformées des phyllites graphiteuses intercalées dans les conglomérats de Capu Plaiului, de Capu Plaiului ($\times 0,5$).

Fig. 3. — Urme de plante din filitele de Sgura de pe valea Sohodol ($\times 0,5$).

Traces de plantes des phyllites de Sgura de la vallée Sohodol ($\times 0,5$).

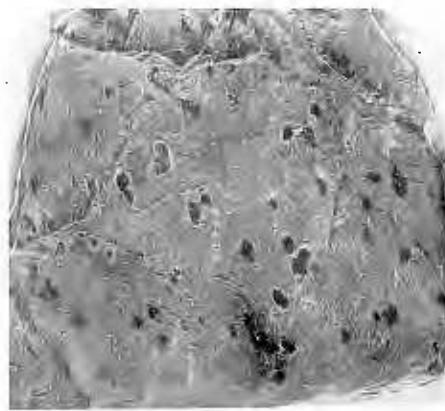
Fig. 4. — Urme de ostracode(?) în filitele de Lupeanu din malul drept al Văii Seci — affluent pe stînga al Văii de Pești ($\times 0,8$).

Traces d'ostracodes (?) dans les phyllites de Lupcanu du bord droit de Valea Seacă — affluent de gauche de Valea de Pești ($\times 0,8$).



I. STĂNORU. Paleozoicul din versantul nordic al munților Vilcan.

Pl. II.



Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXII/5.



Institutul Geologic al României

103/62

PLANCHE III

Colonnes stratigraphiques à travers la succession géologique des formations paléozoïques faiblement métamorphisées du versant septentrional des monts Vilcan.

A, la formation de Girbovu : a, le membre conglomératique-gréseux ; b, le membre phylliteux graphiteux ; c, le membre calcaire ; d, le membre gréseux.

B, la formation de Tusu : e, les conglomérats de Capu Plaiului ; f, les phyllites de Sgura.

C, la formation de Coarnele : g, le membre phylliteux (les phyllites de Lupeanu) ; h, le membre quartzitique (m, les quartzites de Seurtu).

D, l'infrastructure : les formations cristallophylliennes de Drăgșan et de Lainici-Păiuș, affectées par des roches granitoïdes.

I-II, indices d'emplacement des colonnes stratigraphiques sur la carte géologique.

1, serpentinites ; 2, calcaires et dolomies cristallines ; 3, phyllites métapsammiques, quartzites phylliteuses ; 4, phyllites graphiteuses ; 5, phyllites chlorito-sériciteuses ; 6, quartzites blanches ; 7, métapsammites ; 8, métapséphites ; 9, métapsammites calcaires ; 10, schistes cristallins fort métamorphisés, affectés par des roches granitoïdes ; 11, contact tectonique.

PLANCHE IV

Carte géologique des formations paléozoïques faiblement métamorphisées du versant septentrional des monts Vilcan.

I. Carbonifère inférieur, éventuellement le Dévonien aussi. La formation de Girbovu : 1, le membre gréso-conglomératique (les conglomérats de Răstovanu) ; 2, le membre phylliteux (les phyllites de Valea de Pești) ; 3, le membre calcaire (a, les calcaires d'Oslea ; b, les grès de Balomir) ; 4, le membre gréseux (a, les grès du ruisseau Valea Boului ; b, les conglomérats de la vallée du Jiu).

II. Dévonien. 5, la formation de Tusu : a, les conglomérats de Capu Plaiului ; b, les phyllites de Sgura.

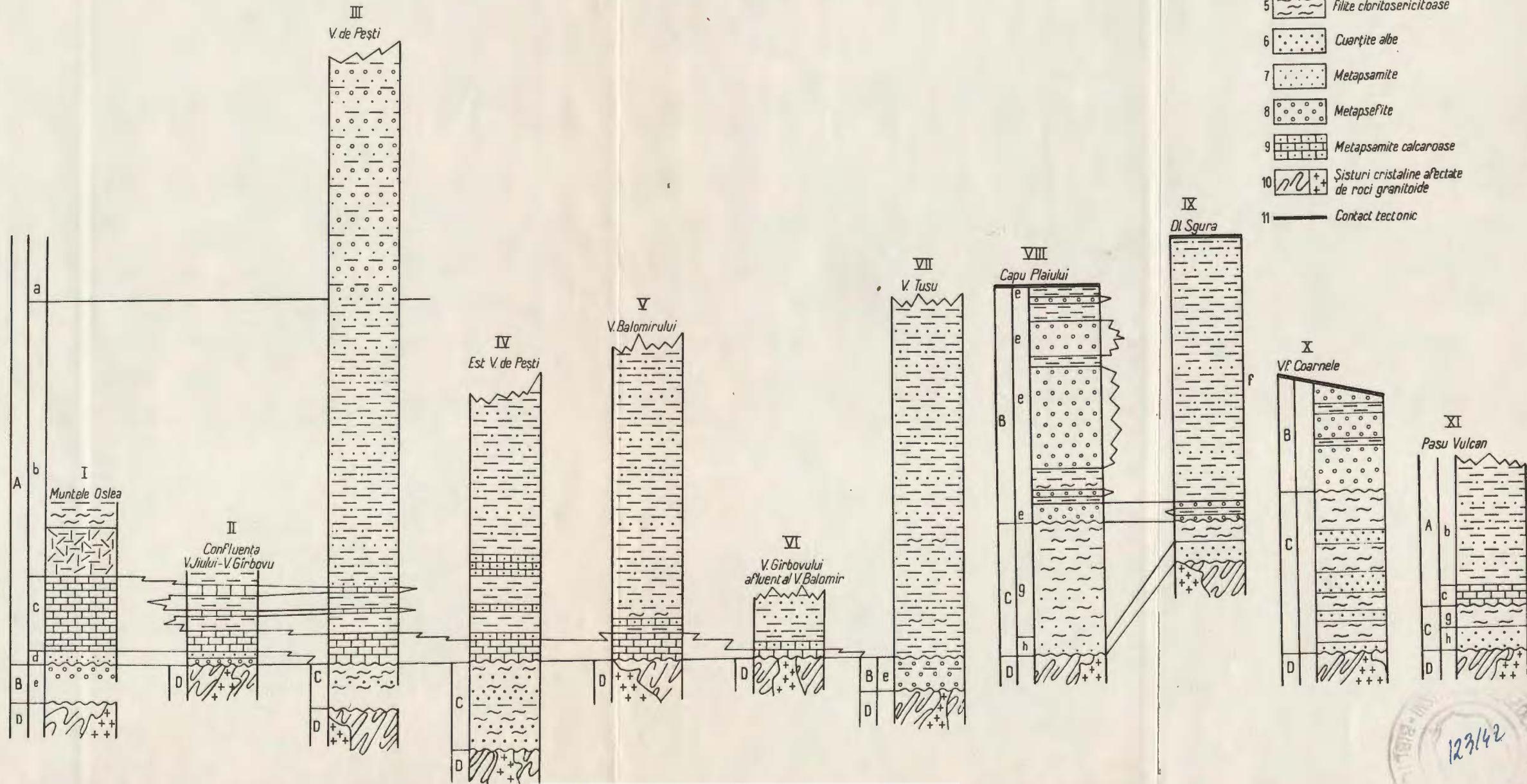
III. Ordovicien, éventuellement le Silurien aussi. 6, la formation de Coarnicel : a, non-divisée ; b, les calcaires de Șiglăul Mic ; c, le membre phylliteux ; d, le membre quartzitique ; 7, l'infrastructure : les formations cristallophylliennes de Lainici-Păiuș et de Drăgșan, affectées par des roches granitoïdes ; 8, serpentinites ; 9, limite lithologique ; 10, faille ; 11, point fossilière à ostracodes ; 12, point fossilière à traces de plantes ; 13, point fossilière à ostracodes et traces de plantes ; 14, indices d'emplacement des colonnes stratigraphiques sur la carte géologique.

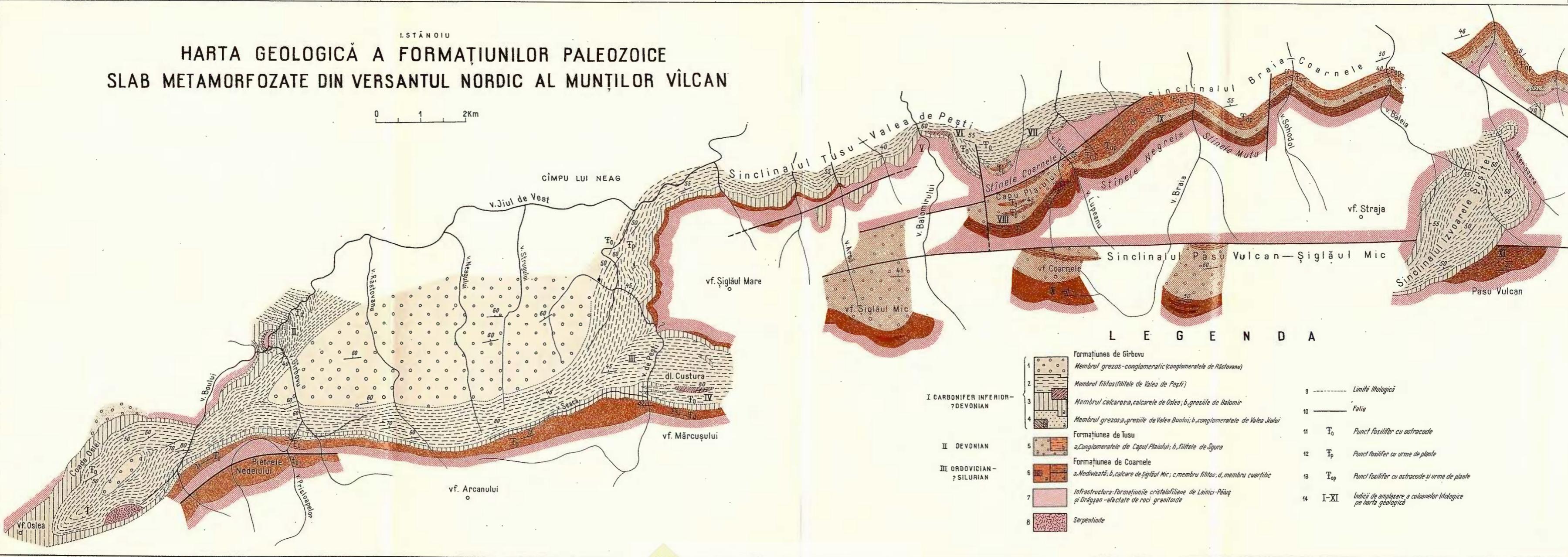


I. STĂNOIU

**COLOANE STRATIGRAFICE PRIN SUCCESIUNEA GEOLOGICĂ
A FORMAȚIUNILOR PALEOZOICE SLAB METAMORFOZATE
DIN VERSANTUL NORDIC AL MUNȚILOR VÎLCAN**

0 100 200 m





5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

O NOUĂ IMAGINE A STRUCTURII FLIȘULUI INTERN DIN REGIUNEA DE CURBURĂ A CARPAȚILOR¹

DE

MIHAI ȘTEFĂNESCU²

Abstract

A New Structural Image of the Inner Flysch at the Carpathian Bend. The flysch outcropping in the inner zone of the Carpathian bend has been divided into several tectonic units: Prislop unit, Bratocea nappe, Culmea Cămășii, Comarnic, Ciuc, and Bodoc digitations, and Bobu nappe. The presence of overthrusts with different movement directions characterizes this structural edifice. Such a structural type is the result of the activity of several folding phases. During the first phases successive underthrusting has taken place producing, with one exception, the advancement of all the nappes with external „vergence”. Starting with the Lower Miocene, the movement directions of the overthrusting was reversed, pointing toward the internal part of the orogenic region. This modification was probably determined by an underthrusting phenomenon at the contact between two autochthonous blocks. As the basement displacement by underthrusting was resumed, the relative movement of the nappes came back to the direction prevailing in the Carpathians, i. e. toward the exterior of the orogenic area.

Structura geologică a regiunii dintre izvoarele văii Buzăului și valea Prahovei a constituit una dintre problemele controversate ale geologiei românești. Pentru soluționarea ei au fost făcute numeroase tentative atât din partea geologilor care au lucrat în detaliu sectoare din această regiune, fie de către cei care, în cadrul unor lucrări de sinteză, au încercat să prelungescă liniile tectonice majore din sectorul moldav al Carpaților și în zona lor de curbură.

Cercetările succesive pe care le-am executat și care acoperă aproape în întregime această regiune, au furnizat date de teren care ne-au condus la o interpretare structurală deosebită de cele preexistente și pe care am considerat util să o prezintăm în lucrarea de față.

¹ Predată la 1 aprilie 1975, acceptată pentru publicare la 10 aprilie 1975, comunicată în ședința din 15 aprilie 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Alcătuirea lito-stratigrafică a unităților tectonice

În cadrul acestui capitol nu se urmărește să se facă o descriere detaliată a formațiunilor ce aflorează în regiune, ci se are în vedere o regrupare a lor pe unități tectonice, utilizându-se titulatura, conținutul litologic și vîrstele cunoscute deja în literatura geologică anterioară notei de față. Conform acestui scop, ne vom limita ca dintr-o toate lucrările ce privesc această regiune să le cităm numai pe acelele în al căror sens vom utiliza diferențele entități litostratigrafice: Murgenanu (1934); Murgenanu et al. (1959 a; 1959 b, 1963); Patrulus (1952, 1969); Popescu (1954, 1958); Filipescu et al., (1963); Ștefănescu și Zamfirescu (1964); Sandulescu (1964 a); Georgeescu (1965)³; Ștefănescu et al. (1965); Vram (1970); Ștefănescu și Ștefănescu (1970); Ștefănescu (1971).

1. *Unitatea de Prislop (PR)*. Ea este prezentă doar sub forma unor petece de acoperire peste partea internă a pînzei de Bratocea. După datele de care dispunem pînă acum, la alcătuirea ei participă numai orizontul grezo-calcaros al stratelor de Sinaia, care la est de valea Mușitei are asociate și „strate de Azuga” (inclusiv roci bazice), strate ce se întâlnesc de obicei în partea inferioară a acestui orizont.

2. *Pînza de Bratocea (BR)*. Se caracterizează prin larga dezvoltare a stratelor de Sinaia cu succesiunea lor completă. Excepție face partea cu totul internă a unității (zona de aflorare a olistolitelor de șisturi cristaline) (Murgenanu et al., 1964) unde Barremianul se dispune direct peste orizontul grezo-calcaros (mediu) al stratelor de Sinaia (A fig.). În restul zonei de apariție a pînzei de Bratocea stratele menționate sunt completate și cu orizontul lor superior ce conține brecii cu elemente de șisturi cristaline.

Începînd de la acest nivel pe domeniul pînzei de Bratocea se individualizează două succesiuni diferite:

— la interior (A fig.), orizontul superior al stratelor de Sinaia (orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*) conține intercalații de brecii ale căror elemente provin dintr-o serie cristalină epizonală. El este sucedat de „strate de Piscu cu Brazi”, predominant pelitice în bază și cu intercalații ruditice spre partea superioară. De primele intercalații de conglomerate (denumite nivelul Teslei — Murgenanu et al., 1959) este legată și cea mai mare parte a calcarelor urgoniene ce apar pe versantul de est al Bucegilor și în masivul Ciucăș. Următoarea intercalătie ruditică, deosebit de caracteristică din punct de vedere litologic, fapt datorită căruia poate fi folosit drept reper este brecia de Raciu (Patrulus, 1968). Peste

³ S. Georgeescu. Asupra colectării și determinării de faună în vederea revizuirii zăcămintelor fosilifere cretacice din unitatea internă superioară și unitatea internă inferioară din flișul intern între Teliu și Dobîrlău. 1965. Arh. Inst. Geol. Geof., București.



stratele de Piscu cu Brazi se dezvoltă o stivă groasă de conglomerate ce formează masivele Bucegi și Ciucaș;

— la exterior (B fig.) orizontul superior al stratelor de Sinaia conține brecii cu elemente de șisturi cristaline mezozonale, elemente ce se regăsesc și în termenul următor al succesiunii — stratele de Comarnic. Acestea suportă stratele de Virful Rădăcinii, care la rîndul lor sunt succestate de un fliș cu grupări mai mult sau mai puțin importante de gresii masive (faciesul grezos al Apțianului — P a t r u l i u s , 1969). Depozitele echivalente conglomeratelor albiene lipsesc pe aproape toată suprafața în discuție, mai puțin partea cu totul externă a unității, între valea Prăhovei și valea Ialomiței (conglomeratele de Colții Brății). După o discordanță importantă, peste depozitele anterioare se dispun diversi termeni (mai vechi — Vraconian superior, la exterior, și mai noi — Turonian, la interior) ai seriei de Dumbrăvioara. După o nouă discordanță importantă se dezvoltă o sută de depozite care sunt comune tuturor unităților mai externe, pînă la cea de Teleajen inclusiv. Suite debutează cu marne de Plaiu sau marne Gura Beliei și continuă cu faciesul de Șotrile și faciesul de Valea Caselor.

3. *Digităția de Culmea Cămășii (CC)*. La alcătuirea ei participă doar un segment din succesiunea cunoscută la partea externă a pînzei de Brătoca și anume numai stratele de Comarnic, stratele de Virful Rădăcinii, faciesul grezos și seria de Dumbrăvioara (C fig.).

4. *Digităția de Comarnic (CO)*. Partea cea mai mare a acestei unități (D fig.) este constituită dintr-un fliș marnos-grezos cu intercalății de pelite sideritice (stratele de Podu Vițos) peste care se dispune discordant o serie predominant pelitică și care pe alocuri conține episoade de brecii sedimentare (seria de Dumbrăvioara, P o p e s c u , 1954).

5. *Digităția de Secăria (SC)*. Pe toată suprafața sa de aflorare formațiunile prezintă o tectonizare foarte avansată ce merge uneori pînă la adevărate brecii tectonice. Din cauza situației menționate, reconstituirea succesiunii depozitelor ce alcătuiesc digităția de Secăria, este extrem de dificilă. Cu toate acestea, pe cîteva profile se pot recunoaște unele segmente de succesiuni comparabile cu formațiuni cunoscute: orizontul grezo-calcaros sau cel superior cu brecii ale stratelor de Sinaia.

Legate de ultimul orizont citat sunt și aparițiile de roci eruptive bazice (diabaze, melafire) din bazinul văii Doftanei, apariții ce constituie o caracteristică singulară a digităției de Secăria.

Ca și în celelalte compartimente tectonice cu strate de Sinaia și în digităția de Secăria baza depozitelor ce succed orizontul cu *Lamellaplychus angulocostatus* este marcată printr-un nivel de brecie grosieră constituită din elemente de calcare mezozoice, șisturi cristaline epizonale și roci granitice mai mult sau mai puțin laminate (ultimele elemente nu au fost întlnite decît în această digităție).



În sfîrșit, peste brecia grosieră sau direct peste orizontul superior al stratelor de Sinaia se întâlnește pe alocuri un pachet de marne cenușii în plăci ce trece la un fliș marnos cu intercalății de gresii subțiri, dure și rare calcarenite cenușii (E fig.).

Digitățiile de Culmea Cămășii, Comarnic și Secăria aparțin pînzei de Bratocea. Datorită diferențelor de facies, compartimentele tectonice ce vor fi descrise de aici înainte cu rang de digităție nu mai pot fi incluse tot la pînza de Bratocea, ci trebuie considerate ca participînd la alcătuirea unei alte unități tectonice egale ca importanță cu pînza de Bratocea și situată la exteriorul acesteia.

6. Digităția de Ciuc (CI). Cea mai mare parte a suprafeței corespunzătoare ei este ocupată de stratele de Sinaia care prezintă o particularitate litologică: un orizont de fliș șistos, lipsit de marno-calcare, orizont care lipsește complet atât din pînza de Bratocea cit și din digitățiile sale. Pe suprafețe mai mici apar și depozite marmoase cu intercalății de brecii, care uneori sunt succedate de un fliș marno-grezos (F fig.).

7. Digităția de Bodoc (BD). Este alcătuită predominant dintr-un fliș grezo-marnos ce are în bază o brecie calcaroasă (adesea cu orbitoline). Flișul prezintă grupări mai mult sau mai puțin importante de gresii groase (G fig.).

La partea superioară se individualizează o stivă de conglomerate ce suportă un pachet constituit aproape exclusiv din pelite (seria de Dumbrăvioara).

8. Pînza de Bobu (BO). Prezintă o succesiune continuă de depozite ce debutează în Aptian și urcă pînă în Turonian inclusiv (H fig.). În afara depozitelor aptiene celelalte formațiuni incluse la această unitate fuseseră grupate încă din anul 1958 de către Popescu, în două serii distincte: de Bobu și de Dumbrăvioara.

Raporturile spațiale dintre unitățile tectonice

Ansamblul compartimentelor tectonice caracterizate anterior din punct de vedere lito-stratigrafic, ocupă o zonă largă în regiunea de curbură a Carpaților, zonă care de-a lungul timpului a fost descrisă sub diferite denumiri structurale: pînza internă superioară (Filipescu, 1955), unitatea vest internă (Băncilă, 1958, 1967), anticlinoriumul Baiu (Murgeanu și Patrușiu, 1958 din Dumitrescu et al., 1962), zona Zamura ce cuprinde subzona sinclinală Bucegi-Piatra Mare, subzona anticlinoriumului Zamura și subzona sinclinală Bobu-Ciucaș (Murgeanu et al., 1963), pînza de Ceahlău (Dumitrescu et al., 1962). De la utilizarea acestor denumiri și pînă astăzi, în zonă internă a flișului au fost făcute noi detalieri structurale, între care și acestea pe care le expunem în lucrarea de fată. Pentru a vedea gradul în care unitățile separate de



noi corespund eventual cu cele delimitate de antecercetători vom face un scurt istoric pentru fiecare compartiment în parte, odată cu descrierea relațiilor geometrice ale acestuia cu compartimentele vecine (vezi tab.).

Pinza de Bratocea a fost separată și descrisă pentru prima dată de către Popescu (1958). Limita externă a acestei unități, în sensul în care o vom utiliza în această lucrare, corespunde doar parțial cu fruntea unității trasate de Popescu și anume numai la nord de pasul Boncuța.

Tabel sintetic al raporturilor geometrice observate în regiune între diferențele compartimentele tectonice separate

Denumirea compartimentelor tectonice	Unitatea de Prislop	Pinza de Bratocea	Digităția de Culmea Cămășii	Digităția de Comarnic	Digităția de Secăria	Digităția de Ciuc	Digităția de Bodoc	Pinza de Bobu	Pinza de Teleanjen
<i>Încălecat de</i>		PR, SC, BO.	BR.	BR, SC, BO.	BO.	BR, BD.	BR.	BR, CC, SC, BD.	BO.
<i>Indici</i>	PR.	BR.	CC.	CO.	SC.	CI.	BD.	BO.	TL.
<i>Încalecă pe</i>	BR.	CI, CC, CO, BD, BO.	BO.		BR, CO, BO.		BO, CI, BR.	BR, CO, SC.	

și de la nord de Cheia pînă în pasul Bratocea. Limita sa internă este trasată acum pentru prima dată din bazinul văii Tîrlungului pînă în cel al văii Azuga. Mai trebuie menționat că o parte a depozitelor aptiene grezoase din cadrul pînzei de Bratocea, fuseseră atribuite de către Murgea (1934) „digităției de Teșila”, cît și faptul că Marinescu (1972) descrie aceeași unitate (mai puțin depozitele seriei de Dumbrăvioara din Culmea Cămășii) sub numele de „digităția de Ciucas-Zăganu”.

Așa cum delimităm noi acum pînza de Bratocea, ea nu ocupă întreaga suprafață de aflorare a stratelor de Sinaia, atribuite anterior din punct de vedere structural „autohtonului” (Murgea, 1934), „anticlinoriumului Zamura” — (Murgea et al., 1963) sau „anticlinoriului Gîrbova-Zamura” (Marinescu, 1972). Stratetele de Sinaia care aflorează la nord de pînza de Bratocea prezintă o succesiune diferită de cele din această unitate dar asemănătoare cu cea descrisă de Sanduilescu (1964) în digităția de Ciuc (1965).

Contactul tectonic dintre digităția de Ciuc și pînza de Bratocea poate fi urmărit destul de ușor din bazinul văii Azuga pînă în cel al Dofteanei ardelene. Această situație se datorește faptului că pe cea mai mare parte a traseului el este marcat de apariția în poziție geometrică superioară a orizontului grezo-calcaros al stratelor de Sinaia din pînza de Bratocea peste orizontul de fliș sîstos al acelorași strate din digităția de Ciuc.

Depozitele peninsulei tectonice din prelungirea sudică a muntelui Zăganu au fost atribuite în întregime „pînzei de Bratocea” (Popescu,



1958), unitate tectonică pentru care s-a mai utilizat și denumirea de „digația de Ciucăș-Zăganu” (M a r i n e s c u, 1972). În această porțiune de teren se întâlnesc însă două succesiuni lito-stratigrafice net diferite: una inferioară constituită din strate de Comarnic, strate de Vîrful Rădăcinii, fliș grezos, serie de Dumbrăvioara, și a doua, geometric-superioară, la cărei alcătuire participă strate de Piscu cu Brazi, nivelul Teslei, peste care imediat urmează o stivă groasă de conglomerate de Bucegi (conglomerate de Ciucăș-Zăganu).

Pozitia geometric-superioară a stratelor de Piscu cu Brazi peste seria de Dumbrăvioara pledează în favoarea existenței unui accident tectonic. Dacă judecăm după situația din valea Prahovei unde cele două tipuri de succesiuni (respectiv versantul de est al Bucegilor și culmea cu Vîrful Rădăcinii) se situează la o depărtare de aproximativ 12 km una față de cealaltă, ne putem face o imagine asupra amplitudinii contactului tectonic de care aminteam mai sus. Din acest motiv am considerat că succesiunea inferioară din promontoriul de la sud de muntele Zăganu constituie o complicație tectonică independentă, cu caracter de digație pe care am și separat-o acum pentru prima dată, sub numele de „digația de Culmea Cămășii”.

Revenind la profilul văii Prahovei în căutarea planului ce delimită la partea superioară digația de Culmea Cămășii trebuie spus de la început că aici identificarea cu precizie a unui astfel de accident tectonic este, cel puțin pentru moment, greu de făcut. În bazinul văii Prahovei au putut fi detectate în masa stratelor de Sinaia cîteva încălecări, dintre care pe harta tectonică anexată au fost figurate numai acelea (două) care pot interesa din punctul de vedere al subiectului lucrării. Linia încălecării inferioare descrie un contur închis, delimitînd astfel o fereastră tectonică. Nici unul dintre elementele litologice de detaliu ale stratelor de Sinaia ce aflorează în fereastră nu ne dă indicații privind o posibilă legătură a acestora cu celelalte compartimente tectonice separate în regiune. Depozitele ce apar în fereastră pot reprezenta o apariție a digației de Ciuc, substratul normal al digațiilor de Comarnic și Secăria sau chiar un solz exagerat al pînzei de Bratocea și apoi recutat împreună cu aceasta.

Stratele de Sinaia care încălecă peste cele din fereastră, suportă, spre sud-est strate de Comarnic și apoi restul succesiunii care se regăsește și în Culmea Cămășii. Spre nord-vest succesiunea este întreruptă chiar în cadrul stratelor de Sinaia de către un accident tectonic important care ar putea reprezenta echivalentul planului pe care pînza de Bratocea încălecă peste digația de Culmea Cămășii. În sprijinul unei atari interpretații poate fi folosit și faptul că atîta căt a putut fi urmărit, acest contact tectonic delimită la interior zona de răspîndire a succesiunii întîlnite în Culmea Cămășii și care are ca termen caracteristic stratele de Comarnic. În restul teritoriului stratele de Comarnic sunt precedate de orizontul superior al stratelor de Sinaia ce conține și el brecii cu elemente de sisturi cristaline mezozonale. Din păcate însă urmărirea contactului în discuție este foarte delicată. Astfel, la vest de valea Prahovei intervenția unor fracturi transversale face practic imposibilă recunoașterea lui. La est de



valea Prahovei el poate fi detectat cu certitudine, datorită nivelului de marno-calcare cu accidente silicioase pînă la izvoarele Văii lui Bogdan. De aici spre est el trece în masa orizontului grezo-calcaros al stratelor de Sinaia astfel că nu a mai putut fi urmărit.

În legătură cu aceeași chestdiune, adică a posibilității de prelungire a digitației de Culmea Cămășii în bazinile văilor Doftana și Prahova, mai sunt de semnalat unele date. La nivelul orizontului superior cu brecii al stratelor de Sinaia se constată pe unele profile o îndințare între faciesul ce conține brecii cu elemente de șisturi cristaline epizonale și cel al cărui brecii sunt formate din șisturi cristaline mezozonale. De asemenea, mai este de remarcat și faptul că în aceeași regiune cele două succesiuni diferite și suprapuse în Culmea Cămășii se găsesc la distanță apreciabilă una față de cealaltă.

Deși aceste fapte contravin în general existenței unui accident tectonic de valoarea unei digitații de tipul Culmea Cămășii și în bazinul văii Prahovei, totuși ele nu sunt deocamdată determinante, întrucât tot ele pot fi interpretate doar ca martorele unei reduceri către vest a ampoloarei încălecării din Culmea Cămășii.

Din cauza incertitudinilor ce reies din cele expuse mai sus am preferat ca pe schița tectonică (pl. II) la partea frontală a pînzei de Bratocea din bazinile văilor Doftana și Prahova, să figurăm cu o semnătură aparte zona de răspîndire a succesiunii cu strate de Comarnic, iar accidentele tectonice doar atît cît au fost detectate, fără a le extrapola.

Spre vest de valea Doftanei, pînza de Bratocea reprezentată prin succesiunea cu strate de Comarnic încalecă direct peste digitația de Comarnic, comportament tectonic ce a fost pus în evidență prima dată de către Ștefănescu în 1971. Contactul tectonic dintre aceste două unități este unul dintre cele mai clare din regiune, el prezintind toate aspectele cartografice caracteristice șariajelor, dintre care amintim numai petecul de acoperire din valea Prahovei (amont de confluența cu valea Beliei) și fereastra tectonică din Valea fără Nume (afluent pe stînga al văii Bizdidelelor). Mai trebuie menționat și faptul că uneori limita dintre cele două unități este reprezentată printr-un contact tectonic vertical, rezultat al unei falieri ulterioare producerii încălecărilor. Ca exemplu putem cita contactul din profilul văii Prahovei imediat amont de confluența cu valea Bătrîioarei.

Pe foaia Brașov a hărții geologice sc. 1 : 200 000 a R.S. România (1967), Sănduleșcu figurează o falie inversă care limitează spre sud-est flișul din profilul văii Teliu. Ulterior (1970) pe harta tectonică a țării sc. 1 : 1 000 000 (Dumitrescu și Sănduleșcu) același contact tectonic este prelungit odată cu o schimbare a direcției sale către nord-vest. În acest fel el descrie o semifereastră tectonică ce închide complet prelungirea sudică a flișului de Teliu, care pe harta sus amintită este inclus la digitația de Bodoc (M. Sănduleșcu, Janasănduleșcu, 1965). Deși între succesiunile depozitelor din munții Bodoc și cele din regiunea Telui există diferențe notabile care le-ar putea confira acestora din urmă caracterul unui comportament tectonic independent, cel puțin față de o



parte a flișului din munții Bodoc, totuși noi vom utiliza pînă la verificarea acestei ipoteze, termenul de digitație de Bodoc.

Depozite de fliș cu caracter asemănătoare celui din profilul văii Teliu se întâlnesc și mai spre sud de semifereastra figurată pe harta tectonică sc. 1 : 1 000 000, pînă la izvoarele văii Doftanei. În această ultimă zonă ele suportă tectonic către est succesiunea litologică ce este caracteristică pînzei de Bratocea.

Pe partea nordică și nord-vestică a semifereastrării de la Cheia, pînza de Bratocea vine în contact tectonic cu unitatea de Bobu. Asupra acestui contact, descris prima dată de Popescu (1958) pînă în pasul Bratocea și apoi prelungit în etape succesive spre sud-vest, nu mai este necesar să insistăm întrucât astăzi el este recunoscut de toți cercetătorii care au avut în vedere regiunea respectivă. În aceeași situație se află și raporturile dintre digitația de Culmea Cămășii și pînza de Bobu, încă din anul 1958, an în care Popescu a separat pînza de Bratocea.

Pînă aici am discutat raporturile pînzei de Bratocea cu unitățile pe care aceasta le încalcă. Ea este însă, la rîndul ei încălecătă dinspre interior de către un pachet de strate de Sinaia pe care l-am separat acum pentru prima dată și descris ca un compartiment tectonic aparte sub numele de unitatea de Prislop. Contactul tectonic dintre aceste două compartimente este evidențiat de poziția geometric-superioară a orizontului grezo-calcaros al straturilor de Sinaia în raport cu breciile sau olistolite de sisturi cristaline epizonale puse în loc în timpul Barremianului. Faptul că rocile încălecătoare se păstrează astăzi, în cele mai multe cazuri, sub forma unor pete ce de acoperire dovedește că suntem în prezență unui șariaj a cărui ampioare atinge cel puțin valoarea unei digitații, dar care nu ocupă poziția obișnuită frontală a acestui tip de complicații structurale față de unitatea principală ci se situează la partea ei internă.

Stratele de Sinaia dezvoltate între Trăisteni și Teșila, precum și spre est pînă în versantul drept al văii Paltinului, sau spre vest pînă la izvoarele văii Bătrâioarei au fost încadrate anterior în diferite unități structurale : „autohton” (Murgea, 1934), „anticlinoriumul Zamura” (Murgea et al., 1963), pînza internă superioară (Filipeșcu, 1955), unitatea de Bobu (Ştefănescu, 1969) sau în digitația de Bobu (Marinescu, 1972).

Datorită succesiunii litologice particulare și a raporturilor lor geometrice cu formațiunile învecinate, stratele de Sinaia din sectorul sus amintit au fost grupate de noi acum pentru prima dată într-o unitate tectonică independentă pe care am denumit-o digitația de Secăria.

Raporturile antesenonian-superioare ale acesteia cu seria de Bobu au fost destul de delicat de interpretat, fapt datorită căruia le vom acorda o mai mare atenție.

Începînd de la interfluviul valea Doftanei-valea Secăriei spre vest, depozitele digitației de Secăria se bifurcă. Ramificația care interesează din punctul de vedere al acestei discuții este cea sudică. Ea se prelungeste și se îngustează treptat spre sud-vest, putînd fi urmărită din aproape în

aproape, prin șaua dintre valea Secăriei și valea Comarnicului, pînă în versantul stîng al izvoarelor acesteia din urmă.

În profilul văii Secăriei, de sub stratele de Sinaia, apar pe o grosime redusă gresii groase asemănătoare celor ale flișului aptian din baza seriei de Bobu. Banda aceasta de gresii se subțiază pînă la dispariție spre est, dar se îngroașă foarte mult spre vest, ea putind fi urmărită pînă în valea Prahovei. O situație asemănătoare se întâlnește și în plaiul Secăriei, la sud de șaua prin care trece drumul dintre Secăria și Teșila. Aici după masa principală a digitației de Secăria apare pe cîțiva zeci de metri un fliș grezos (pînza de Bobu) care suportă din nou pe 10-15 m strate de Sinaia, strate care la rîndul lor sunt acoperite către sud de același fliș grezos.

Pozitia geometric-superioară a stratelor de Sinaia peste flișul aparținînd pînzei de Bobu, am interpretat-o ca o doavadă a faptului că digitația de Secăria a încălecat într-o primă etapă (antesenonian-superioară) peste partea internă a pînzei de Bobu.

Examinarea atentă a depozitelor din digitația de Secăria atît cît deschiderile o permit, scoate la iveală faptul că în multe cazuri stratele de Sinaia prezintă aspectul unei breccii. Natura tectonică sau sedimentară a breccilor este greu de stabilit întrucît în ele sunt implicate numai elemente provenind din aceleași strate, mai mult chiar, numai din orizontul lor superior. În profilul văii Secăriei, unde în cîteva deschideri se vede că de fapt este vorba despre o aceeași formațiune — strate de Sinaia — extrem de tectonizate, uneori pînă la o destrîmare în elemente a componentelor ritmurilor de fliș. Se poate deci admite că și starea de zăcămînt a stratelor de Sinaia din șaua de la izvoarele văii Comarnicului și din versantul său stîng se datorează tot unei tectonizări ce s-ar fi putut produce în timpul punerii în loc a digitației de Secăria (sîntem în partea ei frontală) și accentuată în mod special odată cu retroșarierea pînzei de Bobu peste ea.

În nordul perimetrului figurat pe schița tectonică (pl. I) a fost reprezentată și terminația sudică a contactului tectonic dintre flișul de Teliu și Cretacicul superior ce aflorează la izvoarele văii cu același nume. Contactul, cunoscut încă de multă vreme (Filipeșcu, 1955), reprezintă, în schema pe care am adaptat-o, limita dintre digitația de Bodoc și pînza de Bobu constituită aici la zi din termenii săi aparținînd Cretacicului superior (Ştefănescu, 1969).

Cea mai externă dintre liniile care constituie urma unor plane de șariaj este figurată pe schița tectonică numai în valea Telejenelului și în sectorul valea Paltinului-valea Sarului. Ea reprezintă contactul actual dintre seria de Bobu și cea de Teleajen. La nord de valea Telejenelului ea poate fi urmărită mereu la exteriorul Cretacicului superior ce reprezintă prelungirea septentrională a sinclinalului Măgura Nebunii-Boneața.

Toate accidentele tectonice descrise pînă aici sunt efectul unor forțe tectonice ce au produs o mișcare relativă de la interior către exterior a maselor încălecațoare.



În regiune au fost însă detectate și șariaje al căror sens de deplasare a fost contrar celui al șariajelor analizate mai sus. Ele vor face obiectul rîndurilor ce urmează.

Pe un picior din versantul drept al cursului superior al văii Bătriioarei, în plină zonă a pînzei de Bratocea aflorează depozite neocomiene și barremian-apțiene în faciesul digitației de Secăria. Poziția stratelor de Sinaia din digitația de Secăria peste gresiile apțiene (ce sunt suportate de strate de Virful Rădăcinii care repauzează peste strate de Comarnic) din pînza de Bratocea, demonstrează existența unor raporturi anormale între compartimentele amintite. Spre est de izvoarele văii Bătriioarei, stratele de Comarnic se afundă treptat lăsînd locul depozitelor din digitația de Secăria care ocupă formele morfologice pozitive, ceea ce dovedește că aceste depozite se găsesc într-o poziție geometrică superioară, și implicit tectonică de șariaj în raport cu partea frontală a pînzei de Bratocea.

În raporturi similare se găsește digitația de Secăria și față de digitația de Comarnic. Această situație este sugerată și de conturul în formă de semifereastră pe care îl descriu la est de satul Secăria depozitele digitației de Comarnic înainte de a dispărea sub cele ale digitației de Secăria.

Odată cu afundarea spre est, digitația de Secăria ocupă suprafete din ce în ce mai importante, atingînd maximul dezvoltării în valea Doftanei, în împrejurimile Teșilei, de unde și mai departe spre est ea este acoperită treptat de depozitele seriei de Bobu.

Ajunsî în acest punct al discuției se impune să facem un comentariu istoric privind seria de Bobu. Din punct de vedere structural depozitele ei fuseseră inițial atribuite de către I. P. Voitești (din Murgea n. 1934), pînzei gresiei de Siriu. Ulterior Murgea n. (1934) le consideră ca formînd împreună cu seria de Teleajen, o unitate independentă, decolată de pe „autohtonul” de strate de Sinaia, unitate pe care autorul citat o denumește „digitația de Teșila”. Filipescu (1955) și Băncilă (1958) o includ la aceeași unitate internă a fîșului, dar pe care o denumesc diferit : respectiv „pînza internă superioară” și „pînza vest internă”.

Separarea ca entitate lito-stratigrafică a seriei de Bobu este făcută pentru prima dată de către Popescu (1958), care o și cartografiază între văile Teleajenului și Doftanei. Cîțiva ani mai tîrziu, Ștefănescu et al. (1964) extind suprafața de aflorare a seriei de Bobu pînă în valea Prahovei. Abia după această ultimă dată se poate vorbi despre interpretațîi privind în mod special poziția structurală a seriei de Bobu.

În anul 1965 apare foaia Brașov a hărții zonelor de interes petrolier din România (sc. 1 : 200 000) editată de M.I.P.Ch. Pe această foaie, în zona care ne interesează se adoptă următoarea soluție : linia frontală a unității vest interne, care delimită totodată la exterior și seria de Bobu, este trasată ca și la Filipescu (1955) sau Băncilă (1958) pe flancul intern al sinclinalului Măgura Nebunii-Boncuya ; simultan, spre deosebire de toate hărțile anterioare, pe această hartă este figurat și conturul pînzei de Bratocea, cu un traseu asemănător celui de pe foaia Cheia a hărții geologice scara 1 : 100 000 editată de către Comitetul de Stat al Geologiei.



Imediat după această dată, Contescu (1966) consideră că flișul din munții Bodocului reprezintă un echivalent al seriei de Bobu și include ambele formațiuni la un singur compartiment tectonic pe care îl denumește unitatea de Bobu-Bodoc. În ceea ce privește „sectorul Bobu” al unității de mai sus este de remarcat faptul că linia ei frontală corespunde în general cu cea trasată de Filipescu (1955) și Bancilă (1958), iar că la interior ea este delimitată de un contact normal.

Puțin timp mai târziu, Ștefănescu (1969) sustine și el existența unei unități de Bobu, în cadrul căreia deosebește două compartimente tectonice: unul intern și altul extern. Dintre acestea numai compartimentul extern corespunde cu ceea ce înțelegem astăzi prin pînza⁴ de Bobu, în timp ce compartimentul intern corespunde exact digitației de Comarnic (Ștefănescu, 1971).

Mărinescu (1972) trasează linia frontală a pînzei vest interne la limita dintre seria de Bobu și seria de Dumbrăvioara din flancul intern al sinclinalului Măgura Nebunii-Boncuța. Între această linie și o alta, situată la vest de seria de Bobu, el separă digitația cu același nume.

În toate interpretările structurale menționate mai sus, se consideră că Seria de Bobu are în substratul ei normal strate de Comarnic și strate de Sinaia.

Cercetările noastre recente ne-au condus la concluzia că stratele amintite aparțin altor unități și anume pînzei de Bratocea și digitației de Secăria. Din această cauză în cadrul compartimentului tectonic descris sub numele de pinza de Bobu nu mai includem decât succesiunea de depozite în facies de fliș cu intercalații de gresii masive și conglomerate, ce începe din Aptian și urcă pînă în Vraconianul inferior. La această unitate se mai adaugă și depozitele cretacic-superioare din sinclinalul Măgura Nebunii-Boncuța. Linia frontală a pînzei de Bobu, o considerăm cel puțin din spre nord pînă în valea Teleajenului, ca și în anul 1969, tot la exteriorul sinclinalului (vezi valea Teleajenului planșa I), la limita acestuia cu seria de Teleajen.

Acum, avînd clar delimitate conținutul litostratigrafic și hotarul extern al pînzei de Bobu, putem reveni la discuția întreruptă anterior și anume la limita internă a acestei unități.

Între valea Prahovei și valea Neagră, pînza de Bobu stă geometric pe diferenți termeni din succesiunile unităților mai interne: peste digitația de Comarnic (strate de Podu Virtos în valea Prahovei și baza seriei de Dumbrăvioara în valea Neagră), peste digitația de Secăria (care are antrenate în cutare marne roșii de Gura Beliei – Senonian superior) și în sfîrșit chiar peste pînza de Bratocea (strate de vîrful Rădăcinii la nord de muntele Rusu cu Lacuri și strate de Comarnic de la valea Negrașului pînă în valea Neagră). Simplă enumerare a situațiilor de mai sus, dovedește că poziția geometrică superioară a depozitelor aparținind pînzei de Bobu în raport cu celelalte formațiuni este de natură tectonică, ea datorindu-se unui important fenomen de şariaj către interiorul regiunii orogene.

⁴ Prima dată termenul de pînza pentru unitatea tectonică a seriei de Bobu a fost utilizat de I. Dumitrescu și M. Sandulescu (1970).

Şariajul acesta a avut loc pe două plane distințe : pe un prim plan (intern) a fost forfecată partea internă a pînzei de Bobu și a digitației de Secăria. Cel de-al doilea plan de ruptură (extern) s-a format chiar în măsa pînzei de Bobu, pe suprafața lui producindu-se deplasarea către interior a părților mai externe ale unității. Conturul cartografic al celui de-al doilea plan de şariaj a putut fi urmărită din versantul stîng al văii Comarnicului pînă în valea Neagră. Pe o bună parte a traseului, el corespunde cu limita internă a ceea ce M u r g e a n u (1934) a separat ca „digitație de Teșila”.

Din punctul de vedere al efectelor de suprafață, se poate afirma că planul exterior de forfecare este mai important decît cel intern, întrucît, începînd din valea Secăriei către est, pînza de Bobu acoperă treptat digitația de Secăria, ajungînd să o depășească complet și să repauzeze direct peste pînza de Bratocea. Valoarea același plan de retroşariaj este evidentiată și de către aspectele cartografice pe care le prezintă — semifereste (Poienele Crăiței), ferestre (versantul drept al văii Ermeneasa), petece de acoperire (interfluviul valea Floreilului-valea Secăriei) — aspecte ce sunt caracteristice şariajelor importante.

Dacă din punctul de vedere al efectelor de suprafață planul retroşariajului intern se dovedește a fi cel mai important, din punctul de vedere al valorii deplasării și planul situat mai la interior trebuie considerat ca fiind cel puțin egal cu primul, întrucît acesta din urmă este cel pe care de fapt se produce mișcarea întregii stive retroșariate.

Între valea Neagră și valea Urlățelului, pe o porțiune relativ scurtă, mișcarea înapoia nu a reușit să mai spargă depozitele acoperitoare, astfel încît urma planului de retroşariaj trece chiar prin masa pînzei de Bratocea, iar identificarea sa este extrem de dificilă. La nord de valea Urlățelului contactul în discuție este din nou destul de evident întrucît el separă mai întîi flișul de Teliu de pînza de Bratocea și apoi digitația de Bodoc de cea de Ciuc.

Între izvoarele văilor Doftana Ardeleană și Limbășel, pe zona de aflorare a digitației de Ciuc, este figurată linia frontală a unei încălecări care, ca și cele discutate anterior, a avut o mișcare relativă de la exterior către interior. Această linie corespunde parțial cu ceea ce S t e f ă n e s c u et al. (1963) au descris drept „pînza de Paltinul-Unghia”. În afara perimetrului reprezentat pe schița tectonică, linia se continuă spre NW și se leagă prin pasul Predeal cu solzii cu vergențe vestice (S ă n d u l e s c u, 1964 a) din zona anticlinoriumului solzat Postăvaru-Brașov (S ă n d u l e s c u, 1964 a) formînd o structură comună de retroşariaj pe care o vom denumi Paltinu-Runcu.

Mecanismul de formare al şariajelor din regiune

Existența unei structuri particulare pentru zona flișului, caracterizată de prezența retroşariajelor impune o explicație a modului ei de formare.

Înainte de a trece la tentativa propriu-zisă de explicare a mecanismului şariajelor, pentru cazul regiunii de care ne ocupăm, vom face cîteva observații de ordin general.



Mai întii se poate constata aproape întotdeauna (cu excepția digitației Secăria) că în acoperișul planelor de retroîncălecare se găsesc formațiuni mult mai puțin competente în raport cu cele din culcușul acelorași plane. Această situație ne conduce la ideea că cel puțin în apropierea suprafetei traseul planului de ruptură a fost condiționat de prezența sau absența unor stive de depozite incompetente.

În majoritatea cazurilor planele de încălecare separă volume de roci care într-un același compartiment tectonic au o succesiune lito-stratigrafică bine determinată.

De la regula de mai sus fac excepție planele pe care s-au produs retroșariajele. Dintre acestea, planul extern de retroșariaj este acela care ne oferă exemplul cel mai elocvent, întrucât el a afectat aproape toate unitățile din regiune, pe care, în același timp le taie oblic. Această situație pledează pentru o cauză profundă a formării sale și implicit a celorlalte șariaje cu caracter asemănătoare.

Faptul că suprafetele listrice ale retroșariajelor au de obicei în acoperiș pachetele mai puțin competente la eforturi, pare deci să reprezinte doar un efect secundar, superficial al cauzei principale, profunde.

Tinând seama atât de aceste observații, cît bineînțeles și de datele de detaliu oferite de teren, vom încerca să schităm istoria și mecanismul formării șariajelor din regiunea care ne-a preocupat.

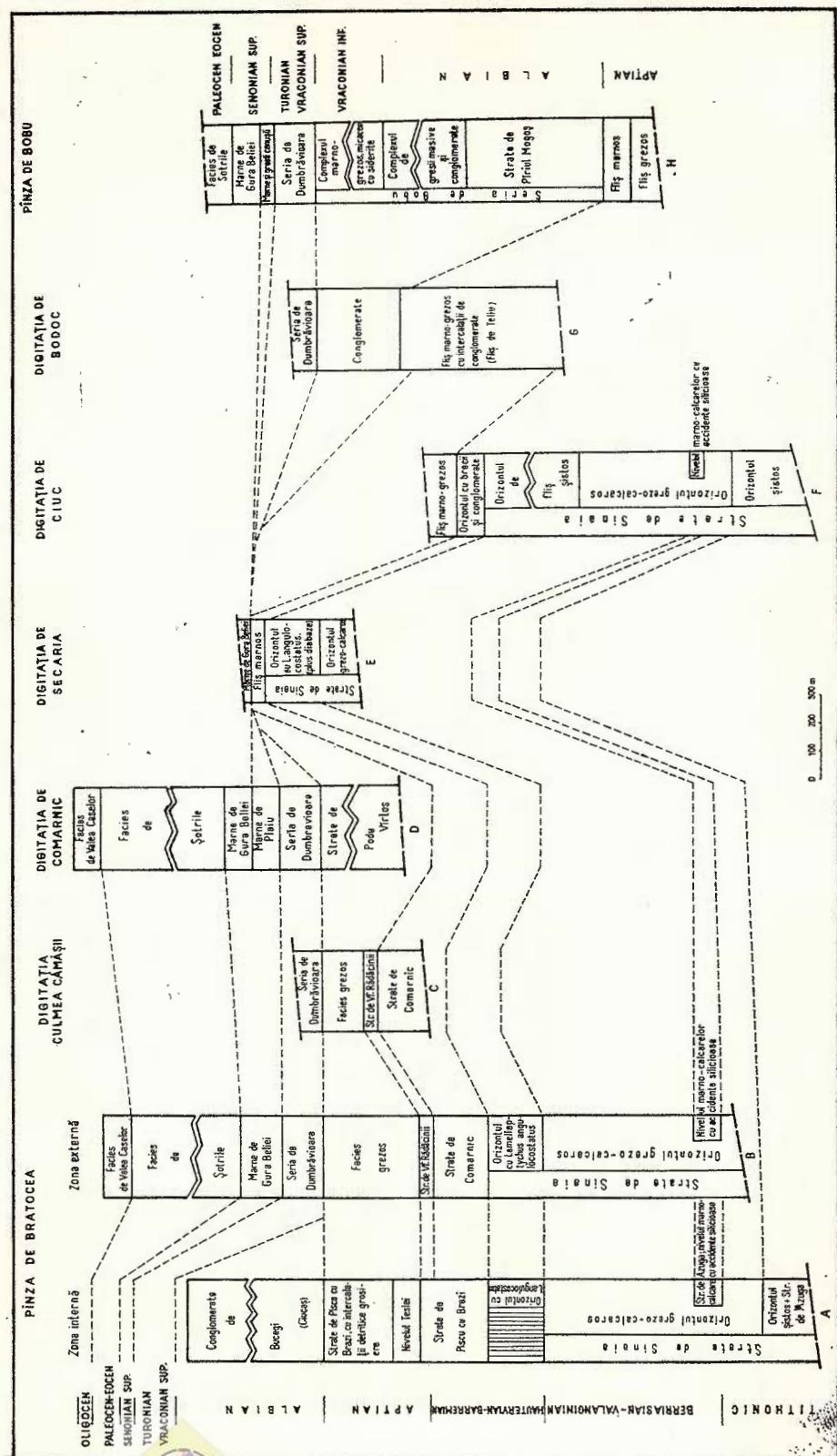
Prima mișcare de translație a maselor ce intră în compoziția regiunii s-a produs la limita de timp dintre orizontul superior al stratelor de Sinaia și depozitele care le succed. Ea s-a manifestat printr-o apropiere a cristalinului din Leaota de zona flișului, fapt ce este marcat în partea internă a pînzei de Bratocea prin prezența olistolitelor provenite din acest masiv cristalin.

Următoarea fază de mișcări (β , pl. II), corespunzătoare primului paroxism getic, a avut loc în timpul Apțianului, probabil înaintea depunerii orizontului Teslei și a avut două efecte principale : șariajul cristalinului de Leaota (pînza Getică) peste pînza de Bratocea și producerea unei complicații — unitatea de Prislop în partea internă a acesteia din urmă. De asemenea se poate presupune că odată cu punerea în loc a pînzei getice și a unității de Prislop a început și decolarea flișului de pe substratul său de natură oceanică (Rădulescu, Sănduleșcu, 1973), decolare ce se va desăvîrși în fazele din timpul Cretacicului superior.

Fazele ulterioare de mișcări se produc înaintea Albianului și înaintea Vraconianului superior. Deși modificările cauzate de aceste mișcări sunt deosebit de importante în ceea ce privește sedimentarea (în special în zonele interne) posibilele lor efecte din punctul de vedere al deplasării pînzelor sunt practic imposibil de probat prin raporturile observabile astăzi la suprafață.

Primele mișcări, ale căror efecte cu caracter de șariaj au putut fi constatate în părțile externe ale pînzei de Bratocea, sunt cele care s-au produs înaintea Senonianului superior (ϵ , pl. II). În timpul acestei faze s-au stabilit raporturi de șariaj între următoarele unități : pînza de Bratocea peste digităția de Culmea Cămășii, ansamblul format din partea





externă a pînzei de Bratocea, digitația de Comarnic și cea de Secăria peste pinza de Bobu, digitația de Ciuc peste cea de Bodoc, digitația de Bodoc peste pînza de Bobu și în sfîrșit, în afara regiunii noastre a pînzei de Teleajen peste cea de Macla.

După o perioadă subsidentă destul de îndelungată (Senonian superior-Oligocen), la limita de timp dintre Oligocen și Miocen (limita strate de Pucioasa cu gresii de Fusaru-strate de Vinețișu), regiunea este supusă la eforturi tectonice (ζ, pl. II) ce vor avea drept principal efect producerea unor noi șarijaje.

Astfel, în timpul acestor mișcări pînza de Bratocea suferă o deplasare relativă către exterior deosebit de importantă. În părțile frontale deplasarea nu se mai produce însă pe vechea suprafață listrică ce rămîne blocată, ci pe una nouă formată mai spre interior, la limita dintre digitația de Culmea Cămășii și cea de Comarnic. Ca urmare a acestei deplasări digitațiile de Comarnic și de Secăria rămîn în urma frunții pînzei de Bratocea căpătind astfel caracterul unui mare petec de rabotaj.

Forțele tectonice din timpul aceleiași faze de mișcări mai produc: șarierea pînzei de Bobu peste cea de Teleajen, a pînzei de Macla peste cea de Audia și în sfîrșit a acesteia din urmă, într-o primă etapă, peste pinza de Tarcău.

Următoarea fază de mișcări ce a afectat regiunea cercetată (η, pl. II) și-a lăsat o puternică amprentă în arhitectura acesteia prin producerea unor șarijaje cu sens contrar (de la exterior spre interior) celui obșnuit în Carpații Orientali. Despre momentul de manifestare al fazei susamintite nu se poate spune deocamdată decit că acesta se plasează în timpul Miocenului inferior. Stabilirea exactă a momentului este practic imposibilă din cauza dificultăților de ordin bio-stratigrafic ce privesc atât formațiunea care a precedat (stratele de Cornu) cît și pe cea care a succedat (molasa miocenă ce debutează cu conglomeratele de Brebu) mișcările în discuție.

În timpul fazei miocen-inferioare a avut loc : retroșarierea digitației de Secăria peste cea de Comarnic și pînza de Bratocea ; retroșarierea pînzei de Bobu peste digitațiile de Secăria și de Comarnic, pînă peste partea frontală a pînzei de Bratocea. Simultan ia naștere și planul de ruptură ce delimitizează la exterior pînza de Bobu între valea Prahovei și valea Doftanei, precum și din valea Teleajenului spre nord.

Dacă ne referim strict numai la regiunea de care ne-am ocupat se poate afirma că mișcările ce vor mai interveni în evoluția ei nu vor mai fi de intensitatea celor anterioare. Totuși se poate constata că ea a mai fost supusă și altor eforturi dar care s-au materializat numai în solzi cu vergențe inverse și în falii verticale.

Solzii cu vergențe interne din zona pînzei de Teleajen s-au format într-o etapă de mișcări (θ, pl. II) sincronă cu punerea în loc, într-o primă etapă, a pînzei de Tarcău, la limita de timp dintre Miocenul mediu și cel superior (ante-Sarmatian). Planele solzilor au o orientare față de cea a pînzei de Teleajen, ele ajungind să afecteze la vest de valea Sarului și suprafața retroșariajului, a cărei urmă nu mai poate fi astfel recunoscută la suprafață.



Despre fracturile verticale se poate afirma doar că ele sunt ulterioare tuturor accidentelor produse în fazele tectonice analizate mai sus, fără a putea fi fixa precis în scara cronostratigrafică momentul formării lor.

Formarea complicațiilor structurale de amploarea pînzelor a fost explicată pentru Carpații românești și prin subîmpingerea (Murgoci, 1905; Mrazec, Voitești, 1914; Stille, 1953; Dumitrescu et al., 1962; Ștefănescu, 1969) Vorlandului (elementul activ) către vest, sub zona flișului (subducție — Rădulescu, Sandulescu, 1973; Bleahu, 1974).

Utilizarea unui mecanism, în care elementul activ se deplasează constant într-un același sens, prin subducere către interiorul zonei cutate nu este satisfăcător pentru a justifica formarea unui tip de structură cum este cea din regiunea de curbură a Carpaților.

Pentru a explica acest tip de structură particulară ce prezintă atât șariaje cât și retroșariaje, am reconstituit un mecanism ceva mai complex, a cărui activitate poate fi rezumată astfel :

- în primele două etape (β , ϵ) prin subîmpingere s-a produs deslipirea unităților șariate de pe substratul lor normal, respectiv a celor cu strate de Sinaia de pe rocile de natură oceanică și a pînzelor de Bobu și Teleajen de pe compartimentul I ;

- în etapa de mișcări (ζ) situată la limita de timp dintre Oligocen și Miocen, tot datorită unui fenomen de subîmpingere, dar pe un alt plan de fractură, probabil preexistent și situat la contactul dintre autohtonul Danubian și compartimentul I, se produce consumarea acestuia din urmă odată cu deslipirea pînzei de Macla de pe compartimentul II și a celei de Audia de pe compartimentul III ;

- în timpul Miocenului inferior se manifestă mișcările (η) ce au condiționat aspectul structural caracteristic acestei regiuni. Acum se produce o pendulară a sensului de șariaj, care de data aceasta are o mișcare relativă de la exterior către interior. Schimbarea sensului de șariaj ar putea fi rezultatul direct al unei inversiuni a sensului de afundare (pasivă) suferite de unitățile autohtone III și II, fenomen în timpul căruia compartimentul IV împreună cu pînzele pe care le suportă solidar a constituit elementul activ ;

- ultima etapă de mișcări (θ) reprezentată grafic produce decolare depozitelor din domeniul pînzei de Tarcău de pe substratul lor normal (compartimentul IV) și formarea acestei pînze a cărei deplasare relativă este din nou de la interior către exterior datorită subîmpingerii compartimentului IV. De menționat că de data aceasta subîmpingerea se amortizează pe un alt plan de fracturare, mai extern decit cel din etapa a treia de mișcări (ζ) și anume pe cel dintre compartimentele II și III producind disparația completă a acestuia din urmă.

În afara soluției imediate a formării șariajelor și retroșariajelor din regiune, prin ipoteza enunțată s-ar putea explica și alte două situații geologice mai îndepărtate.



Prima dintre acestea este afundarea edificiului format din autohtonul Danubian, pînza de Severin⁵, și pînza getică (Codarcă et al., 1961; Năstaseanu, 1967; Pop, 1973; Stănoiu, 1973), către marginea internă a depresiunii getice situată la nord de prelungirea vestică a liniei Lutu Roșu (Bâncilă, 1967). Presupunem că afundarea amintită se datorează unui fenomen similar cu cel în timpul căruia (γ) parte frontală a pînzei de Bratocea a coborât sub retroșariaje, fenomen la care trebuie adăugate și efectele mișcărilor ulterioare.

Cea de a doua situație la care ne vom referi este lipsa manifestărilor vulcanice neogene în Carpații Meridionali și care ar putea fi justificată prin apariția planelor de fractură imbricate pe care s-au consumat părți din compartimentele autohtone. Intervenția acestor plane a întrerupt deplasarea unitară către o singură zonă de afundare a soclului, împiedicîndu-l astfel să atingă parametrii de adîncime și temperatură necesari producerii unui vulcanism ca în cazul sectorului oriental al Carpaților (Rădulescu, Sandulescu, 1973; Bocaletti et al., 1973). În sprijinul unei astfel de ipoteze pare să vină și repartiția spațială a lanțului eruptiv neogen, a cărui terminație sudică corespunde în linii generale cu apariția retroșariajelor.

Un calcul sumar, în care se ține seama numai de deplasările pe planele de șariaj, arată că regiunea, cu o lățime de aproximativ 30 km, provine prin îngustarea treptată a unei zone a cărei lățime inițială era de șapte ori mai mare decît cea actuală. Dacă la această cifră se mai adaugă două unități corespunzătoare reducerii prin cutare și solzare, se ajunge la o valoare de minimum 270 km pentru lățimea bazinului sau a bazinelor depozitionale din care s-au născut unitățile tectonice de astăzi.

Simpla enumerare a acestor cifre sugerează intensitatea și implicit complexitatea fenomenelor ce s-au succedat pînă la realizarea edificiului structural actual. Reconstituirea succesiunii evenimentelor și a mecanismului ce a funcționat în timpul evoluției regiunii este o sarcină deosebit de dificilă, a cărei exactitate este în funcție de corectitudinea datelor de suprafață. De aceea, dintre diferitele ipoteze ce puteau fi luate în considerare, ne-am oprit la cea a cărei evoluție ne-a permis să ajungem în final la interpretarea pe care am expus-o și care corespunde în cea mai mare măsură stadiului actual de cunoaștere geologică a regiunii.

⁵ Pînza de Severin (Codarcă, 1940) pare să se coreleză ca faciesuri și etape de evoluție numai cu pînza de Bratocea și nu cu întreaga zonă corespunzătoare pînzei de Ceahlău așa cum a fost ea definită de Dumitrescu et al. (1962) și care prin prisma datelor recente trebuie privită ca o unitate tectonică de ordin superior.

BIBLIOGRAFIE

- A v r a m E. (1970) Precizări asupra vîrstei depozitelor eocretacice din bazinul superior al văii Tîrlungului. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie* t. 15, nr. 1, București.
- B âncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București.
- (1967) Raionarea tectonică a teritoriului Republicii Socialiste România. *Comunicări de Geologie. Soc. Șt. Nat și Geogr. din Republica Socialistă România*. București.
 - , M a r i n e s c u I. (1971) Remarks on the structural correspondence between the Eastern Carpathians and the Northern Carpathians (Beskids). *Geol. Rund.*, 60/2, Stuttgart.
- B l e a h u M. (1974) Zone de subducție în Carpații românești. *D. S. Inst. Geol.*, LX/5 (1972–1973), București.
- C o d a r c e a A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București.
- , R ăileanu Gr., P a v e l e s c u L., G h e r a s i N., N ă s t ă s e a n u S., B e r c i a I., M e r c u s D. (1961) Ghidul excursiilor. Carpații Meridionali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V.*, București.
- C o n t e s c u L. (1966) Flișul cretacic din partea de nord a Munților Baraoltului. *Stud. cerc. geol., geogr., seria Geologie*, 11/1, București.
- (1967) Formation et faciès dans la zone du Flysch des Carpates Orientales Roumaines. *Sond. ans. der Geol. Rund.* 56, Stuttgart.
 - (1969) Considerații asupra corelării unităților structurale-faciale ale flișului cretacic intern din regiunea de curbură cu unitățile din sectorul central al Carpaților Orientali. *Bul. Soc. Șt. Geol. din R. S. România*, XI, București.
- D u m i t r e s c u I., S ăndulescu M., L ăzărescu V., Mîrăuță O., Pauliu S., G e o r g e s c u C. (1962) Memoriu la harta tectonică a României. *An. Com. Geol.* XXXII, București.
- , S ăndulescu M. (1970) Harta tectonică a R. S. România, scara 1 : 1.000.000. Atlasul Geologic. Foaia nr. 6. *Inst. Geol.* București.
- F i l i p e s c u M. G. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Parhon și Politehn.*, 6–7, București.
- , Bratu E., Iliescu Gh., Iliescu M., Neagu T., S ăndulescu Jana, Vino gradov C. (1963) Sur le Crétacé de la zone du Flysch interne entre les rivières Teleajen et Trotuș et implications sur la structure des Carpates Orientales. *Asoc. Geol. Carp.-Balk. Congr. V*, 1961. *Comunicări Științifice III/1*, București.
- M a r i n e s c u I. (1972) Structural correlation between Moldavian and Wallachian Eastern Carpathians. *Geol. Rund.*, 61/2, Stuttgart.
- M r a z e c L., P o p e s c u - V o i t e s t i I. (1914) Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. *An. Inst. Géol. Roum.* V (1911), București.
- M u r g e a n u G. (1934) La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova). *An. Inst. geol. Rom.*, vol. XVI (1931), București.
- , P a t r u l i u s D., C o n t e s c u L. (1959) Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului. *Stud. cerc. Geol.* IV/1, București.
 - , P a t r u l i u s D. (1959) Flișul cretacic din regiunea pasului Predeluș. *Stud. Cerc. Geol.* IV/1, București.
 - , P a t r u l i u s D., C o n t e s c u L., J i p a D., M i h ăilescu N., P a n i n N. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, București-1961, III/2, București.



- , Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților. *Asoc. Geol. Carp.-Balk. Cong.*, V, 1961. *Comunicări Științifice III/2*, București.
- Ștefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu Marina, Butnăreanu Cecilia (1964) Natura ivirilor de sisturi cristaline din regiunea Zamurari-Prislop. *Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria geologie*, vol. 9, nr. 2, București.

Murgoci G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales. *C. R. Acad. Sciences*, VII/31, Paris.

Năstaseanu S. (1967) Cretacicul superior din valea Cernei și date noi privind tectonica munților Cernei. *D. S. Com. Geol.* LIII/1, București.

Patrulius D. (1952) Notă asupra stratigrafei masivului Bucegi. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948–1949), București.

- (1969) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dimbovicioara. *Acad. R.S.R.*, București.

Pop Gr. (1973) Depozitele mezozoice din munții Vîlcan. Ed. Acad. R.S.R., București.

Popescu Gr. (1954) Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova. *Bul. Șt. Acad. R.P.R. Secția de științe Biol., Agron., Geol., Geogr.*, VI, 2, București.

- (1958) Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Stud. Cerc. Geol.*, 3/3–4, București.

Rădulescu D. P., Sandulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, Amsterdam.

Sandulescu M. (1964 a) Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și Izvorul Ciobănașului (Munții Ciucului). *D. S. Inst. Geol.* L/2 (1962–1963), București.

- (1964 b) Structura geologică a masivului Postăvaru-Runcu (Munții Brașovului). *An. Com. Geol.*, XXXIV/II, București.

- , Sandulescu Janá (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., VII. Congr.*, Reports I, Sofia.

- (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților orientali și occidentali. *D. S. Inst. Geol.* LVIII, București.

Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat: o unitate paleogeografică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LIX (1972), București.

Ștefănescu M., Zamfirescu Marina (1964 a) Iviri noi de Vraconian-Cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucăș-Zăganu. *Stud. Cerc. Geol., Geogr., Geof., Seria Geol.*, 9, 1, București.

- , Avram E., Ștefănescu Marina (1965) Contribuții la cunoașterea faunelor fosile din flișul cretacic dintre valea Teleajenului și valea Ialomiței. *St. Cerc. Geol., Geof., Geogr. Seria Geologie*, 10, 2, București.

- (1969) Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței. *D. S. Inst. Geol.* LIV (1966–1967), București.

- , Ștefănescu Marina (1970) Calpionelele din stratele de Sinaia de pe valea Izvorului (S de orașul Sinaia). *D. S. Inst. Geol.* LV (1967–1968), București.



- (1971) Structura geologică a regiunii dintre valea Talea și valea Ialomița. *D. S. Inst. Geol.*, LVII, 5, (1969–1970), București.
 Stille H. (1953) Der Geotektonische Werdegang der Karpathen. Beiheft Geol. H. S. Hanover.

UNE NOUVELLE IMAGE SUR LA STRUCTURE DU FLYSCH INTERNE DE LA RÉGION DE COURBURE DES CARPATES

(Résumé)

Cet ouvrage a pour but de présenter la structure d'un secteur de la courbure des Carpates, qui est délimité d'une manière approximative par les sources des vallées du Buzău et de la Prahova.

Les dépôts — pour la plupart ayant un faciès de flysch — qui affleurent dans le secteur ainsi délimité, ont été groupés par l'auteur en plusieurs unités tectoniques, qui, de l'intérieur vers l'extérieur, sont les suivantes : l'unité de Prislop, la nappe de Bratocea, la digitation de Culmea Cămășii, la digitation de Comarnic, la digitation de Secăria, la digitation de Ciuc, la digitation de Bodoc et la nappe de Bobu.

La constitution de chaque unité à part a été présentée d'une façon simplifiée dans les coupes lithostratigraphiques de la figure ; les rapports observés en terrain entre les différentes unités ont été schématisés dans le tableau.

L'évolution de la région, qui porte l'empreinte de l'activité des nombreuses phases de plissement, a mené finalement à la formation d'une structure bien compliquée, dont l'aspect particulier est donné par la présence des rétrocharriages.

Avant de passer aux possibilités proprement dites d'expliquer le mécanisme des charriages dans le cas de la région étudiée, nous allons faire quelques remarques générales.

On peut constater tout d'abord que, presque toujours (excepté la digitation de Secăria), dans le toit des plans de rétrochevauchement il y a des formations bien moins compétentes par rapport à celles du lit des mêmes plans. Cette situation nous suggère que, au moins près de la surface, les tracés des plans de rupture ont été conditionnés par la présence ou par l'absence des piles de dépôts incomptents.

Dans la plupart des cas, les plans de chevauchement séparent des volumes de roches qui, dans un même compartiment tectonique, ont une succession lithostratigraphique bien déterminée.

A la règle ci-dessus énoncée font exception les plans sur lesquels se sont produits les rétrocharriages. C'est le plan externe de rétrocharriage qui nous offre l'exemple le plus éloquent, vu qu'il a affecté presque toutes les unités de la région, qu'il coupe, en même temps, obliquement. Cette situation plaide pour l'hypothèse d'une cause profonde, qui aurait provoqué sa naissance et implicitement celle des autres charriages à caractères similaires.

Le fait que les surfaces des rétrocharriages ont d'habitude, dans leur toit, des paquets moins compétents aux efforts, semble donc représenter seulement un effet secondaire, superficiel, de la cause principale, profonde.

Compte tenu de ces observations, qu'aussi bien des données de détail offertes par le terrain, on va essayer une reconstitution de l'histoire et du mécanisme de mise en place des nappes de la région qui nous a préoccupé.



Pour expliquer ce type de structure, qui présente autant des charriages que des rétrocharriages aussi, nous avons reconstitué un mécanisme assez compliqué (pl. II), dont l'activité peut être résumée ainsi :

dans les premières deux étapes (β, ε), la subduction a eu comme suite le décollement des unités charriées de leur substratum normal, à savoir de celles à couches de Sinaia de leur soubasement de nature océanique et des nappes de Bobu et de Teleajen du compartiment I ;

pendant l'étape des mouvements (ζ) déroulée à la limite de temps entre l'Oligocène et le Miocène, également à cause d'un phénomène de sous-poussée, mais sur un autre plan de fracture, probablement préexistant et correspondant au contact entre l'autochtone danubien et le compartiment I, se passait le déroulement de ce dernier en même temps que le décollement de la nappe de Maela du compartiment II et de celle d'Audia du compartiment III ;

au cours du Miocène inférieur se sont manifestés les mouvements (η) ayant conditionné l'aspect structural caractéristique de cette région. A ce moment a eu lieu un changement du sens du charriage, qui cette fois a un mouvement relatif de l'extérieur vers l'intérieur. Le changement du sens de charriage pourrait être le résultat direct d'une inversion du sens d'affaissement (passif) subie par les unités autochtones III et II, phénomène durant lequel le compartiment IV, ensemble avec les nappes qu'il supporte solidairement, a constitué l'élément actif ;

c'est la dernière étape des mouvements (θ), représentée graphiquement, qui provoque le décollement des dépôts du domaine de Tarcău de leur substratum normal (le compartiment IV) et la formation de la nappe du même nom. Le déplacement relatif de la nappe de Tarcău va de nouveau de l'intérieur vers l'extérieur, à cause de la sous-poussée du compartiment IV. Il est à mentionner que cette fois la sous-poussée est amorcée sur un autre plan de fracture, plus externe que celui de la troisième étape de mouvements (ζ), à savoir sur celui correspondant à la limite des compartiments II et III. Le déplacement en profondeur de l'élément actif a eu comme suite la disparition complète du compartiment III.

Outre la solution immédiate de la formation des charriages et des rétrocharriages de la région, par l'hypothèse énoncée, on pourrait expliquer aussi deux autres situations géologiques plus éloignées.

La première c'est l'affaissement de l'édifice formé de : l'autochtone danubien, la nappe de Severin et la nappe gétique (Codarcea et al., 1961; Năstaseanu, 1967; Pop, 1973; Stănoiu, 1973) vers le bord interne de la dépression gétique située plus au nord du prolongement occidental de la ligne Lutu Roșu (Băncilă, 1967). Il est à supposer que l'affaissement mentionné est dû à un phénomène similaire à celui pendant lequel (η) la partie frontale de la nappe de Bratocea est descendue au-dessous des rétrocharriages.

La deuxième situation auquelle on va faire référence concerne l'absence des manifestations volcaniques néogènes dans les Carpates méridionales. Cette absence pourrait être justifiée par l'apparition des plans de fracture imbriqués sous lesquels se sont affaissés séparément quelques-uns des compartiments autochtones et qui, par conséquent, ont interrompu le déplacement unitaire vers une seule zone d'affaissement du socle, l'empêchant ainsi d'atteindre les paramètres de profondeur et de température nécessaires pour produire un volcanisme, tel le cas du secteur oriental des Carpates (Rădulescu, Șandulescu, 1973; Bocaletti et al., 1973). À l'aide d'une telle hypothèse semble venir également la répartition spatiale de la chaîne éruptive néogène, dont la terminaison méridionale correspond, généralement, à l'apparition des rétrocharriages.



Un calcul sommaire, comptant seulement les déplacements sur les plans de charriage, montre que la région étudiée d'une largeur d'environ 30 km — s'est formée par le rétrécissement progressif d'une zone qui était 7 fois plus grande que celle actuelle. Si à cette chiffre on ajoute encore deux unités correspondant à la réduction par plissement et écaillage, on arrive à une valeur de minimum 270 km pour la largeur du bassin ou des bassins desquels sont issues les unités tectonique actuelles.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Schéma tectonique de la région comprise entre la vallée du Buzău et la vallée de Bîzdi-del.

1, digitation de Prislop ; 2, nappe de Bratocea : a, écaille de Zamura ; b, zone d'extension de la succession avec des couches de Comarnic ; 3, fenêtre tectonique dans la vallée de la Prahova ; 4, digitation de Culmea Cămășii ; 5, digitation de Comarnic ; 6, digitation de Secăria ; 7, digitation de Ciuc ; 8, digitation de Bodoc ; 9, nappe de Bobu ; 10, nappe de Teleajen ; 11, synclinal de Buciumeni ; 12, limite normale ; 13, faille transversale ; 14, faille longitudinale ; 15, écaille ; 16, charriage ; 17, rétrocharriage.

Planche II

Évolution tectonique de la région de courbure des Carpates.

1, nappe gétique (cristallin de Leaota) ; 2, digitation de Prislop ; 3, nappe de Bratocea ; 4, digitation de Culmea Cămășii ; 5, digitation de Comarnic ; 6, digitation de Secăria ; 7, digitation de Ciuc ; 8, digitation de Bodoc ; 9, nappe de Bobu ; 10, nappe de Teleajen ; 11, nappe de Macla ; 12, nappe d'Audia ; 13, nappe de Tarcău ; 14, substratum normal, de nature océanique de la zone des couches de Sinaia ; 15, autochtone danubien ; 16, compartiments autochtones (I, II, III, IV) ; 17, limite normale ; 18, fractures ; 19, charriages ; 20, sens de déplacement des unités charriées ; 21, sens de déplacement des compartiments de l'autochtone (a-actifs).

ÎNTREBĂRI

E. A v r a m : Care sunt deosebirile în succesiunea depozitelor din unitatea de Prislop și cea de Bratocea la nivelul stratelor de Sinaia ?

Răspuns : Unitatea de Prislop este constituită preponderent din depozitele orizontului grezo-calcaros al stratelor de Sinaia, cărora li se adaugă și „strate de Azuga”. Nu se poate face deocamdată nici o diferențiere între aceste depozite și cele echivalente din pinza de Bratocea. Unitatea de Prislop a fost separată ținând seama de poziția tectonică superioară a depozitelor neocomiene ce o alcătuiesc peste depozitele barremiene cu brecii constituite din elementele de sisturi cristaline de tip Leaota și care aparțin de pinza de Bratocea.



G r . A l e x a n d r e s c u : Ce se întimplă cu cele două unități (pinza de Bobu și pinza de Teleajen) din fața pinzei de Bratocea, la nord de valea Buzăului, valea Trotușului etc., deoarece în partea centrală și nordică a Carpaților Orientali nu mai poate fi recunoscută decit pinza flișului curbicortical?

Răspuns : Pinza de Bobu, cu succesiunea sa completă, a fost urmărită din valea Prahovei pînă în cea a Teleajenului, de unde mai departe pînă la Teliu este reprezentată doar prin termenii săi cei mai noi de vîrstă neocretacică. Pe totă această distanță ea încalcă spre exterior peste pinza de Teleajen. La nord de Teliu, digitația de Bodoc a pinzei de Ceahlău depășește pinza de Bobu, ajungind în contact direct cu cea de Teleajen. În această situație se poate presupune că pinza de Bobu se mai prelungescă încă spre nord pe sub digitația de Bodoc.

DISCUTII

E. A v r a m : Lucrarea prezentată este deosebit de interesantă pentru că încearcă să realizeze o imagine tectonică unitară în zona de la curbura Carpaților Orientali, aportul cel mai important al lucrării fiind, după părerea noastră, modul de rezolvare a continuității spre sud-vest a unității de Bobu. În conformitate cu datele pe care le deținem din bazinul văii Tîrlungului, ne exprimăm însă unele rețineri asupra posibilităților de a separa două unități tectonice diferite, întrucât, în dreapta acestei văi, la sud de valea Zizinului, este evidentă continuitatea de sedimentare într-un interval cuprins între două repere litostratigrafice bine precizate și ușor de urmărit pe teren: „orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*” (de fapt entitatea litostratigrafică de la partea superioară a stratelor de Sinaia) (Barremian) și orizontul Tesle (Apțian superior). Aici, numeroasele fosile pe care le-am recoltat permit stabilirea unei succesiuni continue de la Barremian la Clansayesian, ceea ce ne îndreptățește să considerăm că separarea a mai multor unități tectonice în sectorul menționat nu poate fi justificată.



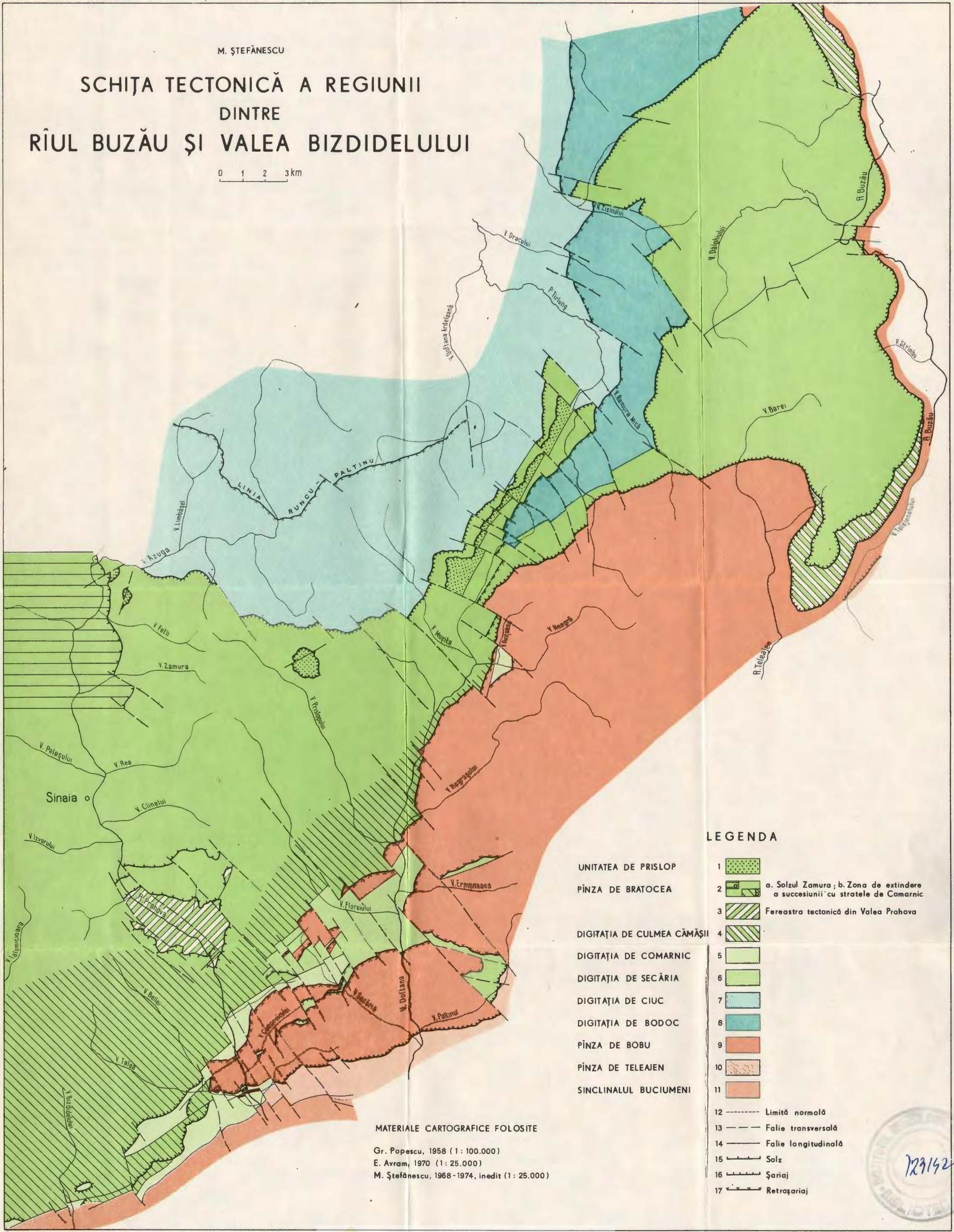


Institutul Geologic al României

M. ȘTEFĂNESCU

SCHIȚA TECTONICĂ A REGIUNII DINTRE RÂUL BUZĂU ȘI VALEA BIZDIDELULUI

0 1 2 3 km



MATERIALE CARTOGRAFICĂ FOLOSITĂ

Gr. Popescu, 1958 (1 : 100.000)
E. Avram, 1970 (1 : 25.000)
M. Ștefănescu, 1968-1974, inedit (1 : 25.000)

- | LEGENDA | |
|-----------------------------|-----------------------------|
| UNITATEA DE PRISLOP | 1 |
| PÎNZA DE BRATOCEA | 2 |
| DIGITATIA DE CULMEA CĂMĂŞII | 3 |
| DIGITATIA DE COMARNIC | 4 |
| DIGITATIA DE SECĂRIA | 5 |
| DIGITATIA DE CIUC | 6 |
| DIGITATIA DE BODOC | 7 |
| PÎNZA DE BOBU | 8 |
| PÎNZA DE TELEAJEN | 9 |
| SINCLINALUL BUCIUMENI | 10 |
| | 11 |
| | 12 ----- Limită normală |
| | 13 - - - Falie transversală |
| | 14 ——— Falie longitudinală |
| | 15 — Solz |
| | 16 ——— Şariaj |
| | 17 ↘ Retraşarij |

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ Dări de seomă vol. LXII / 5

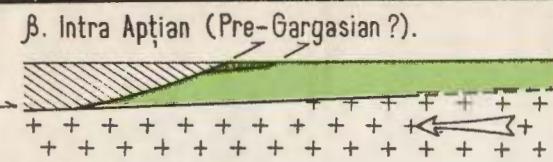


Institutul Geologic al României

Imp. Atel. Inst. Geol. Geof.

M. ȘTEFĂNESCU
EVOLUȚIA TECTONICĂ A REGIUNII DE CURBURĂ A CARPAȚILOR

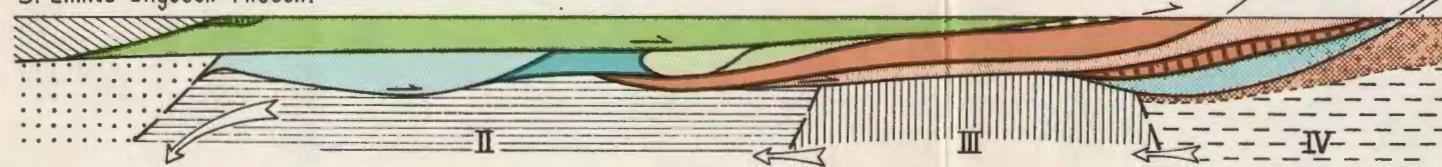
0 2 4 6 8 10 Km



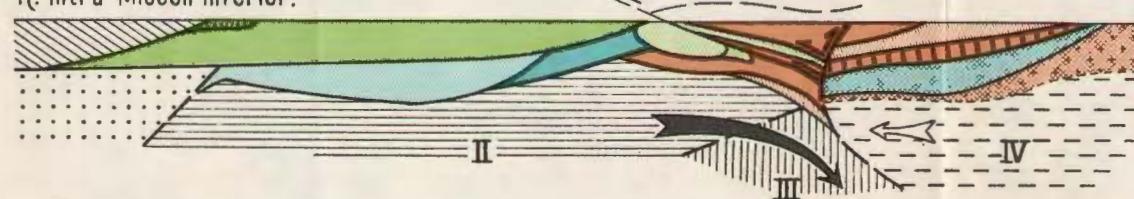
E. Pre-Senonian superior.



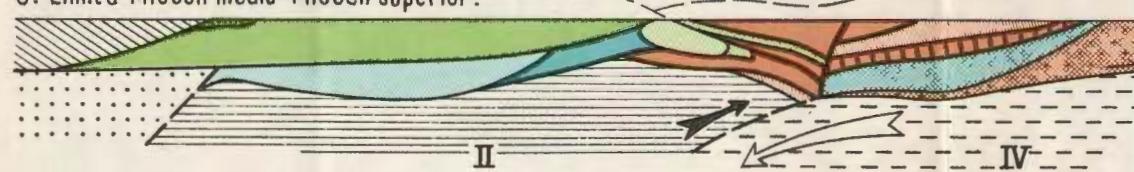
G. Limita Oligocen-Miocen.



H. Intra Miocen inferior.



I. Limita Miocen mediu-Miocen superior.



L E G E N D Ā

1	Pinza Getică (cristalinul de Leaota)	8	Digităția de Bodoc	15	Autohtonul Danubian
2	Unitatea de Prislop	9	Pinza de Bobu	16	Compartimente autohtone (I,II,III,IV)
3	Pinza de Bratocea	10	Pinza de Teleajen	17	Limită normală
4	Digităția de Culmea Cămășii	11	Pinza de Macla	18	Fracturi
5	Digităția de Comarnic	12	Pinza de Audia	19	Sărăje
6	Digităția de Secăria	13	Pinza de Tercău	20	Sensul de deplasare al unităților sariante
7	Digităția de Ciuc	14	Substratul normal de natură oceanică al zonei cu strate de Sinaia	21	Sensul de deplasare al compartimentelor din autohton (a. active)

129/42

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

RECENZII

B. A. BOLT, V. L. HORN, G. A. MACDONALD, R. F. SCOTT : *Geological Hazard*. Editura Springer, Berlin Heidelberg New York, 1975.

În această carte se analizează una din mari probleme ale contemporanității — hazardul geologic, care în concepție actuală cuprinde următoarele fenomene: cutremurele de pămînt, activitatea vulcanică, țunamiurile, alunecările de teren, tasările de teren, avalanșele de zăpadă, inundațiile.

Lucrarea cuprinde două părți - în prima parte (capitolele 1-7) se prezintă fiecare fenomen al pericolului geologic, iar în a doua parte (capitolul 8) se analizează problema reducerii și controlului, acestui pericol.

Fiecare capitol cuprinde o informare generală privind istoricul, cauzele și căile de reducere ale riscului fenomenului respectiv.

O atenție deosebită este acordată cutremurelor de pămînt (capitolul 1), care prin energia considerabilă eliberată în focar și a surprizei în manifestarea lor, produc cele mai mari dezastre naturale. Lista cutremurelor catastrofale prezentate în anexa A, este edificatoare în acest sens.

Problemele noi ale seismologiei ca predicția și controlul cutremurelor, cutremurele nucleare și cutremurele induse prezintă un interes aparte.

Reducerea și controlul pericolului geologic care constituie una din problemele principale de studiu a diferitelor organisme naționale și internaționale, este analizată detaliat în ultimul capitol. Din această analiză, rezultă că deși pericolul geologic nu poate fi complet limitat, există totuși posibilități de reducere a lui.

Pentru aceasta este necesară elaborarea unor studii raționale de dezvoltare urbană, care să țină seama de riscul geologic relativ (RR) și probabilistic (PR). Ritmul de creștere al populației joacă un mare rol în evaluarea riscului geologic.

Asigurarea împotriva pericolului geologic trebuie să constituie o preocupare permanentă a autorităților guvernamentale și districuale.

Prezentarea fenomenelor naturale deși este elementară și descriptivă, reușește să dea o imagine completă asupra pericolului geologic.

Cartea se adresează studenților în geologie, geofizică și geografie, precum și inginerilor constructori și proiectanți.

Pentru specialiștii din țara noastră un interes deosebit prezintă pericolele produse de cutremure și inundații.

I. Cornea



ALEXANDER TOLLMANN: *Grundprinzipien der alpinen Decken tektonik*. Verl. Franz Deuticke, Wien, 1973, 404 pag., 170 fig. text.

Cind în 1894 Marcel Bertrand a imaginat prima dată structura de șariaj, în geologie se deschidea o nouă eră. Era unei mai complete înțelegeri a marilor procese ce pun în mișcare scoarța, descoperirea unor noi dimensiuni la care au loc procesele tectonice și mai ales conceperea unui stil structural propriu marilor edificii cutate ale globului, stil ce eu vremea avea să cîștige epitetul de „alpin”. Stil alpin, structură alpină, edificiu alpin, cutare alpină, îată numai o parte din noțiunile ce au făcut carieră și care aveau aerul a reprezenta o realitate bine definită și o perfectă acoperire factică.

Prima jumătate a secolului nostru a adus apoi precizarea noțiunilor iar conceptul de șariaj a cîștigat tot mai mult teren fiind aplicat la mai toate catenele muntoase mezozoice și terțiare, dar apoi și la cele hercinice și caledonice. Modelul, devenit clasic, a rămas însă cel al Alpilor și în special al Alpilor calcaroși de nord unde cartările au adus completări esențiale. Dar, tocmai de aici au venit și primele îndoiești astfel că începutul celei de a doua jumătăți a secolului nostru a marcat un regres pentru teoria șariajului. Îndoileile au venit întii pe plan teoretic încercîndu-se să se demonstreze că forțele de care dispun mișcările tectonice sunt insuficiente pentru a deplasa mari porțiuni de scoarță, fiind pusă la îndoială însăși existența mișcărilor tangențiale. Pe plan practic, o sumă de autori, cunoșători superficiali ai Alpilor, au încercat să răstălmăcească datele de teren, imaginind horsturi cu falii convergente pentru forestre și cu falii divergente pentru peticele de acoperire, restrințind totul la un joc de blouri pe verticală.

În felul acesta a fost pusă la îndoială însăși legitimitatea unui stil structural alpin, atacul venind din partea geologilor care încercau să transpună o experiență cîștigată în结构uri tabulare și de platformă asupra catenelor cutate. Din dispute asupra existenței sau non existenței structurilor de șariaj s-a constatat însă că de fapt criza este în bună măsură și de natură semantică și că ea are la bază o insufluentă determinare și precizare a terminologiei, sau că se operează cu o terminologie insufluentă, care nu acoperă multitudinea fenomenelor și formațiunilor puse în evidență de cercetările de teren. Este, ceea ce exprima aeum 30 ani un geolog român prin expresia „ne lipsește un regulament al pînzelor!”.

În acest moment critic, al anilor '50, și-a început activitatea în Alpii calcaroși de nord profesorul A. I. Tollmann de la Viena. Aplicînd metodele biostratigrafice și pe cele microfaciale în studiul calcarelor, el a reușit, prin cartări de mare detaliu, să pună în evidență în mod indisutabil numeroasele suprapunerile anormale de strate și să elaboreze noi scheme structurale, din care a reieșit în mod clar prezența pînzelor de șariaj. Extinzînd tot mai mult, cercetările, el a ajuns la cunoașterea aprofundată a tuturor unităților Alpilor calcaroși de nord furnizînd scheme generale coerente și reușind corelații cu celealte unități ale arcului alpin, respectiv cu Alpii Occidentali și cu Carpații. Se poate spune că prof. Tollmann este astăzi cel mai bun cunoșător al structurii Alpilor și el este cel căruia îi datorăm repunere în drepturi, cu vigoare renăscută și o vizion amplificată, a teoriei pînzelor de șariaj. După ce, în mai bine de 100 de lucrări, prof. Tollmann a reanalizat mai toate structurile clasice ale Alpilor calcaroși, a adus completări originale de mare valoare și a supus unei discuții critice toate noțiunile de bază ale geologiei structurale; el a adunat uriașă sa experiență în cartea pe care o prezentăm și care, fără îndoială, marchează începutul structurologiei alpine științifice.

„Principiile de bază ale tectonicii alpine de șariaj” este prima încercare din literatura mondială de elaborare a unei sistematice a tuturor noțiunilor legate de tectonice de șariaj. In-



tenția metodologică este manifestă căci pleacă de la noțiuni, de la definiții, pentru a se statua un limbaj adecvat descrierii unuia din cele mai pregnante aspecte ale geologiei structurale, tectonica de șariaj.

Cartea este împărțită în șapte capituloare dintre care primele două au rol introductiv: partea I cuprinde cîteva observații generale asupra structurii în pînze a Alpilor calcaroși, iar partea a II-a definirea noțiunii de „pînză” și istoricul ei. Partea a III-a se ocupă cu tipurile de pînze. Acestea sunt clasificate din șapte puncte de vedere: după tipul structural (pînze de primul și al doilea ordin, pînze răsturnate și intercuteante); după materialul constitutiv; după faciesuri (pînze de facies, pînze polifaciale, pînze de facies parțial); după dimensiuni (pînze principale și pînze secundare); după importanța șariajului (pînze autohtone, parautohtone, allohtone, pînze ultra); după mecanismul de transport (pînze de șariaj, de alunecare, de antrenare, pînze purtătoare); după cronologia transportului.

Partea a IV-a, cea mai importantă, are ca obiect descrierea și definirea componentelor unei pînze. Și aici capitolul se subîmparte tot în șapte părți, fiecare cuprindând tratarea în extensio a cîte unei componente: baza (talpa) pînzei, partea dorsală, fruntea, corpul pînzei, zona de rădăcină, klippele (inclusiv peticele de acoperire) și ferestrele. La fiecare element sunt date caracterele morfologice, subdiviziunile, elementele specifice (de pildă tipuri de cută, foliație, lineație), cinematica. De mare valoare sunt indicațiile metodologice pentru recunoașterea fiecărui element în parte precum și pentru determinarea direcției de mișcare, a distanței de transport, a vitezei de punere în loc etc.

O tratare mai redusă din păcate este cea a asociațiilor de pînze, cărora le este consacrat capitolul V, în schimb, în capitolul următor se dă o mare extensie unei noi noțiuni, introdusă de autor, cea de „tectonică de mimetism”. Este vorba de apariții ale unor structuri de tip autohton într-o zonă de pînze, sau de structuri de tip pînză în regiuni autohtone.

Ultimul capitol, al VII-lea, este deosebit de interesant căci se ocupă de faliile din zonele de pînze. Este pentru prima dată cînd sunt date în detaliu criteriile de separare pe vîrste a faliilor care afectează structurile alpine, precum și clasificarea lor morfologică în funcție de elementele cutate.

În total în carte sunt aduse în discuție circa 400 noțiuni, într-un sistem logic și exhaustiv. Fiecare noțiune este analizată din punct de vedere istoric, este definită, este exemplificată și se aduc eventuale crîtici de greșită folosire. Circa 50 noțiuni sunt introduse acum de autor pentru definirea unor aspecte și procese descoperite de el. De o valoare incontestabilă este punerea în paralel a terminologiei germane, franceze și engleze, cu discutarea valabilității echivalențelor.

Cartea prof. T o l l m a n n constituie un uriaș pas pentru precizarea proceselor, terminologiei și sistematicii unuia din cele mai importante capituloare ale geologiei structurale, tectonica de șariaj. Ea elimină o dată pentru totdeauna echivocul în utilizarea termenilor și stătuează legile acestei tectonici. Ea are însă și o considerabilă importanță metodologică căci arată, pentru prima dată, că nu numai elementele prime componente ale scoarței minerale, rocile și fosilele, pot fi supuse unei sistematici riguroase, ci și marile ansambluri. Exemplul de tratare a pîzelor de șariaj este încurajator pentru abordarea tuturor componentelor structurale, cu condiția ca analizele să fie efectuate cu aceeași seriozitate și în același spirit delargă vizuire cum a făcut-o prof. T o l l m a n n pentru structura alpină.

M. Bleahu



- R. BRINKMANN : „*Abriss des Geologie*”, Erster Band. „*Allgemeine Geologie*”. 11 Auflage, neubearbeitet von Werner Zeil. Ferdinand Enke Verlag — Stuttgart, 1975.
 R. BRINKMANN : „*Sinteză geologică*”. Primul volum. „*Geologie generală*”. Ediția a 11 revizuită de Werner Zeil. Editura Ferdinand Enke — Stuttgart, 1975 249 pag., 228 fig.

O carte apărută în a 11-a ediție dovedește neîndoilenic, că este apreciată de cititori și ține pasul cu progresele științei, pe care o prezintă la nivelul corespunzător. Prima ediție de „Sinteză a geologiei” a fost publicată în anul 1915 sub titlul : „*Abriss der allgemeinen und stratigraphischen Geologie*” și constituia un rezumat de 400 pagini al vastei lucrări, „*Lehrbuch der Geologie*”, elaborată în patru volume de Prof. Dr. Emanuel Kässer de la universitatea din Marburg. Numai primele două volume de geologie generală însumau aproape 1200 de pagini. De aceea, în prefața ediției inițiale a sintezei autorul justifică publicarea unui rezumat prin faptul că volumele tratatului original „au devenit atât de scumpe încât tocmai studenților, pentru care au fost totuși scrise, le este mai dificil să și le procure”. După cîteva decenii sarcina de a redacta noile ediții de „Sinteză a geologiei” a revenit profesorului R. Brinkmann, care cu o deosebită competență științifică recunoscută și apreciată în toate lucrările sale și cu o vastă experiență didactică, a știut de fiecare dată, să redea în mod clar și atrăgător cele mai noi aspecte și cuceriri ale geologiei.

Ediția ultimă, a 11-a, este revizuită și prezentată cu cele mai noi date „la zi” (septembrie 1975) de Prof. Dr. Werner Zeil de la universitatea tehnică din Berlin. Acest volum de „*Geologie generală*” conține 29 de capituloare (249 pagini) și a păstrat împărțirea materiei preconizată de Brinkmann. Fiecare capitol este urmat de o listă bibliografică. Din cele 228 de figuri în text aproape jumătate sunt noi și deosebit de sugestive.

Primul capitol cuprinde un seurt dar original istoric și o definire a noțiunii de geologie.

O parte principală a geologiei generale este reprezentată de DINAMICA EXOGENĂ începînd cu procesele de alterare și circuitul apei. Astfel, capitolul 2 se ocupă de alterarea fizică și chimică, iar în final de alterarea biochimică.

Capitolul 3 arată acțiunea apei în cuprinsul continentelor.

Capitolele următoare, 4, 5, 6 și 7 tratează procesele de alterare în diferite zone climatice, începînd cu acțiunea ghețarilor. În continuare se cercetează fenomenele geologice din regiunea periglaciară.

Oceanul mondial este analizat în capitolul 8 însotit de figura 50, care prezintă în mod sugestiv raporturile dintre continente și adâncimile marine. De asemenea capitolul 9, care se ocupă de transportul și repartiția materialelor în mare, este completat de o fotografie (fig. 52) convingătoare a formării unor cute atectonice de alunecare a unor masive cretacice.

Modul de formare a diferitelor categorii de sedimente marine este redat în capitolele 10 și 11, iar în capitolul 12 sunt analizate raporturile dintre aceste sedimente și compoziția organogenă. Studiul influenței organismelor asupra structurii rocilor face obiectul unei noi ramuri a paleontologiei „actuopaleontologie”.

Diferite regiuni marine, printre care și Marea Neagră, sunt concluzionat definită în capitolele 13, 14 și 15.

Diageneza și clasificarea rocilor sedimentare sunt prezentate în capitolele 16 și 17.

Partea a doua a cărții tratează DINAMICA ENDOGENĂ. Începînd cu tectonica se analizează epirogenă (cap. 18), cutremurele (cap. 19) și urmărind apoi modul de așezare al rocilor stratiforme (cap. 20) precum și consecințele mișcării scoarței (cap. 21) în timp și spațiu (cap. 22).

Magmatismul este amănuntit analizat pe baza celor mai moderne puncte de vedere (cap. 23, 24 și 25).



Metamorfismul și anatexia (cap. 26) fac de asemenea obiectul preocupărilor autorului, care folosește noile criterii de apreciere a proceselor geologice.

Ultima parte din carte de sinteză a geologiei generale se ocupă de „structura și imaginea în mișcare a globului pământesc” (cap. 27, 28, 29).

Textul acestei a XI-a ediții ține seama de noile progrese realizate în științele geologice și prezintă punctele de vedere cele mai moderne.

Nu este neglijată nici noua teorie a tectoniciei în plăci, pe care autorul o analizează amănușit, dar nu o consideră definitivă: „Prea mulți parametri sunt încă necunoscuți. Modelul de astăzi al tectoniciei în plăci — cit de mareț se oferă — provoacă mult mai multe întrebări în geologie, decât le poate răspunde”!

Volumul II din „Abriss der Geologie”, care este intitulat „Historische Geologie”, a ajuns la a zecea ediție și este redactat de Prof. Dr. Karl Krommelen în același spirit modern.

Cartea „Abriss der Geologie”, atât în totalitate cit și fiecare capitol în parte, prezintă un material deosebit de util nu numai studenților, ci și geologilor și inginerilor, care activează în industria extractivă, precum și tuturor celor care doresc, să fie la curent cu știința pământului.

V. Patriciu





Institutul Geologic al României

CUPRINS

Pag.

1. Antonescu E., Patrulius D., Popescu Ileana. Corrélation palynologique préliminaire de quelques formations de Roumanie attribuées au Trias inférieur	3
2. Donos I., Georgescu Maria-Olga. Date noi asupra geologiei bazinului superior al Vișeului (Maramureș)	33
3. Marković V., Danilova A. Le Jurassique et le Crétacé des monts Miroč et Veliki Greben (Serbie orientale) et un nouveau regard sur leur tectonique	41
4. Micu M. Flișul extern și Miocenul subcarpatic dintre valea Agapiei și valea Almașului	53
5. Mureșan M. O nouă ipoteză privind pinzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali	77
6. Mureșan M., Tănăseanu Lucia. Asupra prezenței unor roci paleozoico-pelito-psamitice slab metamorfozate în fundimentul cristalofilian al regiunii Mădăraș-Ciuc (Carpații Orientali)	95
X 7. Năstăseanu S. Conglomeratele de Retezat, un reper stratigrafic în corelarea formațiunilor paleozoico-din estul Carpaților Meridionali	105
8. Popa Gh. Cercetări litostratigrafice și structurale între valea Oltului și Mihăileni – Carpații Orientali	123
9. Russo Sandulescu-Doina, Berza T. Fereastra Boieriște de la Valea Muntelui-Coltești (muntele Trascău)	141
10. Sandulescu M. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei (Carpații Orientali)	149
11. Sandulescu M. La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpates Roumaines	177
X 12. Solomon I., Visarion Adina, Iordan Magdalena. Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din munții Vilcan și munții Retezat (Carpații Meridionali)	195
X 13. Stănoiu I. Contribuții la stratigrafia formațiunilor paleozoico-din versantul nordic al munților Vilcan (Carpații Meridionali), cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian	219
14. Ștefănescu M. O nouă imagine a structurii flișului intern din regiunea de curbură a Carpaților	257
Recenzii	281

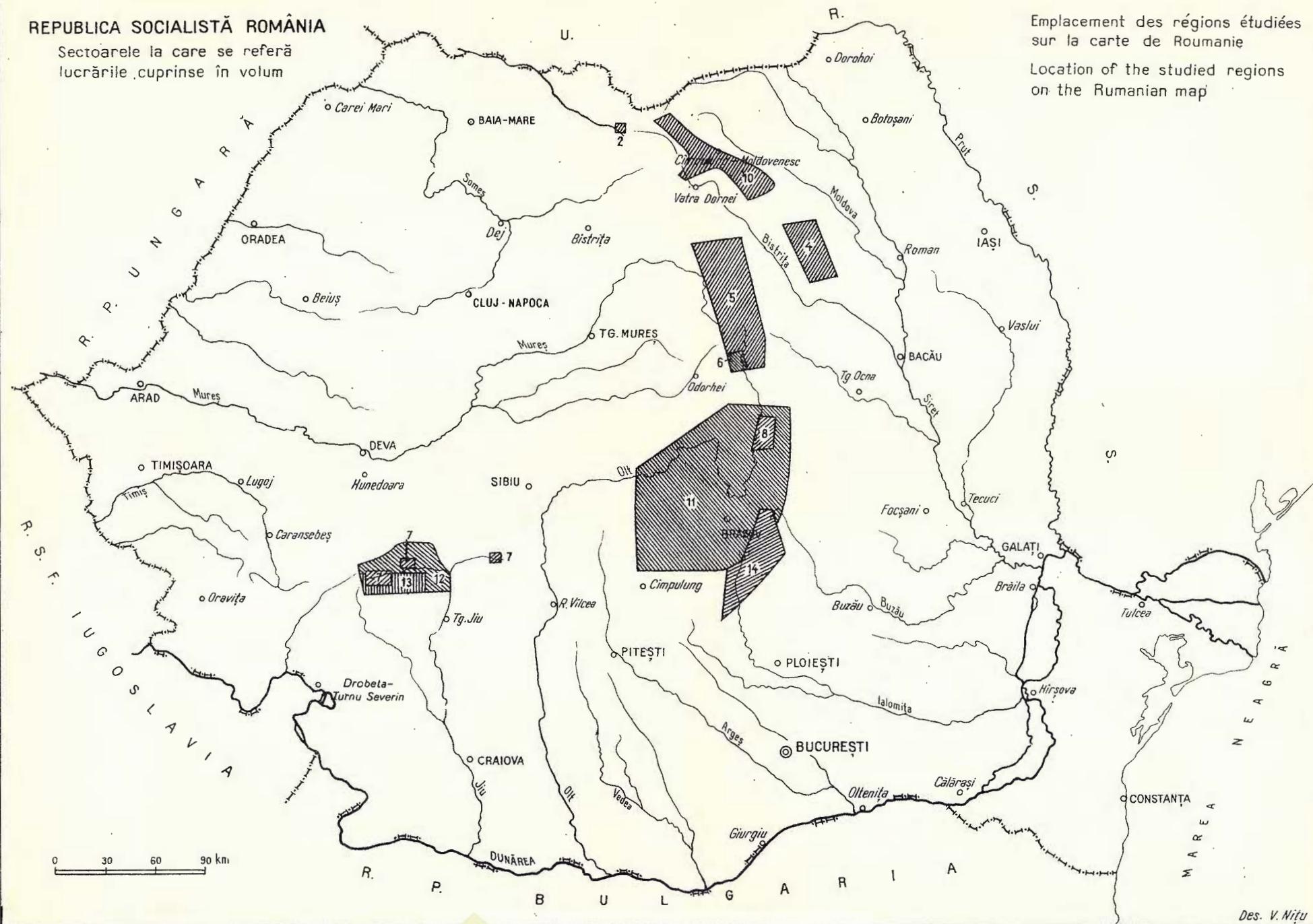


CONTENU

	<u>Page</u>
1. Antonescu E., Patrulius D., Popescu Ileana. Corrélation palynologique préliminaire de quelques formations de Roumanie attribuées au Trias inférieur	3
2. Donos I., Georgescu Maria-Olga. Nouvelles données sur la géologie de la haute-vallée du Vișeu (Maramureș)	38
3. Marković V., Danilova A. Le Jurassique et le Crétacé des monts Miroč et Veliki Greben (Serbie orientale) et un nouveau regard sur leur tectonique	41
4. Micu M. Le flysch externe et le Miocene subcarpatique entre la vallée d'Agapia et la vallée d'Almaș	72
5. Mureșan M. Une nouvelle hypothèse sur les nappes bucoviniennes de la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales	88
6. Mureșan M., Tănasescu Lucia. Sur la présence des roches paléozoïques pélitico-psammitiques faiblement métamorphisées dans le soubassement cristallophylien de la région de Mădăraș-Ciuc (Carpates Orientales)	100
7. Năstăseanu S. Les conglomérats de Retezat, un repère stratigraphique dans la corrélation des formations paléozoïques de l'est des Carpates Méridionales	119
8. Popa Gh. Recherches lithostratigraphiques et structurales entre la vallée de l'Olt et Mihăileni – Carpates Orientales	137
9. Russo-Sandulescu Doina, Berza T. La fenêtre tectonique de Boierîște de Valea Muntelui-Colțești (Monts Trascău)	146
10. Sandulescu M. Contributions à la connaissance de la stratigraphie et de la position tectonique des séries mésozoïques du bassin supérieur de la vallée de la Moldova (Carpates Orientales)	170
11. Sandulescu M. La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpates Roumaines	177
12. Solomon I., Visarion Adina, Iordan Magdalena. Considérations sur les formations cristallophyliennes et anchimétamorphiques des monts Vilcan et Retezat (Carpates Méridionales)	212
13. Stănoiu I. Contributions à la stratigraphie des formations paléozoïques du versant septentrional des monts Vilcan (Carpates Méridionales), à implications sur la partie externe de l'autochtone danubien	251
14. Ștefănescu M. Une nouvelle image sur la structure du flysch interne de la région de courbure des Carpates	276

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum



Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions
on the Rumanian map

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII-LII/1 (1953-1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXII

1974 - 1975

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României