

UNIVERSITATEA DIN BUCUREȘTI
FACULTATEA DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
ȘCOALA DOCTORALĂ DE GEOLOGIE

REZUMAT
TEZĂ DE DOCTORAT
ÎN GEOLOGIE

Flori Marilena MIHAI (CULESCU)

STUDIUL PETROGRAFIC
AL PIETRIȘURILOR DIN PIEMONTUL COTMEANA

Conducător științific
Prof. dr. Lucian MATEI

București 2021

INTRODUCERE

Importanța studiilor petrografice pe galeți din formațiuni sedimentare detritice, consolidate (conglomerate) și neconsolidate (pietrișuri), rezultă din faptul că numai pe baza lor se poate stabili aria sursă a materialului clastic din respectivele formațiuni. Este cazul mai ales al formațiunilor sedimentare relativ recente cum sunt pietrișurile pleistocene din Piemontul Getic, din care face parte și Piemontul Cotmeana.

Prezența unor tipuri petrografice de galeți fără corespondent în aria sursă proximală reclamă formularea unor ipoteze paleogeografice implicând remanieri ale rețelei hidrografice care să explice influxul de material clastic din arii sursă distale. De exemplu, Popescu-Voitești (1940) a identificat galeți de porfire cuarțifere în pietrișurile din vestul Piemontului Getic, roci care nu aflorază pe bordura montană a piemontului, dar aflorază în zona Mehădia și în Defileul Dunării. Pentru a explica prezența galeților de porfire cuarțifere, autorul deduce că aceștia nu puteau fi aduși decât de Dunăre. Prin urmare, valea transversală a Dunării era deja formată la începutul Cuaternarului.

În cazul formațiunilor sedimentare vechi, studiul petrografic al galeților din conglomerate și al litoclastelor din gresii poate conduce la conturarea unor arii sursă complet erodate. Cităm aici lucrarea lui Murgeanu (1937) privind existența unei cordilieri ante-senoniene în geosinclinalul flișului carpatic, cordiliera cumană. Aceasta a fost dedusă pe baza fragmentelor de roci exotice (granodiorite, granodiorite porfirice și lamprofire) din mările senoniene de la curbura Carpaților.

Astfel de studii petrografice sunt puține (ex. Anastasiu et al., 2015; Ghenciu și Stelea, 2016; Ghenciu și Culescu, 2019). La acestea se adaugă și lucrarea de față. La Institutul Geologic al României am beneficiat de o conjunctură favorabilă pentru acest demers, având ocazia să lucrez atât în proiecte de cercetare privind petrografia pietrișurilor din Piemontul Getic și a formațiunilor geologice din aria sursă, cât și în proiecte de cartare geologică pentru completarea și actualizarea hărților geologice la scara 1:50 000 din regiunea centrală a Masivului Sebeș-Cibin-Lotru, parte din Munții Cibin și Lotru reprezentând arie sursă pentru pietrișurile din Piemontul Cotmeana.

1. PIEMONTUL GETIC

Din punct de vedere geomorfologic, Piemontul Getic este un podiș situat între Subcarpații Getici, Podișul Mehădinti și Câmpia Română. Este delimitat de Valea Dâmboviței (la est), Subcarpați (la nord), Dunăre (la vest) și Câmpia Română (la sud). Piemontul Getic se suprapune peste două mari unități structurale: Depresiunea Getică, cu fundament de orogen, și Platforma Moesică (sectorul valah), separate de falia pericarpatică.

Vâlsan (1915, 1924) a folosit pentru subunitățile regiunii deluroase din nordul Câmpiei Române, termenii de platformă definită de autor ca o unitate de relief cu suprafață netedă rezultată prin eroziune, similară cu platformele de eroziune (suprafețele de nivelare) din Carpați, evidențiate la vremea respectivă de de Martonne (1907).

Mihăilescu (1946) realizează primul studiu geomorfologic al regiunii situate între Subcarpați și Câmpia Română, pe care o denumește Piemontul Getic. Coteț (1957) a folosit termenul de podiș pentru unitățile de relief din nordul Câmpiei Olteniei. În prezent, cele două denumiri, Piemont Getic și Podiș Getic, sunt folosite concomitent, prima având semnificație morfogenetică iar a doua morfografică.

Paraschiv (1965) acordă termenului de piemont semnificația genetică actuală, aceea a unei unități de relief cu suprafață netedă rezultată prin acumulare primară. Așadar, din punct de vedere

genetic Piemontul Getic este o câmpie aluvionară formată prin acumularea conurilor de dejecție ale râurilor (torenților) din Carpați, depuse în Pleistocenul inferior pe câmpia lacustră rămasă după retragerea apelor Lacului Pliocen la sfârșitul Romanianului și începutul Cuaternarului (Mihăilescu, 1946; Paraschiv, 1965).

Din punct de vedere morfologic, Piemontul Getic este un podiș mediu, fragmentat prin eroziune fluvială și separat de orogen prin depresiuni longitudinale tectonice sau de eroziune (Coteț, 1956). Excepție face zona sa sud-vestică (Piemontul Bălăciței), cu aspect de câmp.

Din punct de vedere geologic, Piemontul Getic este constituit din depozite fluvio-lacustre de pietrișuri și nisipuri de vârstă Pleistocen inferior: Stratele sau Pietrișurile de Căndești, pre-glaciare, și Stratele de Frătești, corespunzătoare primei fazei glaciare-Günz (Ghenea et al., 1971). Pietrișurile de Căndești sunt alcătuite din pietrișuri cu intercalații de nisipuri, argile și marne. Stratele de Frătești sunt alcătuite din nisipuri cu intercalații de pietrișuri mărunte și marne nisipoase.

Termenul de Strate de Căndești a fost introdus în literatura geologică de Teisseyre (1897), fiind atribuit pietrișurilor din curbura Carpaților, considerate la vremea respectivă de vârstă Levantin superior (actualul Romanian). Termenul de Pietrișuri de Căndești a fost introdus de Atanasiu (1940) pentru pietrișurile din sudul Podișului Moldovenesc, a căror vârstă Pleistocen inferior a fost datată pe baza resturilor fosile de mamifere. În literatura geologică se folosesc în paralel atât termenul stratigrafic de Strate de Căndești (ex. Ghenea et al., 1971) cât și cel litologic de Pietrișuri de Căndești (ex. Paraschiv, 1965).

1.2. Piemontul Cotmeana

Piemontul Cotmeana reprezintă subunitatea Piemontului Getic cuprinsă între râurile Olt și Topolog, la vest, și Argeș, la est. Altitudinea maximă a reliefului este de 600 m în nord (Dl. Țapa), lângă Subcarpați, iar altitudinea minimă este de 200 m în sud-vest, la contactul piemontului cu Câmpia Română.

Din punct de vedere geologic, Piemontul Cotmeana este alcătuit din depozite fluvio-lacustre de pietrișuri și nisipuri, în mare parte acoperite de loessuri și depozite loessoide de vârstă Pleistocen mediu și superior. Pietrișurile (Stratele sau Pietrișurile de Căndești) care fac obiectul studiului petrografic află cu precădere în zona central-nordică a piemontului, trecând gradat spre sud la nisipuri și pietrișuri fine reprezentând Stratele de Frătești. Substratul reper al pietrișurilor este reprezentat de marnele de vârstă romaniană.

Depunerea Pietrișurilor de Căndești este subsecventă fazei orogenice valahă de la sfârșitul Pliocenului (Romanian superior). În aria orogenică (aria sursă proximală) au avut loc mișcări de ridicare pe verticală determinând intensificarea eroziunii și creșterea influxului de material detritic în zona piemontană.

De interes pentru subiectul tezei este formarea văii transversale a Oltului la începutul Cuaternarului (de Martonne, 1907; Popescu-Voitești, 1918), eveniment care a deschis calea unui aport suplimentar de material clastic în piemont, provenit din ariile intracarpatică și nord-carpatică (arii sursă distale). În raport cu aria mare de depunere și cu varietatea petrografică a galeților, gradul de cunoaștere petrografică a pietrișurilor din Piemontul Getic este foarte redus.

1.3. Aria sursă de referință a pietrișurilor din Piemontul Cotmeana

Am definit ca arie sursă de referință pentru pietrișurile din Piemontul Cotmeana orogenul carpatic și formațiunile sedimentare subcarpatice din bazinele hidrografice actuale ale râurilor Olt (cu afluenții săi Lotru și Topolog) și Argeș. Foarte probabil, paleo-cursurile acestor râuri au fost cei mai importanți torenți care au contribuit la acumularea materialului clastic în Piemontul Cotmeana la începutul Cuaternarului. Mișcările de ridicare subsecvente fazei orogenice valahă de la sfârșitul Pliocenului au condus la activarea eroziunii în aria Masivului Făgăraș, implicând formarea văii transversale a Oltului (de Martonne, 1907) și un influx de material clastic și nord-

carpatic și intracarpatic în pietrișurile piemontului, identificat cu ocazia acestui studiu pe marginea vestică a piemontului.

În aria sursă de referință vorbim de o arie sursă proximală și de una distală. Aria proximală este aria carpatică și subcarpatică, reprezentată de regiunea Carpaților Meridionali centrali drenată de afluenții de dreapta ai Oltului (Munții Cindrel, Lotru, Latorița și Căpățâna) și de cea a Masivului Făgăraș, cu zona subcarpatică adiacentă, drenată de afluenții de stânga ai Oltului și de râurile Argeș, Topolog. Principala arie sursă distală este reprezentată de regiunea sud-estică a Bazinului Transilvaniei, inclusiv Munții Perșani, drenată de cursul superior și mediu al râului Olt.

2. GEOLOGIA CARPAȚILOR MERIDIONALI CENTRAL-ESTICI

Din punct de vedere structural, Carpații Meridionali sunt alcătuiți din două mari unități tectonice de vârstă alpină. Unitatea superioară (Pânza Getică), constă dintr-un fundament metamorfic pre-alpin, și o cuvertură sedimentară formată din depozite aparținând intervalului de timp Carbonifer superior-Cretacic superior, conservată pe suprafețe mici. Unitatea inferioară (domeniul danubian), aflorează în semifereastră tectonică și constă dintr-un fundament cristalin-magmatic (granitic) pre-alpin și o cuvertură sedimentară formată din secvențe de vârstă Silurian-Carbonifer inferior, slab metamorfozate, și secvențe de vârstă Carbonifer superior-Cretacic superior, nemetamorfozate. Unele formațiuni liasice sunt slab metamorfozate (Formațiunea de Schela).

Planul de șariaj al Pânzei Getice a fost pus în evidență de Murgoci (1910). Cele două faze principale de punere în loc a pânzei au fost considerate de autor ca fiind de vârstă Mezocretacică (post-Barremian și ante-Cenomanian), respectiv Miocen inferior. Pe baza analizei stratigrafice a formațiunilor sedimentare de sub planul de șariaj, Codarcea (1940) a arătat că celor două faze principale de șariaj sunt de vârstă cretacic-inferioară (Albian), respectiv cretacic-superioară (ante-Campanian). Detalii rezultate din corelări la scară regională, coroborate cu datări paleontologice recente, au impus noi precizări (Săndulescu, 1984; 1994), prima fază fiind datată ca intra-apțiană (austriacă) iar a doua ca intra-senoniană (Iaramică).

O serie de falii de pe rama internă (nord-vestică) a Pânzei Getice au condus la ipoteza existenței unei pânze superioară Pânzei Getice (Streckeisen, 1932), cunoscută azi ca pânza supragetică. În aria Carpaților Meridionali central-estici pânza supragetică a fost contestată de Ghika-Budești (1940), mai recent de Stelea (2016). Ultimul autor citat consideră că tectonica alpină în aria Masivului Făgăraș s-a manifestat mai ales prin procese de cutare, cu cute strânse pe versantul nordic și cute largi pe cel sudic. Singura pânză care poate fi argumentată pe baza milonitelor de pe planul de șariaj este Pânza de Suru, de pe versantul nord-vestic și din zona centrală a masivului (Pană, 1990).

Între Pânza Getică și domeniul danubian se interpune Pânza de Severin, pusă în evidență de Codarcea (1940) în Podișul Mehedinți. În prima fază de șariaj domeniul getic a fost șariat peste domeniul Severin, pentru ca în faza a doua ambele unități să alunece peste domeniul danubian (Codarcea, 1940; Săndulescu, 1984). Pe arii restrânse, Pânza de Severin aflorează și la izvoarele Lotrului, în Munții Latoriței și Munții Parâng, unde a fost descrisă sub termenul comprehensiv de Complex Infracretacic (Paliuc, 1937).

2.1. Tectonica post-pânză. Îngroșarea tectonică a crustei ca urmare a punerii în loc a pânzei getice a condus la dezechilibrarea izostatică a crustei în aria Carpaților Meridionali, urmată de reechilibrarea acesteia prin mișcări diferențiate de ridicare pe verticală. Acestea au afectat în special aria de maximă dezvoltare a pânzei getice, corespunzătoare Carpaților Meridionali centrali și vestici. Înălțarea orogenului și accelerarea eroziunii a dus la erodarea pânzei getice în această regiune, unde domeniul danubian aflorează într-o semifereastră largă.

Mișcarea de ridicare a edificiului structural cretacic a fost favorizată de apariția unor falii majore post-șariaj, atât în lungul orogenului (falii direcționale, **Falia Cozia-Lotru**, cât și

transversale pe orogen (falii transversale), **Falia Scara** din Munții Făgăraș. Local, mișcarea de ridicare a unor blocuri tectonice de dimensiuni reduse a fost mai lentă sau chiar a încetat în Paleogen sau în Miocen, rămânând ca arii submerse închise sau semi-închise (golfuri), reprezentate de actualele bazine post-tectonice intramontane. În aria sursă de referință un astfel de bazin este Bazinul Brezoi-Titești (Depresiunea Loviștei), cu depozite care acoperă intervalul de timp Cretacic superior-Miocen inferior (Ștefănescu et al., 1982).

2.2. Formațiuni geologice cu dezvoltare areală

În acest capitol ne referim în special la formațiunile geologice, metamorfice și magmatice, care aflorază pe suprafețe mari. Aceste formațiuni prezintă caractere petrografice uniforme pe toată aria de aflorare, valoarea lor de index pentru aria sursă a pietrișurilor din piemont fiind una generală, de nivel regional. Formațiunile și corpurile geologice care aflorază pe suprafețe mici sau punctual prezintă de multe ori diverse particularități petrografice, mineralogice sau texturale, care le conferă valoare de index pentru aria de proveniență a galeților de pietrișuri, la nivel de formațiune geologică și chiar de afloriment. Acestea vor fi prezentate în detaliu în capitoul dedicat studiului microscopic, odată cu tipurile petrografice particulare de galeți.

Aproape toată aria sursă de referință este constituită formațiuni metamorfice aparținând domeniului getic-supragetic. Datorită suprafețelor mari de aflorare, acestea furnizează cea mai mare parte a materialului clastic erodat și acumulat în bazinele sedimentare adiacente Carpaților Meridionali, precum și în Piemontul Cotmeana. În versanții Văii Latorița aflorază și formațiuni aparținând domeniului danubian și Complexului Infracretacic.

2.2.1. Cristalinul Getic (Seria de Sebeș-Lotru). Este un cristalin mezometamorfic. În aria sursă de referință Seria de Sebeș-Lotru aflorază în Munții Cindrel, Lotru și Căpățâna. Din punct de vedere litologic, este o serie predominant gnaisică (cuarțo-feldspatică). Din punct de vedere lito-structural, seria de Sebeș-Lotru include patru formațiuni metamorfice, dispuse într-o structură tabulară de vârstă hercinică neafectată de deformări alpine penetrative (Stelea, 2000). De jos în sus, acestea sunt: formațiunea gnaiselor oculare, a gnaiselor micacee, a gnaiselor cuarțo-feldspatice și a micașisturilor.

2.2.2. Roci magmatice din Cristalinul Getic. Pe rama nordică a Masivului Sebeș-Cibin apare un roi de filoane de granodiorite porfirice (riodacite) asociate spațial și genetic cu zona de forfecare Rășinari (Stelea, 2000). Caracteristic pentru granodioritele porfirice din această regiune sunt texturile anatectice, cu restite deformate de cuarț, plagioclaz și biotit în matrice recrystalizată și nedeformată de cuarț și feldspat potasic (Stelea, 2000). Restitele de cuarț și de plagioclaz sunt corodate de matrice. În cadrul roiului de filoane apar și câteva corpuri de granodiorite echigranulare, unele cu texturi anatectice incipiente (intergranulare).

2.2.3. Cristalinul de Făgăraș. Este alcătuit din aceleași formațiuni metamorfice ca și Cristalinul Getic (Stelea, 2006), dar care în aria Munților Făgăraș au fost cutate în timpul orogenezei alpine și retromorfozate pe versantul nordic. Eroziunea subsecventă cutării a dus la fragmentarea formațiunilor pe aliniamente est-vest, paralele cu șarnierele cutelor, care se repetă pe direcția nord-sud transversală pe direcția cutelor. În aceste condiții, separarea cartografică a formațiunilor metamorfice este mai puțin riguroasă decât în Masivul Sebeș-Cibin.

Cea mai mare parte a metamorfitelor de pe versantul nordic, strâns cutate și retromorfozate, a fost atribuită **Seriei de Făgăraș**, constituită din diverse tipuri de sisturi (sericitoase, cuarț-cloritoase, actinolitice, feldspatice), gnaise micacee, amfibolite și calcare cristaline (ex. Dimitrescu et al., 1974). Pe versantul sudic și în extremitatea vestică a versantului nordic aflorază rocile mezo-metamorfice ale **Seriei de Cumpăna**, mai puțin afectată de deformări alpine și retromorfismul aferent. În cadrul acestei serii au fost separate trei formațiuni (Dimitrescu et al., 1985; Ștefănescu et al., 1982), Cumpăna, Topolog, și Măgura Căinenilor, cu litologii compozite. Peste cele două serii este șariată **Formațiunea de Suru**, care aflorază în extremitatea vestică a versantului nordic și în zona crestei principale a Munților Făgăraș (Pană, 1990; Stelea et al., 2004).

2.2.4. Roci magmatice din Munții Făgăraș. Aflorează pe toată aria Munților Făgăraș. Cele mai multe filoane de roci eruptive apar în regiunea Poiana Mărului-Șinca Nouă din extremitatea nord-estică a Munților Făgăraș, formând așa-numitul Complex filonian mezozoic, de vârstă liasică (Manilici, 1960). Este alcătuit din filoane de sienite, bostonite (microsienite cu textură trahitică) și trahite, predominante numeric. Subordonat apar și filoane de diabaze (bazalte vechi), camptonite (varietate de lamprofire) și porfiri cuarțifere (riolite vechi).

În aceeași regiune aflorează un corp mare de granodiorite în bazinul râului Bârșa Fierului, afluent de stânga al Oltului (Manilici 1960). Zona periferică a corpului are compoziție granitică iar zona internă este alcătuită din granodiorite cu separații de diorite. În aureola de contact termic a corpului s-au format corneene cu andaluzit și cu turmalină.

Complexul lamprofiric din regiunea Poiana Mărului-Șinca Nouă se continuă pe versantul sudic al Munților Făgăraș (Anton și Constantinescu, 1978), unde filoanele sunt localizate pe fracturi verticale și subverticale, în general direcționale. Prin analogie, și filoanele din această regiune au fost considerate tot de vârstă liasică.

2.2.5. Formațiuni geologice danubiene

În bazinul superior al râului Lotru și bazinul râului Latorița, afluent de dreapta al Lotrului, aflorează formațiuni geologice danubiene, reprezentate prin seria mezo-metamorfică de Drăgșan și granitul de Parâng (Pavelescu, 1974; Savu și Schuster, 1975). În această arie, **Seria de Drăgșan** este reprezentată prin roci amfibolice (gnaise amfibolice și amfibolite), cu intercalații de gnaise micacee cu sillimanit și gnaise cuarțo-feldspatice. Rar apar și lentile de serpentinite și calcare cristaline. Asociația mineralogică a rocilor amfibolice conține plagioclaz (andezin), hornblendă verde, cuarț, biotit, granat și minerale accesorii (sfen, apatit și oxizi Fe-Ti).

Granitul de Parâng este constituit din granite, granodiorite și diorite cuarțifere, cu textură masivă sau gnaisică. Asociația mineralogică a granitelor și granodioritelor conține plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, biotit și hornblendă verde. În granite, cuarțul și feldspatul potasic se găsesc în proporții mai mari decât în granodiorite. Hornblendă apare în proporții mai mari în granodiorite. Plagioclazul este ușor alterat, pe seama lui formându-se epidot. Feldspatul potasic, de regulă proaspăt, apare în granule xenomorfe sau în megacristale hipidiomorfe și idiomorfe. Biotitul este frecvent cloritizat. Dioritele cuarțifere sunt alcătuite din plagioclaz, cuarț, hornblendă verde și biotit, subordonat feldspat potasic.

2.2.6. Formațiuni geologice infragetic. La domeniul danubian erau incluse și rocile metamorfice de grad scăzut, atribuite Seriei de Tulișa (Pavelescu, 1970) sau seriilor de Latorița și de Vidruța (Savu și Schuster, 1975), alcătuite din șisturi verzi, șisturi grafitoase, șisturi argiloase, meta-tufuri bazice, peridotite serpentinizate, meta-conglomerate, meta-gresii, cuarțite cu magnetit și hematit, șisturi cuarțitice și calcare cristaline.

În ultimul timp aceste serii sunt atribuite Complexului Infracetic, cu poziție intermediară între domeniile danubian și getic (Strusievicz și Strutinski, 1988). Cei doi autori au redefinit Seria de Latorița ca formațiune de melanj ofiolitic, cu metamorfism în faciesul șisturilor verzi cu clorit și cel al șisturilor verzi cu glaucofan. Seria de Vidruța a fost redefinită ca serie cu fundament anchi-metamorfic de vârstă liasică (Formațiunea de Schela) și cuvertură carbonatică de vârstă Jurassic superior-Cretacic inferior. Metamorfismul în faciesul șisturilor verzi cu glaucofan al Seriei de Latorița a fost recent documentat (Stelea și Ghenciu, 2019), vârsta acestuia fiind Cretacic superior, sincronă cu faza laramică de punere în loc a Pânzei Getice.

2.3. Evoluția ariei sursă în timpul Cuaternarului

2.3.1. Mișcări recente pe verticală. După faza valahă de orogeneză de la sfârșitul Pliocenului, aria Carpaților Meridionali a fost afectată în timpul Cuaternarului de mișcări de ridicare pe verticală cu intensitate medie, rata actuală fiind de 2-4 mm/an (Visarion et al., 1977). Depresiunea Transilvaniei a fost relativ stabilă în timp ce Platforma Moesică a suferit mișcări alternative de ridicare și coborâre, cu excepția sectorului său estic care a suferit mișcări

permanente de coborâre. Depozitele cuaternare din acest sector subsident au grosimi foarte mari, de 8-10 km.

Mișcările diferențiate din Platforma Moesică sunt puse în evidență de afundarea spre est a formațiunilor pliocene și pleistocen-inferioare. Procesul de subsidență în sectorul vestic încetează la sfârșitul Pliocenului și continuă în timpul Holocenului în sectorul estic (ex. Liteanu și Ghenea, 1966). Lacul pliocen s-a retras treptat spre sud-est, odată cu depunerea unei pânze întinse de pietrișuri pleistocene, cu dezvoltare areală în zona curburii carpatice, între râurile Buzău și Olt. La vest de Olt, în Piemontul Oltețului, pietrișurile mai apar doar până la Cerna Oltețului (Mihăilescu, 1946). Conform observațiilor noastre de teren acestea sunt pietrișuri mărunte, subordonate cantitativ nisipurilor.

2.3.2. Remanieri ale rețelei hidrografice. Mișcările de ridicare a Carpaților Meridionali subsecvente fazei valahă, asociate cu subsidența sectorului estic al Platformei Moesice, au activat procesele de eroziune regresivă pe torenții care debușau în Bazinul Dacic, conducând la captarea râurilor care se vărsau în Bazinul Panonic și la formarea văilor transversale ale Oltului, Jiului și Dunării. De interes pentru studiul de față este formarea cursului actual al Oltului.

De Martonne (1907) a făcut o serie de observații geomorfologice importante asupra defileului Oltului în Carpații Meridionali, arătând că acesta este atipic pentru o vale transversală. Intrarea în defileu este larg deschisă spre Transilvania, fiind specifică unei văi care iese din munți curgând spre nord. În schimb, în Munții Coziei defileul este foarte îngust, cu pereți verticali. În zona mediană, între Căineni și Brezoi, valea nu mai are aspect de defileu, are lunci largi și este însoțită de terase de vârstă cuaternară. În amonte de Valea Călinești, majoritatea afluenților au cursul deviat spre nord la confluența cu Oltul, indicând un sens nordic de curgere al râului colector. Mai mult, bazinul hidrografic al râului Băiașu, afluent stâng al Oltului, se extinde la sud de hostul Coziei printr-un afluent de stânga (Pârâul Gresiilor) care curge de la sud spre nord.

Pe baza acestor observații, autorul citat deduce existența unui paleorâu mio-pliocen care curgea spre Transilvania (Oltul nordic) și ale cărui izvoare erau asigurate de actualul râu Băiașu. Cumpăna de ape dintre Oltul nordic și râul care curgea spre sud (Oltul sudic) se afla la sud de bazinul Brezoi-Titești și corespundea platformei de nivelare pliocene (Gornovița), reprezentată în această regiune prin culmi de 700-800 m, în lungul versantului nordic al Coziei, de o parte și de alta a Oltului actual. Topografia actuală nu permite reconstituirea cu precizie a cumpenei de ape pliocenă. Mișcările negative din estul Platformei Moesice au dus la captarea apelor Oltului nordic de către cel sudic (râul Lotru) la începutul Cuaternarului. În momentul captării, Lotru deja curgea spre sud.

Popescu-Voitești (1918) consideră că această captare s-a realizat prin eroziunea regresivă a pragului de gnaise din zona Călinești de către un mic afluent al Oltului sudic.

2.3.3. Glaciațiunea cuaternară. Pe lângă cauzele globale ale glaciațiunii din timpul Cuaternarului, mișcările de ridicare care au urmat orogenezei valahă au contribuit de asemenea la instalarea și extinderea ghețarilor pe crestele Carpaților românești.

În aria sursă de referință se păstrează circuri glaciare în masivele Făgăraș și Sebeș-Cibin. În general, se admite că limita zăpezilor permanente în Carpații Meridionali a coborât până la 1850 m și că ghețarii au coborât până la 1700 m (ex. Macarovici, 1968). În Munții Făgăraș, cele mai joase morene frontale se află însă la 1300 m, pe Valea Arpașu Mic (Coteț și Martiniuc, 1966), ceea ce înseamnă că ghețarii de vale mari (de tip alpin) au coborât la altitudini mai mici.

Perioada glaciară din Carpați a avut patru faze glaciare, denumite Günz, Mindel, Riss și Würm, după numele văilor cu același nume din Alpii Bavariei, unde au fost definite. Acestea sunt separate de trei faze interglaciare, respectiv Günz/Mindel, Mindel/Riss și Riss/și Würm. Conform hărții Cuaternarului din România la scara 1:1.000.000 (Ghenea et al., 1971), vârstele fazelor glaciare și interglaciare sunt următoarele:

- faza glaciară Günz: sfârșitul Pleistocenului inferior;
- interglaciara Günz/Mindel: începutul Pleistocenului mediu;
- faza glaciară Mindel: Pleistocen mediu;
- interglaciara Mindel/Riss: Pleistocen mediu;

- faza glaciară Riss: partea superioară a Pleistocenului mediu;
- interglaciularul Riss/și Würm: începutul Pleistocenului superior;
- faza glaciară Würm: Pleistocen superior.

Pietrișurile din Piemontul Getic, așadar și cele din Piemontul Cotmeana (Fig. 1) s-au acumulat în Pleistocenul inferior pre-glaciuar, perioadă în care eroziunea în aria sursă a fost intensă și materialul clastic rezultat grosier. Tot în această epocă s-a format și valea transversală a Oltului. Nisipurile și pietrișurile de Frătești s-au acumulat în Pleistocenul inferior glaciuar, în timpul primei faze glaciare, când eroziunea era lentă și materialul clastic mult mai fin.



Fig. 1. Depozite de pietrișuri (a) și afloriment de pietrișuri pe Vale Vedea

3. PIETRIȘURILE DIN PIEMONTUL COTMEANA

3.1. Cercetări de teren în Piemontul Cotmeana

Cercetările de teren în Piemontul Cotmeana s-au efectuat în 123 de puncte de observație, din care au fost colectate 696 de probe de galeți din 100 de puncte de observație. În fiecare punct de observație a fost estimată frecvența de apariție a diverselor tipuri petrografice de galeți pe baza diagnosticului macroscopic, corectat în urma examenului microscopic, atunci când a fost cazul. Totuși, numărul de probe prelevate nu reflectă cu exactitate această frecvență, din tipurile petrografice cu valoare de index pentru aria sursă fiind luate probe mai multe în raport cu frecvența de apariție. Este cazul rocilor eruptive, mai ales că de multe ori acestea nu au putut fi identificate la nivel de petrotip în condiții de teren.

Au fost probate doar văile care izvorăsc din piemont, cu depozite de pietrișuri pleistocene, necontaminate cu material clastic recent. Nu s-au luat probe de pe văile râurilor Olt, Topolog și Argeș, care delimitează piemontul. Rețeaua de probare a fost în mare măsură condiționată de existența drumurilor de acces în perimetru și de traseul acestora. Multe drumuri trec dintr-o vale în alta astfel încât numerele punctelor de observație din lungul unei văi nu sunt întotdeauna în ordine consecutivă. Din 23 de puncte de observație nu s-au recoltat probe fie pentru că pietrișurile erau mărunte fie pentru că tipurile petrografice de galeți erau identice cu cele din punctele apropiate. (Fig. 2). Pentru operativitate, probele de roci silicioase de culoare roșie au fost înregistrate pe teren ca jaspuri iar cele de alte culori au fost înregistrate, în mod convențional, ca silicolite. În literatura geologică acest termen include de fapt toate rocile silicioase (ex. Papiu, 1960; Anastasiu, 1977).

Densitatea punctelor de observație a fost impusă de existența depozitelor de pietrișuri iar numărul de probe de varietatea petrografică a galeților. Exceptând cuarțul, cele mai frecvente tipuri petrografice de galeți întâlnite sunt următoarele: gnaișele cuarțo-feldspatice, cuarțitele, gresiile cuarțoase roșii, frecvent cu elemente de jaspuri, rocile amfibolice, rocile vulcanice, silicolitele și jaspurile.

Substratul de marne romaniene al depozitelor de pietrișuri a fost menționat în toate punctele în care acesta aflorează (14 puncte de observație).

Deși studiul de față este asumat ca fiind unul strict petrografic, în fiecare punct de observație am făcut și referiri cu privire la dimensiunea galeților, pentru a surprinde relațiile dintre dimensiunea acestora și distribuția lor areală în cadrul piemontului. Simplificând din rațiuni practice scara de dimensiuni Wentworth (1922), pietrișurile au fost descrise cu următorii termeni: **bolovani**, pentru galeții cu dimensiuni de 20-50 cm, **pietrișuri grosiere**, cu galeți mari de 10-20 cm, **pietrișuri**, cu galeții de 3-10 cm, **pietrișuri mărunte**, cu galeții de 1-3 cm și **pietrișuri fine**, cu galeți sub 1 cm.

3.2. Cercetări de teren în aria sursă

În aria sursă de referință au fost făcute observații de teren în 22 puncte din care au fost prelevate 61 de probe din tipurile petrografice comparabile cu cele identificate în Piemontul Cotmeana.

3.3. Observații de teren în piemonturile Olteț și Cândești

Pentru a releva caracterele petrografice specifice ale pietrișurilor din Piemontul Cotmeana în raport cu piemonturile adiacente s-au făcut observații de teren în 86 de puncte din piemonturile Olteț (85 puncte) și Cândești (1 punct) de observație, de unde au fost recoltate 64 de probe. Aceste probe, diagnosticate doar macroscopic, nu fac parte din baza de date a tezei.

Piemontul Oltețului. Spre deosebire de Piemontul Cotmeana, Piemontul Oltețului este alcătuit aproape exclusiv din nisipuri. Din cele 85 de puncte de observație, bancuri mici de pietrișuri mărunte apar doar în 5 puncte din bazinele văilor Cerna și Șasa, afluenți de stânga ai Oltețului. Din aceste puncte au fost prelevate 57 de probe. În ordinea frecvenței, principalele tipuri petrografice de galeți sunt de granite, gnaise cuarțo-feldspatice, amfibolite, eclogite și cuarțite. Silicolitele, jaspurile, rocile eruptive și gresiile roșii, frecvente în Piemontul Cotmeana, aici apar extrem de rar.

Piemontul Cândești. Este singurul piemont ale cărui pietrișuri au fost studiate din punct de vedere petrografic (Ghenciu și Stelea, 2016). Cele mai frecvente tipuri petrografice de galeți din acest piemont sunt reprezentate prin gnaise cuarțo-feldspatice, cuarțite, roci amfibolice, granite și gnaise șistoase cu porfiroblaste de albit. Rocile eruptive apar sporadic iar gresiile roșii și rocile silicioase nu apar deloc. În acest piemontul s-au făcut observații petrografice doar într-un singur punct (3411), pe Valea Mâzgana, din nord-vestul piemontului, de unde au fost prelevate 7 probe. În depozitele mari de pietrișuri din acest punct au fost identificate următoarele tipuri de galeți: gnaise cuarțo-feldspatice, cuarț, cuarțite, amfibolite, gnaise amfibolice și gnaise micacee.

4. STUDIUL MICROSCOPIC

Pentru acest studiu au fost examinate la microscop 792 de secțiuni subțiri, din care 709 au fost făcute pe probele de galeți recoltate din depozitele de pietrișuri ale Piemontului Cotmeana și 83 pe roci din aria sursă de referință. În urma determinărilor microscopice, probele de pietrișuri se repartizează pe categorii genetice astfel: roci metamorfice (305 probe), roci magmatice, predominant vulcanice (186), roci sedimentare (141), roci vulcanogen-sedimentare (63) și diverse roci care nu se încadrează în celelalte categorii (14), reprezentând breicii tectonice, roci cvasi-monominerale și lemne silicifiate.

În grupa rocilor metamorfice am identificat următoarele tipuri petrografice: gnaise cuarțo-feldspatice (104 probe), cuarțite (82) roci amfibolice (37), gnaise oculare și granite protolit (34), eclogite (23), șisturi verzi (16), cuarțuri și pegmatite metamorfice (9). În cadrul rocilor magmatice am identificat riolite (49 de probe), dacite (34), trahite (10), andezite (8), bazalte (6), ignimbrite (35), lave (27), breicii vulcanice (7) și granodiorite (10). Rocile sedimentare sunt reprezentate de

gresii roșii cuarțoase (71 de probe), silicolite (66) și alte roci sedimentare (4). La rocile vulcanogen-sedimentare am inclus probele de jaspuri (62) și probele de tufuri vulcanice (2).

4.1. Gnase cuarțo-feldspatice

Gnasele cuarțo-feldspatice sunt roci cu conținut redus de mice, slab foliate, cu granulație medie și textură orientată sau masivă. În mod curent, compoziția lor mineralogică este alcătuită din cuarț, plagioclaz (oligoclaz), microclin, biotit și muscovit, rar hornblendă. Relativ frecvent mai apar microblaste de magnetit, porfiroclaste de granat ferifer, almandin, porfiroblaste de turmalină și microblaste de granat manganifer, spessartin. Turmalina apare de multe ori asociată cu microblaste de granat manganifer, spessartin, și chiar include spessartinul. Ca minerale accesorii se remarcă prezența apatitului și a zirconului. În procese de alterare post-metamorfică se formează sericit pe plagioclaz și clorit pe biotit.

În aria sursă de referință gnasele cuarțo-feldspatice află pe suprafețe mari la partea superioară a cristalinelui de Sebeș-Lotru (Savu și Schuster, 1977; Stelea și Săndulescu, 1993) și a cristalinelui de Făgăraș (ex. Ștefănescu et al., 1982).

Pentru conturarea ariei sursă, spessartinul este un mineral index care permite restrângerea acestei arii la gnasele cuarțo-feldspatice din vecinătatea mineralizațiilor manganifere. Lentilele de roci manganifere află în gnasele cuarțo-feldspatice din zona centrală a Masivului Sebeș-Cibin. Accesibile eroziunii și transportului de material clastic în Piemontul Cotmeana sunt gnasele cu spessartin care află în bazinele râurilor Lotru (Savu et al., 1977), Sadu și Cibin (Hann et al., 1993), tributare Oltului. Totuși, galeți de minereuri manganifere nu au fost identificați în pietrișuri din cauza faptului că acestea se alterează ușor, mineralele de mangan descompunându-se în oxizi de mangan și fier.

Alte tipuri de gnase. Probele 3743 A-1 și 3744 A-6 sunt gnase cuarțo-feldspatice cu textură cataclastică, cu aliniamente fine de hornblendă sodică (arfvedsonit), cu pleocroism intens de la galben de bronz la albastru întunecat până la negru și birefringență mascată de culoarea mineralului. În aria sursă proximală nu sunt citate roci cu arfvedsonit. În aria sursă distală din sud-estul Depresiunii Transilvaniei Szadeczky (1930) citează arfvedsonit cu incluziuni de magnetit într-un fragment de șist muscovitic cu granat găsit în conglomeratele miocen inferioare din bazinul Văii Homorod, afluent drept al Oltului.

Proba 3404 A-4 este un gnais cuarțo-feldspatic cu biotit muscovitizat și porfiroblaste de albit poikilitic. Această probă este asemănătoare cu șisturile cu porfiroblaste de albit din Munții Leaota (Dimitrescu et al., 1971), roci care apar frecvent ca galeți în Piemontul Căndești (Ghenciu și Stelea, 2016). Este posibil ca acest tip de galet să provină din nordul Munților Leaota, adus de râul Bârsa în Olt și transportat mai departe în Piemontul Cotmeana.

Proba 2888 D este un gnais retromorf cu albit și clorit, reprezentat prin varietățile clinoclor și penin (clorit magnezian), intim asociate. În aria sursă nu am întâlnit un corespondent pentru acest tip de gnais.

4.2. Segregații metamorfice

Pegmatite metamorfice. Pegmatitele apar frecvent în cristalinelui getic, în mod special în Munții Lotrului, bazinele râurilor Lotru (Savu și Schuster, 1975) și Sadu (Hann et al., 1993), dar nu rezistă la transport. Din cauza a granulației mari, aceste roci se dezagregă foarte ușor. Dintre cele 3 probe de pegmatite, proba 3403 B conține spessartin microblastic, granatul manganifer a cărui valoare de index pentru aria de proveniență a fost deja menționată. În mod cert, acest galet de pegmatit provine din aceeași arie din care provin și galeții de gnase cuarțo-feldspatice cu spessartin.

Cuarțuri metamorfice. Sunt 6 probe de cuarț cu turmalină și o singură probă de cuarț cu disten care mai conține și incluziuni de turmalină. Segregațiile de cuarț cu turmalină sunt relativ frecvente în micașisturile de la partea superioară a cristalinelui de Sebeș-Lotru. Cuarțul din proba

2877 C conține disten parțial muscovitizat, mineral ce indică o rocă gazdă micacee bogată în aluminiu. Segregațiile de cuarț cu disten apar frecvent în micașisturile și gnaisele micacee cu disten ale cristalinelui de Făgăraș. Aceste roci află în sudul și nord-vestul Munților Făgăraș (ex. Dimitrescu et al., 1985), arii drenate de afluenți ai Oltului, respectiv ai Argeșului. Din cauza foliației pronunțate, rocile micacee gazdă nu rezistă la transport și galeți de acest tip nu apar în pietrișuri.

4.3. Gnaise granitice și oculare

Gnaisele granitice și oculare (34 de probe) apar asociate în aria sursă, gnaisele oculare fiind formate pe seama celor granitice. Compoziția mineralogică este asemănătoare cu cea a gnaiselor cuarțo-feldspatice la nivelul componentelor majori (cuarț, plagioclaz, microclin, albit, mice, uneori hornblendă), dar diferă semnificativ la nivelul componentelor minori.

Caracteristic pentru gnaisele granitice este biotitul roșu (ferifer-titanifer), frecvent cu incluziuni de zircon, cu aureole pleocroice, apatit și monazit, parțial muscovitizat sau cloritizat.

În aria sursă de referință, gnaisele oculare și rocile granitice protolit află la partea inferioară a cristalinelui de Sebeș-Lotru și a cristalinelui de Făgăraș. În cadrul acestei regiuni, gnaisele granitice cu biotit roșu și granat află pe arii restrânse în bazinele râurilor Cibin (Stelea, 1998), Topolog (Ștefănescu et al., 1982) și Argeș, în aluviunile cărui le-am găsit și noi.

4.4. Roci amfibolice

Sub acest termen au fost grupate cele 39 de probe de amfibolite și de gnaise amfibolice diferența esențială dintre cele două tipuri petrografice constând în proporția de plagioclaz (andezin), evident mai mare în gnaise.

Asociația mineralogică primară în probele de roci amfibolice este alcătuită din hornblendă verde, plagioclaz, cuarț, magnetit, rutil, granat și apatit. Frecvent, hornblenda și granatul conțin incluziuni aciculare de rutil. Apatitul apare ca incluziuni în hornblendă. La rândul ei, hornblenda poate apare ca incluziuni în granat sau în plagioclaz.

Asociația mineralogică secundară include albit și sericit, formate pe seama plagioclazului, epidot, clinozoizit, sfen, formate pe seama hornblendei și clorit, format pe granat sau pe hornblendă. Magnetitul și hematitul pot apărea ca subproduse ale acestor transformări. Sfenul apare frecvent pe seama rutilului, sub formă de coroane.

Așa cum am menționat deja, în fundamentul cristalin al Carpaților Meridionali din nordul piemontului cele mai multe corpuri de roci amfibolice află la același nivel structural cu gnaisele cuarțo-feldspatice, intim asociate cu acestea. Prin urmare, putem presupune că majoritatea galeților de roci amfibolice provin din aceleași arii sursă din care provin și gnaisele cuarțo-feldspatice. Probele de amfibolite milonizate, mai mult sau mai puțin retromorfizate, au corespondent în cristalinelui de pe versantul nordic Masivului Făgăraș, puternic afectat de retromorfism dinamic alpin și în pachetele de roci amfibolice situate în vecinătatea planului de șariaj al Pânzei Getice din bazinul superior al râului Lotru.

4.5. Eclogite

Eclogitele se formează prin metamorfismul rocilor bazice și ultrabazice în condiții de presiune ridicată, specifice mantalei superioare și crustei inferioare. Se caracterizează prin prezența porfiroblastelor de granat fero-magnezian (pirop-almandin) într-o masă de piroxen sodic (omfacit-jadeit). Asociația mineralogică generală a probelor de eclogite din Piemontul Cotmeana este alcătuită din granat, hornblendă verde, albit, cuarț, rutil, sfen, clorit magnezian (penin), magnetit, hematit, actinolit, tremolit, biotit, clinozoizit, foarte rar omfacit și diopsid.

Toate probele prezintă texturi simplectitice rezultate prin descompunerea paragenezei inițiale în urma proceselor orogenice care au adus eclogitele la nivele crustale superioare, în condiții de

presiune scăzută. Granatul s-a conservat în toate probele, ca porfiroblaste cu coroane kelifitice alcătuite din hornblendă verde și albit.

Eclogitele sunt relativ rare în fundamentul cristalin al Carpaților Meridionali, unde apar de regulă ca lentile relictice în rocile amfibolice formate pe seama lor. În aria sursă de referință eclogitele aflorază în sudul Munților Făgăraș (Dimitrescu et al., 1985), în bazinele văilor Argeș și Topolog, și în sud-estul Munților Căpățâna (Lupu et al., 1978), în bazinele râurilor Cheia, Bistrița și Luncavăț, afluenți de dreapta ai Oltului.

4.6. Șisturi verzi

Sunt roci șistoase, majoritatea de culoare verde, puțin rezistente la alterare și transport, fapt ce explică numărul mic de galeți de șisturi verzi în piemont. Toate probele conțin asociații minerale de grad scăzut, marea majoritate rezultate prin retromorfismul unor roci magmatice bazice sau a unor roci metamorfice amfibolice sau micacee de grad mai înalt.

Mineralele care le conferă identitate sunt cele dominante cantitativ, și anume actinolit, clorit magnezian (penin) și minerale din grupa epidotului, rar biotit.

În regiunea montană din nordul piemontului, cea mai largă arie de aflorare a șisturilor verzi retromorfe (șisturi cuarț-cloritoase și actinolitice) este versantul nordic al Munților Făgăraș, drenat de numeroși afluenți de stânga de pe cursul mediu al Oltului. Șisturile cu actinolit, epidot și clorit apar frecvent și în formațiunile metabazice ale Complexului Infracretic din Munții Latoriței (ex. Savu și Schuster, 1975), regiune drenată de râurile Lotru și Latorița.

4.7. Cuarțite

Sunt roci dure, cu granulație fină, constituite în principal din cuarț, în proporții ce variază de la 50% la 98%.

În probele studiate au mai fost întâlnite epidot, clinozoizit, zoizit, hornblendă, clorit, sfen, granat, apatit, turmalină, zircon. Ca minerale secundare apar hidroxizi de fier (goethit și limonit), de regulă pe fisuri. Două minerale care apar rar, dar sunt importante pentru că permit precizarea sursei la nivel de formațiune geologică, sunt cloritoidul, prezent în cinci probe, și glaucofanul, identificat în proba 3755C-2. Proba cu glaucofan are textură milonitică constând din granule aplatizate de cuarț cu incluziuni de albit, separate de benzi de oxizi de fier în care au cristalizat post-cinematic glaucofan și hematit (Culescu și Ghenciu, 2020).

În aria sursă de referință cuarțitele apar ca intercalații în alte tipuri de roci, rar formând corpuri geologice de dimensiuni mai mari, astfel că este dificil de conturat o arie mai restrânsă de proveniență a materialului detritic cuarțitic. Particularitățile mineralogice și texturale ale unor probe (asociații minerale cu albit, zoizit, cloritoid și glaucofan, aliniamente microcutate de oxizi Fe-Ti) sunt identice cu cele ale milonitelor cuarțitice cu glaucofan din Complexul Infracretic de la izvoarele râurilor Latorița și Lotru. Aceste roci au fost recent descrise de Stelea și Ghenciu (2019), formarea lor fiind pusă pe seama unui metamorfism de presiune ridicată în faciesul șisturilor verzi cu glaucofan, asociat șariajului getic. Cuarțite milonitice cu oxizi de fier apar și pe planul de șariaj al Formațiunii de Suru din aria centrală și nord-vestică a Munților Făgăraș (Stelea et al., 2004).

4.8. Gresii roșii

Sunt rocile sedimentare cele mai frecvente în pietrișurile Piemontului Cotmeana, datorită compoziției lor mineralogice cuarțoase. Au fost probate în special gresiile roșii cu litoclaste de jaspuri roșii în compoziția lor petrografică. Jaspurile sunt indicatori destul de restrictivi pentru conturarea ariei de sedimentare a gresiilor, implicit a ariei de proveniență a galeților.

Sunt roci cu granulație fină, fără stratificație evidentă, constituite în principal din silice (granule de cuarț, litoclaste de jaspuri și de cuarțite, ciment de calcedonie). Pe lângă silice, mai apar cristaloclaste de feldspat, frecvent plagioclaz, rar feldspat potasic, turmalină și muscovit,

foarte rar hornblendă. Litoclaste de jaspuri roșii, uneori cu radiolari, sunt omniprezente iar cele de cuarțite, uneori cu magnetit, apar destul de frecvent.

În probele studiate au fost observate următoarele tipuri de liant: cuarț, calcedonie, oxizi de fier și clorit. Frecvent este cimentul cuarțos de supracreștere, format din cuarț crescut în continuitate optică cu granulul pe care crește

Fragmente de gresii cuarțoase roșii, identice cu cele din piemont, am găsit pe V. Turburea, afluent stâng al Argeșului din zona sucarpatică, dislocate din formațiunile grezoase Eocene și Oligocen-Miocen inferioare care aflurează în regiune (Murgeanu et al, 1967).

4.9. Roci silicioase (silicolite)

Sunt roci dure, macroscopic amorfe, cu spărtură concoidală sau așchioasă. Prezintă culori variate, cele mai frecvente fiind roșu, dată de hematit, și ocră, dată de hidroxizi de fier, de regulă goethit, foarte rar limonit. Rar apar și galeți de culoare cenușie sau neagră, dată de impurități argiloase. Așa cum am menționat și în capitolul anterior, probele de roci silicioase roșii, bogate în hematit, au fost înregistrate pe teren ca jaspuri iar probele de culoare galben-brun, rar cenușie sau neagră, au fost înregistrate ca silicolite. În acest capitol am descris rocile silicioase ca silicolite roșii (jaspuri) și silicolite galben-brun (ocră), termeni folosiți de Ghițulescu et al. (1968) pentru descrierea silicolitelor din bazinul neogen Brad.

Din punct de vedere al resturilor organice, specifice pentru silicolitele galben-brune sunt cochiliile de Planorbis și spiculi de spongieri. Unele silicolite galben-brune au impresiuni de Planorbis vizibile macroscopic. Resturile de diatomee sunt mai frecvente în silicolitele galben-brune decât în jaspuri. Testurile de radiolari apar atât în jaspuri, cât și în silicolitele galben-brune.

La nivel macroscopic, texturile stratificate au fost observate doar în galeții de silicolite galben-brune iar texturile brecioase doar în galeții de jaspuri, recimentate cu cuarț. La nivel microscopic, aceste texturi apar în ambele categorii de roci silicioase.

Silicolitele galben-brun. Sunt roci de roci de origine sedimentară, formate în mediu lacustru sau marin. Sunt constituite din calcedonie criptocristalină sau sferulitică și cuarț microgranular, impregnate cu hidroxizi de fier (goethit) și impurități argiloase. Testurile silicifiate de Planorbis, spiculi de spongieri, în parte și testurile de radiolari, nu conțin impurități. În câteva probe toată masa rocii este constituită din sferule de calcedonie fibro-radiară. O singură probă conține și material clastic alcătuit din cuarț și sericit.

Silicolitele roșii (jaspuri). Sunt roci de origine vulcanogen-sedimentară, formate într-un mediu marin cu aport de soluții hidrotermale de natură vulcanică. Sunt constituite dintr-o masă criptocristalină de calcedonie cu hematit, parțial înlocuită de cuarț microgranular. Hematitul apare ca impregnații fine sau masive, uneori cu aspect dendritic sau colomorf (3783 D), în care apar și cristale de hematit, tabulare sau aciculare (2869 G). Când masa rocii este formată din testuri calcedonizate de radiolari, hematitul impregnează testurile de radiolari (2885 D) sau umple spațiile libere dintre acestea (3784 D-3).

Carbonatul de fier (siderit) apare în trei probe, în diverse stadii de silicifiere. În proba 3757 F-2 sideritul este nealterat, formând mici cristale rombice uniform distribuite în masa rocii, unele dintre ele cu borduri de hematit și goethit sau complet opacizate. În celelalte două probe, 2882 H-1 și 3789 E, cristalele de siderit sunt complet calcedonizate și se recunosc doar prin bordurile de hematit și goethit cu contur rombic.

Cu excepția celor trei probe, rocile silicioase din Piemontul Cotmeana nu conțin carbonat de calciu, resturile organice de carbonat de calciu fiind complet silicifiate. În consecință, putem considera că galeții provin din formațiuni sedimentare sau vulcano-sedimentare depuse la adâncimi mari, sub limita de compensare a carbonaților, unde calcitul și aragonitul se dizolvă. Astfel de formațiuni nu am identificat pe hărțile geologice din aria sursă de referință.

În aria sursă proximală jaspurile apar în formațiunile carbonatice de vârstă Callovian-Oxfordian din Munții Căpățâanii (Lupu et al., 1978). În aria sursă carpatică distală aferentă bazinului mijlociu al Oltului sunt menționate de asemenea roci silicioase asociate formațiunilor

carbonatice mezozoice. Radiolarite de vârstă Callovian-Oxfordian afloră în zona Zărnești (Săndulescu et al., 1972 a) și strate cu jaspuri de aceeași vârstă în zona Codlea (Săndulescu et al., 1972 b). Calcare cu accidente silicioase de vârstă triasică (Campilian-Anisian) afloră în Munții Perșani (Ileana Popescu, 1970).

Data fiind rezistența lor la alterare și transport, rocile silicioase au putut suferi remanieri repetate ajungând în formațiuni sedimentare detritice mai recente, de unde au fost remaniate în piemont. O astfel de arie sursă secundară, intracarpatică, ar putea fi conglomeratele panoniene din nordul Munților Perșani, bazinul Văii Homorod, de unde Szadeczky (1930) citează elemente de jaspuri roșii și de silex (accidente silicioase cf. Anastasiu, 1977).

4.10. Roci vulcanice

Riolite. Sunt roci eruptive acide, constituite în principal din feldspat potasic și cuarț. Aproape toate probele analizate prezintă texturi porfirice, foarte rar apar și texturi afanitice. Frecvent, matricea cuarțo-feldspatică este sticloasă, aflată în diverse stadii de devitrifiere, sau criptocristalină, mai rar microgranulară, frecvent impregnată cu oxizi și hidroxizi de fier.

Un biotit cu habitus neobișnuit, filiform, probabil de natură restitică, apare în matricea probei 3749 A, care este de fapt un riocacit. În matricea probei 3781 C-1 apar vezicule de sticlă cu margini colorate în brun-auriu, probabil palagonit.

Filoane de riolite și dacite vechi, descrise ca porfire cuarțifere, apar în cadrul complexului vulcanogen Liasic din nord-estul Munților Făgăraș (Manilici, 1960), zona Poiana Mărului-Șinca Nouă-Holbav, drenată de afluenți de stânga ai Oltului actual, râurile Șinca și Bârsa. Biotitul filiform, de natură restitică apare frecvent în matricea filoanelor de riocacite cu origine anatectică din nordul Munților Cibin (I. Stelea, informație verbală).

Dacite. Matricea dacitelor prezintă texturi similare cu cele ale riolitelor, rezultate prin procese de devitrifiere și recristalizare. Diferența esențială este prezența feldspatului plagioclaz în compoziție. Matricea microgranulară apare mai frecvent decât la riolite și prezintă uneori structuri mirmekitice de feldspat potasic și cuarț (3408 G-1).

Aria sursă a dacitelor suportă aceleași comentarii și supoziții ca și aria sursă a riolitelor.

Trahite. Caracteristic pentru trahite este matricea microlitică cu textură fluidală, de natură predominant feldspatică, în care feldspatul potasic predomină cantitativ asupra plagioclazului. Feldspatul potasic apare de asemenea și ca fenocristale. În matrice mai pot apare cristaloclaste sericitizate de plagioclaz și cristale de apatit. Cuarțul lipsește, cel puțin la scara secțiunii subțiri, sau apare rar, în agregate recristalizate. În probele examinate, matricea este impregnată cu oxizi și hidroxizi de fier, local asociați cu epidot și clorit.

Proba 2914 H-3, prelevată de pe valea Tutana, din nord-estul piemontului, este un trahit cu riebeckit. Roca are textură trahitică tipică, cu fascicule alcătuite din microlite de feldspat potasic, predominant cantitativ, și prisme aciculare de riebeckit. Între microlite se găsesc granule subhedrale de riebeckit și magnetit, rar fenocristale deformate de feldspat potasic, cu limite difuze. Vermiculitul și goethitul apar ca produse de alterare pe seama riebeckitului și magnetitului.

Trahite și trahite porfirice de vârstă Liasic afloră în complexul vulcanic din nord-estul Munților Făgăraș (Manilici, 1960). Tot în acest complex a fost identificat un filon de trahite porfirice cu riebeckit (Dimitrescu, 1964). Trahite de vârstă Triasic mediu (Ladinian), afloră în zona Racoș din Munții Perșani (Ileana Popescu et al., 1976), traversată de râul Olt.

Andezite. Din cele opt probe de andezite, șapte sunt latandezite, având proporții mici de feldspat potasic în matrice. Matricea, de regulă microlitică, ușor fluidală uneori, este constituită din baghete de plagioclaz și feldspat potasic subordonat cantitativ, cu granule de oxizi de fier (magnetit și hematit). Într-o singură probă de andezit matricea este microgranulară și conține fenocristale de plagioclaz și fenocristale parțial resorbite de hornblendă

Cu excepția feldspatului potasic, mineralele din matrice apar și ca fenocristale, îndeosebi plagioclazul (uneori cu borduri mai acide) și clinopiroxenul, de multe ori grupate în agregate de fenocristale. Ca și hornblendă, fenocristalele de biotit sunt parțial resorbite și au forme scheletice

cu resturi de oxizi metalici. Nu au fost observate procese de resorbție magmatică la fenocristalele de clinopiroxen și de plagioclaz.

Andezite cu piroxeni și andezite cu hornblendă și biotit, de vârstă Pliocen superior, aflorază în Munții Baraolt (Ileana Popescu et al., 1975), în bazinele râurilor Baraolt și Cornoș, afluenți de dreapta al Oltului.

Bazalte. Din cele șase probe de bazalte, patru sunt bazalte piroxenice (tholeitice) și două sunt bazalte olivinice. Probele de bazalte piroxenice au matrice cu textură microcristalină și criptocristalină de plagioclaz și clinopiroxen, impregnată cu oxizi de fier, sau textură intergranulară, cu mineralele femice dispuse între microlitele de plagioclaz.

Proba 3755 D, din nord-vestul piemontului (V. Mare), este un galet de bazalt piroxenitic cu olivină. În ordinea frecvenței, fenocristalele sunt de plagioclaz, olivină și clinopiroxen (Culescu și Ghenciu, 2020). Ulterior publicării lucrării menționate mai sus, parageneza magmatică cu clinopiroxen și olivină a fost identificată și în proba de bazalt 3745 I-4 de pe aceeași vale din nord-vestul piemontului.

Filoane de bazalte piroxenice aflorază în nord-estul Munților Făgăraș (Manilici, 1960) și în zona lor centrală, atât pe versantul sudic (Dimitrescu et al., 1985) cât și pe versantul nordic (I. Stelea, informație verbală).

Bazalte cu fenocristale de piroxeni (augit, diopsid) și olivină au fost descrise de Manilici și Vâlceanu (1962) în cadrul complexului vulcanic Liasic din nord-estul Munților Făgăraș, bazinul Codlea. Fără detalii mineralogice, bazalte de vârstă Triasic mediu și Pleistocen inferior sunt figurate pe hărțile la scara 1:50 000 aferente Munților Perșani, foile Baraolt (Ileana Popescu et al., 1975) și Racoș (Ileana Popescu et al., 1976). Bazaltele Pleistocene de la Racoșul de Jos conțin olivină (Rădulescu și Dimitrescu, 1966). Fie că provin din nord-estul Munților Făgăraș fie că provin din Munții Perșani, galetii de bazalte cu olivină (probele 3755 D și 3745 I-4) identificate pe marginea vestică a piemontului nu puteau ajunge aici decât aduse de râul Olt.

Lave. Cele zece probe de curgeri de lavă constau din cinci probe de lave andezitice, patru probe de lave riolitice, și o singură probă de lavă dacitică. Toate se prezintă ca mase sticloase cu texturi fluidale, uneori haotice, mai mult sau mai puțin deranjate de procese de devitrifiere. Lavele andezitice au texturile fluidale cele mai evidente, uneori rubanate prin procese diferențiate de devitrifiere. Separarea petrografică a probelor s-a făcut pe baza naturii mineralogice a fenocristalelor, de regulă corodate magmatic.

Ignimbrite. Între rocile eruptive au fost identificate 35 de probe de ignimbrite riolitice. Acestea au matrice cuarțo-feldspatică sticloasă sau criptocristalină, mai mult sau mai puțin sericitizată. Textura este de regulă breicioasă, local fluidală, cu aspect haotic. În proba 2891 H apar vezicule de sticlă galbenă bordate cu goethit. Ca și în cazul riolitelor, devitrifierea matricei conduce la apariția unor agregate sferice de calcedonie fibroasă și a unor agregate de cuarț recristalizat.

Brecii vulcanice. Din cele șapte probe de brecii vulcanice, patru sunt de natură riolitică și trei de natură dacitică. Comune pentru ambele tipuri sunt texturile breicioase și procesele de silicifiere care afectează atât clastele cât și matricea. Ca și în cazul lavelor, diferențierea s-a făcut pe baza naturii mineralogice a cristaloclastelor și a naturii petrografice a litoclastelor.

Dintre breciile riolitice analizate, proba 3742C-7 este una tipică. Conține fenoclaste de cuarț corodat magmatic și de feldspat potasic sericitizat, litoclaste de natură riolitică și litoclaste de matrice cuarțo-feldspatică microgranulară. Toate aceste elemente sunt prinse într-o matrice cuarțo-feldspatică criptocristalină sericitizată cu oxizi de fier și microclaste de cuarț.

Procesele de devitrifiere sunt mai avansate în proba 2899 C, cu clorit și sericit între cristalele de plagioclaz și de cuarț. Sticla, parțial devitrifiată, apare în mici agregate rotunjite, cu aspect de picături deformate.

Curgeri de lavă și depozite de ignimbrite și brecii vulcanice se găsesc în zona vulcanică neogenă din Munții Baraolt (Ileana Popescu et al., 1975), regiune drenată de râul Olt și de afluenții acestuia.

Tufuri vulcanice. Doar doi galeți (probele 2902 C și 3782 D-2), au fost identificați ca tufuri vulcanice vitrolitoclastice de compoziție dacitică. Proba 2902 C are matrice sticloasă parțial devitrificată, cu heulandit criptocristalin, oxizi și hidroxizi de fier (hematit, goethit). În matrice apar numeroase vacuole sferice cu heulandit în cristale tabulare cu birefringență scăzută, relativ larg cristalizate. Procesul de devitrifiere este mai avansat în proba 3782 D-2. Matricea este constituită din sticlă cu rozete sferice de calcedonie fibroasă, hematit, goethit și cuiburi de celadonit cu diverse forme, bordate cu oxizi și hidroxizi de fier. După Heinrich (1965), celadonitul este o varietate de glauconit cu mai mult fier bivalent și magneziu și mai puțin fier trivalent și aluminiu. În matrice mai apar cristale individuale de plagioclaz și cuarț, unele corodate magmatic, precum și fragmente litice cuarț-plagioclaz.

În aria sursă de referință tufuri dacitice de vârstă Miocen mediu (Badenian) află în vestul Munților Perșani (Ileana Popescu et al., 1970; Ileana Popescu et al., 1975), regiune drenată de râul Olt și de afluenții acestuia de pe cursul mijlociu.

4.11. Roci plutonice (granodiorite)

Între probele de roci magmatice au fost identificate și zece probe de granodiorite, roci care reprezintă corespondentul plutonic al riocacitelor. Sunt roci holocristaline alcătuite din plagioclaz, feldspat potasic și cuarț. În proporții mici apar și minerale femice, de regulă biotit și hornblendă, mai rar agregate de epidot și clinozoizit de natură magmatică sau cristale izolate de allanit magmatic. Tot de natură magmatică este și zirconul, prezent ca incluziuni cu aureole pleocroice în hornblendă și în biotit.

Ca minerale secundare sunt frecvente sericitul, format pe plagioclaz, în principal, și pe feldspat potasic, epidotul, format pe plagioclaz sau pe biotit, muscovitul, cloritul și oxizii de fier, formate pe biotit, și sfenul, format pe hornblendă. Plagioclazul prezintă frecvent borduri mai acide nesericitizate. Procesele de alterare sunt mai intense în probele afectate de deformări post-magmatice.

Granodioritul din proba 2920 C a suferit un proces incipient de anatexie, manifestat în spațiile intergranulare unde plagioclazul și cuarțul sunt parțial topite. Prin recristalizare, topitura a generat în aceste spații agregate microgranulare de cuarț și feldspat potasic ce conferă rocii o textură cvasi-porfirică.

În aria sursă de referință granodiorite află în nord-estul Munților Făgăraș (Manilici 1960), în bazinul râului Bârsa Fierului, afluent al râului Bârsa, care la rândul lui este afluent de stânga al Oltului. Corpuri mici de granodiorite, frecvent afectate de procese de anatexie parțială, află în Cristalinul Getic din zona nord-estică a Munților Cibin (Stelea et al., 1991; Stelea și Săndulescu, 1993), drenată de râul Cibin, afluent de dreapta al Oltului.

4.12. Alte tipuri petrografice

Breциile tectonice. Sunt breциii predominant cuarțoase (5 probe), rezistente la transport. Au texturi cataclastice tipice, cu claste mari de cuarț deformat, cu extincție ondulatorie și lamele de deformare, cimentate cu cuarț recristalizat post-tectonic în granule microblastice. Clastele monogranulare de cuarț au forme neregulate iar cele poligranulare au forme globulare sau alungite, acestea din urmă cu textură fibroasă dispusă transversal pe axa de alungire. Subordonat, matricea de cuarț microblastic mai conține sericit, plagioclaz, microclin și oxizi de fier, rar turmalină. În mod cert, acești galeți provin din zone de falii. Prezența microclinului și a turmalinei sunt indicii care sugerează ca sursă formațiunile de gnaise cuarțo-feldspatice din Carpații Meridionali central-estici.

Roci monominerale. Sunt reprezentate prin cinci probe de roci foarte bogate în epidot și trei probe de roci foarte bogate în clorit, proporția celor două minerale fiind de 60-90%. În toate probele, cele două minerale dominante se asociază cu cantități minore de cuarț. Epidotul, asociat cu sfen, hematit, clinozoizit și clorit formează mase compacte cu agregate interstițiale de cuarț.

Cloritul apare în agregate microgranulare sau vermiculare, asociat cu cuarț, albit și hematit. Aceste probe nu prezintă particularități care să indice sau să sugereze aria sursă.

4.13. Tipuri petrografice particulare de galeți

În urma studiului microscopic, în 22 de puncte de observație din Piemontul Cotmeana au fost identificate 25 de probe de tipuri petrografice de galeți cu compoziții mineralogice particulare:

- gnaisse cuarțo-feldspatice cu spessartin, 6 probe;
- cuarțite cu cloritoid, 5 probe;
- gnaisse cuarțo-feldspatice cu magnetit, 2 probe;
- gnaisse cuarțo-feldspatice cu arfvedsonit (Fig. 3a), 2 probe;
- roci cu glaucofan, 2 probe;
- bazalte cu olivină, 2 probe;
- tufuri dacitice (2 probe), una cu heulandit (Fig. 3b) și una cu celadonit;
- trahit cu riebeckit, 1 probă;
- pegmatit cu spessartin, 1 probă;
- gnaisse cuarțo-feldspatice cu porfiroblaste de albit poikilitic (Fig. 3c), 1 probă;
- cuarț cu incluziuni de disten (Fig 3d), 1 probă.

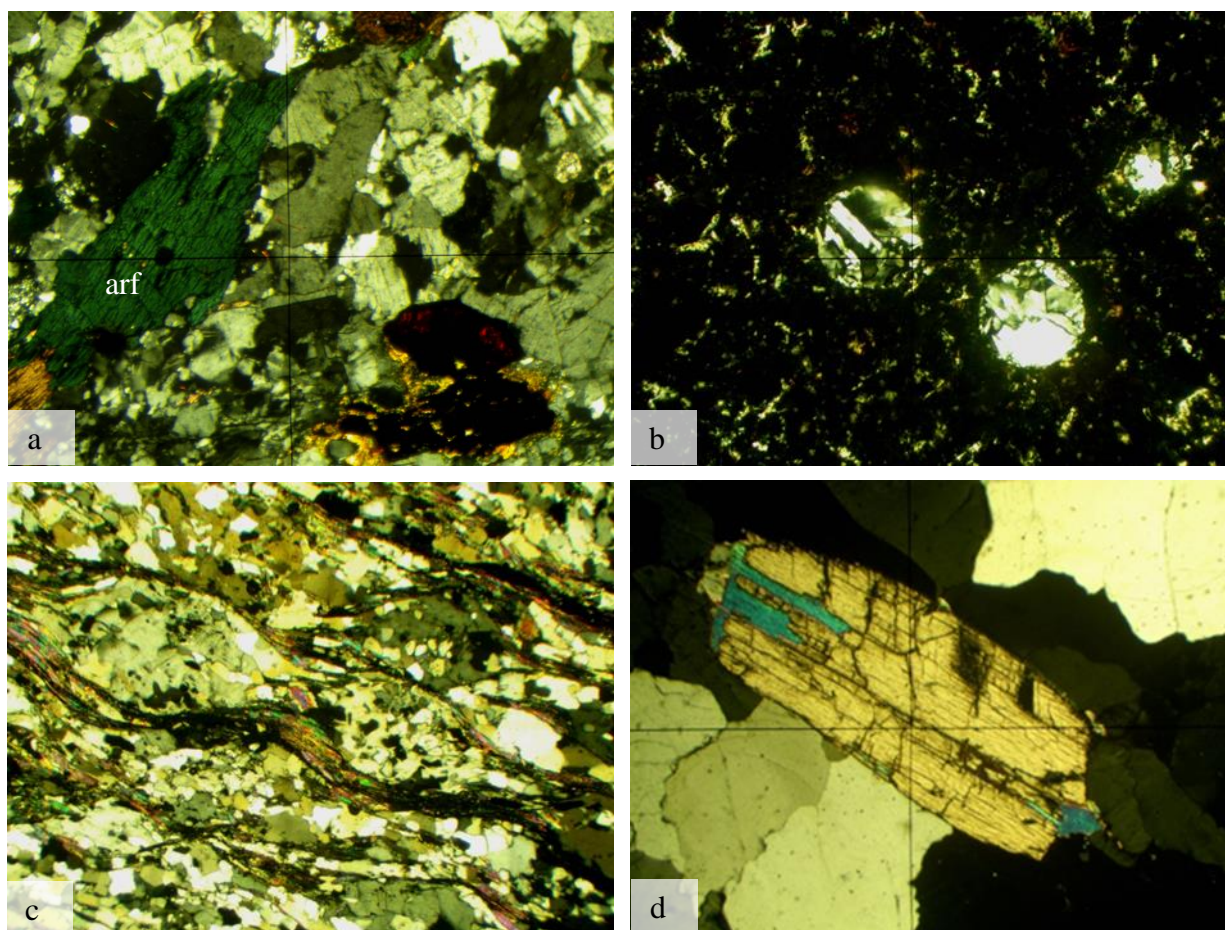


Fig. 3. Microfotografii cu tipuri particulare de galeți: a) gnais cuarțo-feldspatic cu arfvedsonit (arf, proba 3744 A; N+, L 1,4 mm); b) tuf dacitic vitroclastic cu vacuole de heulandit (2902 C; N+, L 0,7 mm); c) gnais cu porfiroblaste de albit poikilitic (3404 A-4; N+, L 4,2 mm); d) cuarț cu incluziuni de disten parțial muscovitizat (2877 C; N+, L 4,2 mm)

Marea majoritate a probelor de astfel de tipuri petrografice (20) au fost identificate pe văile de pe marginea vestică a piemontului. Ca și bolovanii de gresii roșii, jaspuri și amfibolite, galeții de cuarțite cu cloritoid, cuarțite cu magnetit și/sau hematit, roci cu glaucofan, gnaisse cuarțo-

feldspatice cu arfverdsonit, bazalte cu olivină, tufurile dacitice și pegmatitul cu spessartin sunt specifice zonei vestice a piemontului. Aria lor de proveniență corespunde bazinului hidrografic al Oltului din aria carpatică și intracarpatică.

Doar 5 probe de tipuri petrografice particulare au fost identificate în restul piemontului. În zona central-sudică, pe V. Vedea, au fost identificate 3 probe de gnaise cuarțo-feldspatice cu spessartin și 1 probă de gnaise cuarțo-feldspatic cu magnetit. În zona central-nordică, pe Valea Cungrea Mare a fost identificată o probă de cuarț cu incluziuni de disten. Aria de proveniență a acestor galeți corespunde bazinului hidrografic al Oltului din aria carpatică (Munții Lotru și Cindrel).

În zona nordică a fost identificată o singură probă de trahit cu riebeckit. Dată fiind proximitatea acestei zone piemontane față de orogen, aria sursă a acestui galet nu poate fi decât Munții Făgăraș, ca arie primară, sau Subcarpații Getici din nordul piemontului, ca arie secundară.

4.14. Observații microscopice pe roci din aria sursă

În paralel cu probarea sistematică a pietrișurilor din Piemontul Cotmeana s-au făcut și observații de teren și prelevări de probe în aria sursă proximală din nordul piemontului, în bazinele râurilor Lotru (văile Latorița, Păscoaia și Valea lui Stan), Olt (văile Lotrioara, Boia, Băiașu și Sălătrucel), Topolog (Valea Cumpăna) și Argeș (V. Cumpăna, V. lui Stan și V. Turburea), atât în aflorimente cât și pe depozite de aluviuni recente. O parte din rezultate au fost menționate odată cu tipurile petrografice prezentate mai sus.

Dintre rocile metamorfice, au fost probate tipurile petrografice cu compoziții mineralogice particulare. În bazinul Lotrului aflorează cuarțite cu magnetit și hematit, la izvoarele V. Latorița, gnaise cuarțo-feldspatice cu spessartin, pe Valea Păscoaia, și gnaise granitice cu granat, pe V. lui Stan. Șisturi actinolitice aflorează pe V. Lotrioara, afluent de dreapta al Oltului. În bazinul Argeșului aflorează gnaisele granitice cu granat, pe V. Cumpăna, iar în aluviuni apar galeți de gnaise cuarțo-feldspatice cu magnetit.

Dintre rocile sedimentare au fost investigate conglomeratele permo-triasice de pe Valea lui Stan (de Lotru), conglomeratele paleogene și neogene din bazinele sedimentare Brezoi-Titești și Călimănești, și din sudul Depresiunii Transilvaniei (zona Tălmăciu), pentru varietatea petrografică a fragmentelor alogene din compoziția lor (gresii roșii, jaspuri, roci eruptive etc.).

Analiza microscopică pe 30 de secțiuni subțiri arată că depozitele roșii de pe Valea lui Stan reprezintă un melanj tectonic impregnat cu hematit, alcătuit din breccii și microbreccii cuarțo-feldspatice și diverși protoliți ai acestora, reprezentați prin gnaise cuarțo-feldspatice și milonitizate, gnaise granitice și cuarțite cu biotit. Gresii roșcate din conglomeratele de la Boișoara (Bazinul Brezoi-Titești) s-au dovedit însă a fi gresii carbonatice cu ciment de oxizi de fier, cu grad scăzut de rulare.

Fragmente de gresii cuarțoase roșii, identice cu cele din piemont, am găsit pe V. Turburea, afluent stâng al Argeșului în zona sucarpatică, dislocate din formațiunile grezoase Eocene și Oligocen-Miocen inferioare care aflorează în regiune (Murgeanu et al, 1967). Sunt gresii cu grad mediu de rulare și grad bun de sortare, cu elemente de cuarț și de jasp, foarte rar de cuarțite, și ciment hematitic, sericitic și de supracreștere. Pe lângă cuarț, mai apar elemente de turmalină și de jaspuri, rar de cuarțite.

În aluviunile V. Turburea am identificat și galeți de roci eruptive, trahite alcaline și andezite cu hornblendă. Galeți de bazalte cu piroxen și olivină au fost identificați pe V. Argeșului și pe afluentul său drept, V. lui Stan. Pe afluenții de stânga ai Oltului din sectorul Brezoi-Călimănești am identificat galeți de lavă andezitică, pe V. Băiașu (Bazinul Brezoi-Titești), și galeți de ignimbrite andezitice, pe V. Sălătrucel (Bazinul Călimănești). Pe V. Oltului, în conglomeratele de vârstă Miocen mediu de la Tălmăciu (Codarcea et al., 1968) apar elemente rulate de riolite, dacite și gresii cuarțoase roșii.

5. SUMAR STATISTIC

5.1. Tipuri petrografice de galeți

Pentru realizarea acestui studiu petrografic s-au făcut observații de teren în 144 de puncte, din care au fost prelevate 757 de probe. Din Piemontul Cotmeana au fost recoltate 696 probe de galeți din 122 de puncte de observație, 14 din zona extrem nordică, 66 din zona central-nordică, 36 din zona central-sudică și 6 din zona extrem-sudică. Pe aceste probe s-au făcut 709 secțiuni subțiri. În aria sursă proximală din nordul piemontului (estul Munților Căpățâna, versantul sudic al Munților Făgăraș și zona lor subcarpatică) s-au făcut observații de teren în 22 de puncte din care au fost recoltate 61 de probe. Pe aceste probe s-au făcut 83 de secțiuni subțiri. În total, pentru elaborarea tezei de doctorat au fost analizate la microscop 792 de secțiuni subțiri, 709 pe probe din Piemontul Cotmeana și 83 pe probe din aria sursă proximală.

În urma determinărilor microscopice, probele de pietrișuri se repartizează în clase petrogenetice astfel: roci metamorfice (305 probe), roci magmatice, predominant vulcanice (186), roci sedimentare (141), roci vulcanogen-sedimentare (63) și diverse roci mai greu de încadrat (14 probe), reprezentând breicii tectonice, roci cvasi-monominerale și lemne silicifiate.

În grupa rocilor metamorfice am identificat următoarele tipuri petrografice: gnaise cuarțo-feldspatice (104 probe), cuarțite (82) roci amfibolice (37), gnaise oculare și granite protolit (34), eclogite (23), șisturi verzi (16), cuarțuri și pegmatite metamorfice (9). În cadrul rocilor magmatice am identificat riolite (49 de probe), dacite (34), trahite (10), andezite (8), bazalte (6), ignimbrite (35), lave (27), breicii vulcanice (7) și granodiorite (10). Rocile sedimentare sunt reprezentate de gresii roșii cuarțoase (71 de probe), silicolite (66) și alte roci sedimentare (4). La rocile vulcanogen-sedimentare am inclus probele de jaspuri (61) și probele de tufuri vulcanice (2).

5.2. Repartiția areală a tipurilor petrografice comune de galeți

În continuare ne referim în special la numărul punctelor de observație pe teren, care este diferit față de numărul probelor și de numărul secțiunilor subțiri. Ignorând cuarțul, omniprezent dar fără relevanță pentru conturarea ariei sursă, cele mai frecvente tipuri petrografice de galeți din Piemontul Cotmeana sunt gnaisele cuarțo-feldspatice (prezente în 109 puncte de observație), rocile silicioase (108 puncte), cuarțitele (105 puncte), gresiile cuarțoase roșii (84 puncte), rocile amfibolice (82 puncte) și rocile vulcanice (70 puncte). Relativ frecvent apar galeții de pegmatite (56 puncte). Mai rar apar gnaisele cu texturi granitice până la oculare (24 puncte de observație) și eclogitele (14 puncte). Menționăm și prezența unor galeți de conglomerate roșii, unele cu litoclaste de jaspuri, în 8 puncte de observație, 2 în extremitatea nordică a piemontului și 6 pe marginea vestică. În cinci din cele opt puncte de observație, galeții de conglomerate roșii apar alături de galeții de gresii roșii, de asemenea cu elemente de jaspuri.

Tipurile petrografice de galeți cu frecvență mare sunt relativ uniform răspândite pe suprafața piemontului. Galeții de gnaise cuarțo-feldspatice apar de regulă împreună cu galeți de roci amfibolice și pegmatite, așa cum apar și rocile mamă în aria sursă. Întâmplător sau nu, în cele 12 puncte fără galeți de gnaise cuarțo-feldspatice nu apar galeți de amfibolite, iar în 11 puncte nu apar nici galeți de pegmatite. Pe marginea vestică a piemontului este mai evidentă asocierea galeților de gnaise cuarțo-feldspatice (62 puncte din 111) cu cei de amfibolite (50 puncte din 82) și de pegmatite (39 puncte din 57). În acest caz nu putem să nu ne gândim la aria sursă comună din bazinul râului Lotru, unde aflurează atât gnaise cuarțo-feldspatice și amfibolite cât și cele mai multe și cele mai mari corpuri de pegmatite din Carpații Meridionali centrali (ex. Savu și Schuster, 1975).

Dintre rocile vulcanice, galeții de riolite (30 puncte) și dacite (22 puncte) apar relativ uniform pe toată aria piemontului, riolitele cu frecvență mai mare în jumătatea nordică a piemontului (18 puncte). Andezitele sunt mai frecvente pe marginea estică a piemontului (5 puncte din 6) iar bazaltele pe marginea vestică (3 puncte din 4), ca și breicile vulcanice (4 puncte din 4) ignimbritele, predominant riolitice (13 puncte din 19) și lavele, predominant andezitice, (5 puncte din 7).

Dimensiunea galeților se reduce de la nord la sud odată cu creșterea distanței de transport. Excepție face marginea vestică a piemontului unde galeții de dimensiuni mari (bolovani) apar până în extremitatea sudică a regiunii (V. Teslui). Pe direcție nord-sud scade frecvența galeților de pegmatite și de gnaise oculare și crește frecvența relativă a galeților de roci silicioase (silicolite și jaspuri). Spre sud, jaspurile apar mai rar decât silicolitele și în galeți mai mici. Pe direcție est-vest, rocile silicioase sunt mai frecvente în jumătatea vestică a piemontului (62 puncte din 108) decât în jumătatea estică (46 puncte).

5.3. Repartiția areală a tipurilor petrografice particulare de galeți

Tipurile petrografice particulare de galeți sunt roci cu minerale mai rare în compoziția lor mineralogică sau cu texturi specifice. Unele, exemplu tipic fiind gnaisele cuarțo-feldspatice cu spessartin, caracterizează anumite formațiuni geologice care aflorază pe suprafețe mari. Altele, cum ar fi cuarțitele cu magnetit, aflorază pe suprafețe mici sau numai în câteva aflorimente, ușor de localizat în aria sursă. Galeții cu astfel de compoziții mineralogice permit identificarea exactă a ariei sursă și a formațiunilor geologice sursă, implicit reconstituirea traseului parcurs de materialul clastic din aria sursă până în piemont. Au fost identificați în 22 de puncte de observații (25 probe), 4 puncte în jumătatea estică a piemontului (5 probe) și 18 de puncte în jumătatea vestică (23 probe).

În ordinea frecvenței pe teren, cele 25 de probe reprezintă gnaise cuarțo-feldspatice cu spessartin (6 probe), cuarțite cu cloritoid (5 probe), gnaise cuarțo-feldspatice cu magnetit (2 probe), gnaise cuarțo-feldspatice cu arfvedsonit (2 probe), roci cu glaucofan (2 probe), bazalte cu olivină (2 probe), tufuri dacitice (2 probe), trahite cu riebeckit (1 probă), pegmatite cu spessartin (1 probă), gnaise cuarțo-feldspatice cu porfiroblaste de albit poikilitic (1 probă) și cuarț cu incluziuni de disten (1 probă).

În nordul piemontului a fost identificată proba de trahit cu riebeckit. Dată fiind proximitatea acestei zone piemontane de orogen, aria sursă a acestui galet nu poate fi decât versantul sudic al Munților Făgăraș, ca arie primară, sau zona subcarpatică adiacentă, ca arie secundară. În zona central-sudică a piemontului, pe Valea Vedea, au fost identificate trei din cele șase probe de gnaise cuarțo-feldspatice cu spessartin și o probă de gnais cuarțo-feldspatic cu magnetit. Aria lor de proveniență corespunde bazinului hidrografic al Oltului din aria carpatică (munții Lotru și Cindrel).

Cele mai multe probe de tipuri petrografice particulare de galeți (20) au fost identificate pe văile de pe marginea vestică a piemontului. Acestea constau în cuarțite cu cloritoid (5 probe), gnaise cuarțo-feldspatice cu spessartin (3 probe), gnaise cuarțo-feldspatice cu arfvedsonit (2 probe), roci cu glaucofan (2 probe), bazalte cu olivină (2 probe), tufuri vulcanice (2 probe), pegmatite cu spessartin (1 probă), gnaise cuarțo-feldspatice cu magnetit (1 probă), gnaise cuarțo-feldspatice cu porfiroblaste de albit (1 probă) și cuarț cu incluziuni de disten (1 probă). Aria lor de proveniență corespunde bazinului hidrografic al Oltului din aria intracarpatică, pentru galeții de gnaise cu arfvedsonit, bazalte cu olivină și tufuri vulcanice, și aria carpatică pentru celelalte tipuri petrografice particulare de galeți.

5.4. Repartiția areală a tipurilor petrografice de bolovani

Bolovani mari (20-50 cm) au fost întâlniți în 22 de puncte de observație, 8 pe marginea nord-estică a piemontului, 13 pe marginea vestică și 1 în zona central-sudică, la izvoarele Văii Albești (Fig. 4). Dacă prezența bolovanilor în aria nord-estică era previzibilă dată fiind proximitatea acesteia față de aria sursă carpatică, prezența bolovanilor în aria vestică poate fi oarecum surprinzătoare, aceasta fiind mai departe față de aceeași arie sursă carpatică. Bolovani înșirați pe marginea vestică reprezintă aportul de material clastic, carpatic și intracarpatic, al unui râu cu putere mare de transport, cum este Oltul. Tot pe Olt au venit și galeții cu caractere petrografice particulare. De exemplu, aici au fost identificați galeții de gnaise cu arfvedsonit (2 probe), de bazalte cu olivină (2 probe) și de tufuri vulcanice (2 probe), roci care apar doar în ariile sursă intracarpatică drenate de cursul superior al Oltului.

În ordinea frecvenței, tipurile petrografice de bolovani sunt: gnaise cuarțo-feldspatice (17 puncte), silicolite (13 puncte), cuarțite (16 puncte), cuarț (11 puncte), pegmatite (7 puncte), amfibolite (5 puncte), eclogite (3 puncte), gnaise oculare (6 puncte) eruptiv riolitic (3 puncte), gresii roșii (4 puncte), jaspuri (2 puncte), granite (un punct) și granodiorite (1 punct). Cele mai multe dintre aceste tipuri petrografice apar în ambele arii cu bolovani, dar bolovani de gresii roșii, jaspuri și amfibolite apar numai pe marginea vestică a piemontului. Specifici pentru aria nordică sunt bolovani de riolite și de gnaise oculare.

5.5. Estimări ale grosimii depozitelor de pietrișuri

În 14 puncte de observație află substratul de marne romaniene în patul văilor sau în maluri. În aceste puncte a fost estimată grosimea depozitelor de pietrișuri (Fig. 4) pe baza diferenței dintre cota punctului de observație la care află substratul marnos și cota maximă a interfluviilor care delimitează valea, calculată după hărțile topografice la scara 1:25 000.

Pietrișurile din extremitatea nordică a piemontului au cea mai mare grosime, de 140-150 m (estimată în 2 puncte de observație). Pe jumătatea estică a piemontului, grosimea depozitelor de pietrișuri descrește în mod normal spre sud, conform ratei de depunere, de la 50-100 m (frecvent 70 m) în zona central-nordică (estimare în 6 puncte), la 20-60 m în zona central-sudică (estimare în 2 puncte). Pe jumătatea vestică, grosimea depozitelor de pietrișuri variază invers, crește spre sud de la 30-40 m în zona central-nordică (estimare în 3 puncte de observație) la 100 m în zona central-sudică (estimare într-un punct). Cele două regiuni sunt separate de actuala cumpănă de ape din piemont, care desparte afluenții Oltului de cei ai râului Vedea. (Fig. 4)

6. CONCLUZII

6.1. Pietrișurile. Studiul propus ca teză de doctorat relevă frecvența relativ ridicată a tipurilor metamorfice de galeți (305 probe) în Piemontul Cotmeana. Dintre acestea, aproape două treimi (186 probe) sunt gnaise cuarțo-feldspatice (104 probe) și cuarțite (82 de probe). Primele sunt roci cu arie largă de aflorare la partea superioară a Cristalinelor Getice din aria Carpaților Meridionali centrali. Cuarțitele află punctual în aria sursă dar sunt foarte rezistente la transport. Durezza mare explică și frecvența ridicată a rocilor vulcanice (186 probe), a gresiilor cuarțoase roșii (71 de probe) și a rocilor silicioase (127 probe), reprezentate prin silicolite (66 de probe) și jaspuri (61 de probe).

Pe lângă tipurile petrografice comune, în Piemontul Cotmeana apar și tipuri petrografice de galeți cu compoziții mineralogice particulare (27 de probe) având valoare de index pentru delimitarea certă a ariei sursă. Marea majoritate a acestora (23 de probe) a fost identificată pe văile de pe marginea vestică a piemontului, 4 probe în zona central-sudică, pe Valea Vedea și 1 probă în extremitatea nordică. Pe marginea vestică a piemontului apar și cei mai mulți bolovani, în 13 puncte de observație față de 8 puncte pe marginea nord-estică și un singur punct în zona central-sudică a piemontului, la izvoarele Văii Albești, foarte aproape de actuala cumpănă de ape din piemont.

6.2. Arii sursă și direcții de transport. Cea mai productivă arie sursă primară de materialul clastic de origine metamorfică este aria carpatică situată în actualele bazine hidrografice ale râurilor Olt (cursul mediu) și Argeș (cursul superior). De exemplu, în munții Cindrel și Lotru află pe suprafețe mari gnaisele cuarțo-feldspatice, frecvent cu magnetit și/sau spessartin, asociate cu amfibolite. În Munții Latoriței află cuarțitele cu magnetit sau cu cloritoid, precum și rocile cu glaucofan.

Segregații de cuarț cu disten apar relativ frecvent în rocile micacee din nord-vestul Munților Făgăraș, de unde provine și unicul galet de cuarț cu disten identificat pe Valea Cungrea Mare. Gnaisele granitice și oculare, precum și eclogitele, află mai frecvent pe versantul sudic al Munților Făgăraș, arie drenată de afluenții de dreapta ai Oltului. Eclogitele formează corpuri mari și în Munții Căpățâna. Amfibolitele nu pot fi luate în considerație pentru restrângerea ariei sursă, fiind roci comune în toate ariile sursă prezentate mai sus.

Galeții de roci vulcanice, gresii roșii cu elemente de jaspuri, conglomerate roșii, unele cu litoclaste de jaspuri, silicolite și jaspuri, au arie sursă mixtă, intracarpatică și carpatică. Aria intracarpatică este reprezentată de Munții Perșani și Zona vulcanică neogenă, ca arii primare, și de depozitele de conglomerate badeniene și panoniene din sud-estul Bazinului Transilvaniei, ca arii secundare. Aceste arii sunt situate în bazinul hidrografic al Oltului (cursul superior și mediu). Din estul Bazinului Transilvaniei provin și galeții de tufuri vulcanice. Aria carpatică este reprezentată de cristalinul Munților Cindrel, Lotru, Căpățâna și Făgăraș, ca arie primară drenată de Olt, aria Munților Făgăraș fiind drenată și de râurile Topolog și Argeș. Cele trei râuri drenează și ariile secundare carpatice, reprezentate de depozitele de conglomerate din bazinele intramontane Brezoi-Titești (depozite de vârstă Cretacic superior-Miocen inferior) și Călimănești (depozite de vârstă Eocenă și Miocenă), precum și conglomeratele miocene din aria subcarpatică.

Direcțiile de transport ale materialului clastic sunt cele ale cursurilor torenților și râurilor care au contribuit la formarea piemontului, probabil nu foarte diferite de cursurile lor actuale. Dacă ne raportăm la rețeaua hidrografică actuală, principalele direcții de transport sunt N-S și E-W. Direcția N-S este reprezentată de cursul superior al Oltului, cursul Oltului în defileul Carpaților Meridionali și râurile Topolog și Argeș. Direcția E-W este reprezentată de cursul Oltului din sudul Bazinului Transilvaniei și de râul Lotru (proto-Oltul sau Oltul sudic).

6.3. Considerații paleogeografice. Putem considera că depunerea bolovanilor pe marginea vestică a Piemontului Cotmeana, la vest de actuala cumpănă de ape din piemont, coincide cu momentul deschiderii văii transversale a Oltului, implicit și cu influxul de material clastic din arii sursă intracarpatică (gresii cuarțoase roșii cu elemente de jaspuri, jaspuri, gnaise cu arfvedsonit, bazalte cu olivină, lave, ignimbrite și tufuri).

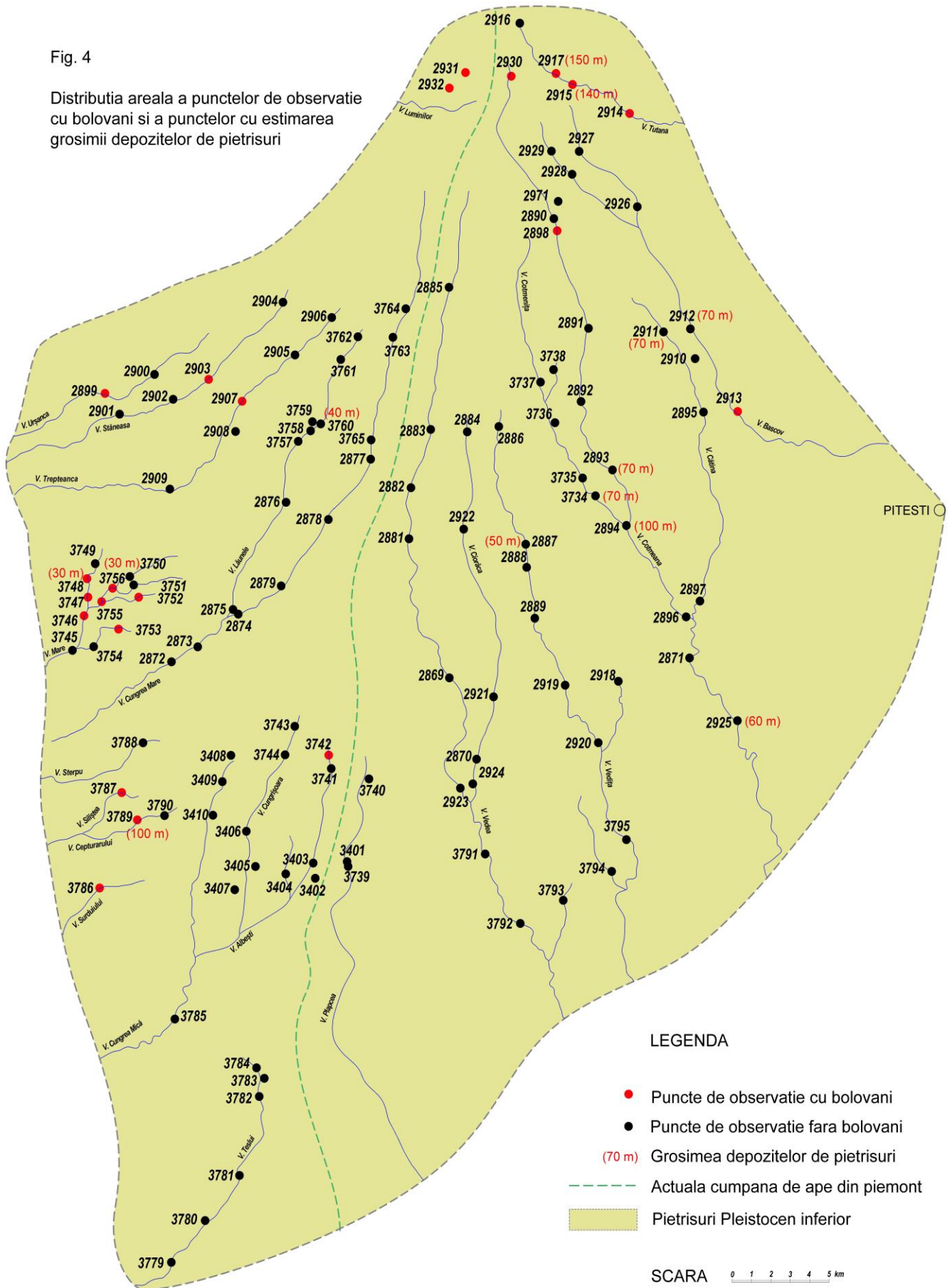
În raport cu cursul său actual, materialul detritic grosier transportat de Olt a fost depus doar în Piemontul Cotmeana nu și în Piemontul Oltețului unde predomină nisipurile. Această asimetrie poate fi un efect al subsidenței sectorului estic al Platformei Moesice, ca și retragerea apelor Lacului Pliocen și devierea spre est a rețelei hidrografice din Câmpia Română, încă din zona piemontană. În acest context s-au acumulat și aluviunile aduse de Olt în Piemontul Cotmeana. Dacă și Oltul primitiv era deviat spre est, masiva acumulare de material clastic în piemont a blocat la un moment dat posibila deviere, paleocursul său fiind treptat împins spre vest, pe cursul actual.

Mihăilescu (1946) explica absența pietrișurilor din Piemontul Oltețului prin mișcări de ridicare și eroziune cu rate mai mari la vest de Olt. O eroziunea mai avansată în Piemontul Oltețului ar fi trebuit să scoată la zi substratul de marne romaniene din baza pietrișurilor pe toate văile. Pe harta geologică a României la scara 1:1 mil. nu este trecută nicio ivire de Romanian în Piemontul Oltețului. În urma cercetărilor noastre de teren, am găsit marnele romaniene la zi doar în 5 puncte, 3 în bazinul V. Șasa și 2 în bazinul V. Pesceana. În Piemontul Cotmeana acestea apar în cel puțin 14 puncte de observație, 4 pe văi din jumătatea vestică a piemontului și 10 pe văi din jumătatea estică.

Interesantă din punct de vedere paleogeografic este prezența galeților de gnaise cuarțofeldspatice cu spessartin (3 probe) pe V. Vedea, la est de actuala cumpănă de ape din piemont, care separă bazinele hidrografice ale râurilor Olt și Vedea. În aria sursă gnaisele cu spessartin afloră doar în Munții Lotru și Munții Cindrel, de unde au venit în Olt pe râurile Lotru și Cibin. În acest caz, este firesc să ne întrebăm cum au ajuns acești galeți aduși de Olt în zona central-sudică a piemontului, la est de actuala cumpănă de ape. Răspunsul cel mai probabil, este că această cumpănă de ape nu exista în momentul depunerii galeților de gnaise cu spessartin. Un răspuns ipotetic ar fi acela că în prima fază de formare a piemontului cursul inferior al Oltului era deviat spre est, pe un traseu corespondent cu actualul curs al râului Vedea. Un indiciu în acest sens ar fi și prezența singulară a bolovanilor în zona central-sudică a piemontului, la izvoarele V. Albești din bazinul V. Cungrea Mică, foarte aproape de actuala linie de separare a apelor din piemont (Fig. 4).

Fig. 4

Distributia areala a punctelor de observatie cu bolovani si a punctelor cu estimarea grosimii depozitelor de pietrisuri



6.4. Comparații cu piemonturile adiacente. În nisipurile din jumătatea estică a Piemontului Olteț apar și bancuri mici de pietrișuri mărunte, până la râul Șasa, afluent stâng al râului Cerna Oltețului. În ordinea frecvenței, principalele tipuri petrografice de galeți sunt: granite, gnaise cuarțo-feldspatice, amfibolite, eclogite și cuarțite. Foarte rar apar galeți de silicolite, riolite, jaspuri și gresii roșii. Tipurile petrografice principale de galeți indică o arie sursă restrânsă, relativ monotonă litologic, corespunzătoare Munților Parâng, pentru granite și amfibolite, și Munților Căpățâna, pentru gnaise cuarțo-feldspatice, amfibolite și eclogite. Riolitele, silicolite și gresiile roșii provin din arii sursă intracarpatică. Prezența minoră a acestora în Piemontul Oltețului reprezintă un argument că materialul clastic adus de Olt a fost depus asimetric față de cursul său actual, preferențial pe malul stâng, în Piemontul Cotmeana.

Materialul clastic intracarpatic lipsește din Piemontul Căndești, situat la est de râul Argeș. Aici nu apar galeți de silicolite, jaspuri și gresii roșii, iar galeții de roci eruptive (lamprofire și bazalte) apar foarte rar. Tipurile petrografice frecvente sunt gnaisele cuarțo-feldspatice, cuarțitele, șisturile cu porfiroblaste de albit, gnaisele oculare, amfibolitele, șisturile cloritoase și granitele de Albești (Ghenciu și Stelea, 2016). Aria sursă a pietrișurilor din Piemontul Căndești corespunde ariei munților Iezer și Leaota, regiune care intră în bazinul hidrografic al Oltului doar prin râul Bârșa, afluentul său de stânga care are unul din izvoare în nordul Munților Leaota. Galeții de șisturi cu porfiroblaste de albit, roci specifice pentru această arie sursă, nu rezistă pe distanțe lungi de transport. Dovadă este faptul că doar un singur galet de șisturi cu porfiroblaste de albit poikilitic am identificat în Piemontul Cotmeana, în bazinul Văii Cungrea Mică de pe marginea vestică a piemontului.

Datorită ariei sursă vaste aferente bazinului hidrografic al Oltului și a geologiei sale extrem de variate, pietrișurile din Piemontul Cotmeana prezintă o diversitate petrografică și mineralogică (glaucofan, cloritoid, spessartin, arfvedsonit, riebekit, olivină, zeoliți) mult mai mare în comparație cu piemonturile adiacente. De la izvoare până la Slatina, la ieșirea din piemont, suprafața bazinului hidrografic al Oltului este de aprox. 20 000 kmp (date după ANAR-Administrația Bazinală de Apă Olt). Faptul că Piemontul Oltețului nu a beneficiat de un influx consistent de material clastic adus de Olt se explică, în opinia noastră, prin depunerea cvasi-totală a aluviunilor în Piemontul Cotmeana.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

- Anastasiu N., Ciocârdel M., Jipa D., 2015. Nature and provenance of the Bucegi conglomerate pebbles. A petrographic approach. *Geo-Eco-Marina*, 21, p. 95-109.
- Coteț P., 1956. Piemonturile de acumulare și importanța studiului lor. *Probl. de Geografie*, III, p. 97-112.
- Coteț P., 1957. Câmpia Olteniei. Ed. Științifică. București, 271 pp.
- Culescu Flori, Ghenciu Monica, 2020. Particular petrographic types of pebbles in the Lower Pleistocene gravels of the Cotmeana Piedmont. *Oltenia Journal for Studies in Natural Sciences*, vol. 36, nr. 2, p. 15-18.
- Culescu Flori, Ghenciu Monica, 2021. Large pebbles (boulders) in the gravels of the Cotmeana Piedmont. *Oltenia Journal for Studies in Natural Sciences*, vol. 37 (*in press*).
- Dimitrescu R., Patrulius D., Popescu Ileana, 1971. Harta geologică a României scara 1:50000, foaia Rucăr. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Dimitrescu R., Popescu Ileana., Schuster A. C., 1974. Harta geologică a României scara 1:50000, foaia Bârșa Fierului. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Ghenciu Monica, Stelea I., 2016. The petrographic study of the gravels within Căndești Piedmont. *Oltenia-Studii și comunicări, seria Științele Naturii*, vol. 32, nr. 2, p. 7-13.
- Ghenciu Monica, Culescu Flori, 2019. Petrography and provenance of the Frățești Gravels (Southern Dacian Basin). *Oltenia Journal for Studies in Natural Sciences*, vol. 35, nr 1, p. 39-42.

- Ghenciu Monica, Culescu Flori, 2021. Pebbles of quartzo-feldspathic gneisses with affvedsonite in the gravels of the Cotmeana Piedmont. *Oltenia Journal for Studies in Natural Sciences*, vol. 37 (*in press*).
- Ghenea C., Bandrabur T., Mihăilă N., Ghenea Ana., Giurgea P., 1971. Harta Cuaternarului din România, scara 1:1000000. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Hann H.P., Stelea I. (red.), Ricman C., 1993. Harta geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Cindrel (machetă). *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Jekelius E., 1938. Das gebirge von Braşov. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XIX, p. 379-408.
- Liteanu E., Ghenea C., 1966. Cuaternarul din România. *St. Tehn. Ec., seria H-Geologie*, nr. 1, p. 1-119.
- Mihăilescu V., 1946. Piemontul Getic. *Rev. Geogr., Inst. Cerc. Geogr. Rom.*, an II, fasc. 1-4, p. 27/36.
- Murgeanu G., 1937. Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique. *CR Inst. Géol. Roum.*, tome XXI, p. 69-85.
- Paraschiv D., 1965. Piemontul Căndeşti. *St. Tehn. Ec., seria H-Geologie*, nr. 2, p. 1-173.
- Popescu Ileana, 1970. Harta geologică a României scara 1:50 000, foaia Perşani. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Popescu Ileana, Mihăilă N., Peltz S., Ţicleanu N., Andreescu I., 1976. Harta geologică a României scara 1:50 000, foaia Racoş. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Popescu-Voiteşti I., 1940. Sur la presence des galets de roches porphyriques a quartz, dans les gravières continentaux du Levantin superieur-Quaternaire inferieur de l'Olténie Occidentale. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, tome IV, nr. 3-4, p. 337-339.
- Savu H., Schuster A.C., 1975. Harta geologică a României scara 1:50000, foaia Voineasa. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Savu H., Schuster A.C., Szasz L., 1977. Harta geologică a Romaniei scara 1:50000, foaia Mălaia. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Săndulescu M., Săndulescu Jana, Mihăilă N., Schuster A., 1972a. Harta geologică a României, scara 1:50 000, foaia Zărneşti. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Săndulescu M., Popescu Ileana, Săndulescu Jana, Schuster A., Bandrabur T., 1972b. Harta geologică a României, scara 1:50 000, foaia Codlea. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Stelea I., Hârtopan I., Stelea Gabriela, 1991. Harta geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Şugag (machetă). *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Stelea I., Săndulescu M., 1993. Harta geologică a României, sc. 1:50.000, foaia Sălişte (machetă). *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Ştefănescu M., Hann H.P., Gheuca I., Szasz L., Ştefănescu Marina, 1982. Harta geologică a României scara 1:50000, foaia Titeşti. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Wentworth C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, vol. 30, nr. 5, p. 377-392.