

Universitatea din București, Facultatea de Geologie și Geofizică
Școala Doctorală de Geologie

MINERALOGIA ARGILELOR DIN ZONE CARSTICE ÎN
CONTEXTUL STUDIILOR INTERDISCIPLINARE

REZUMATUL TEZEI DE DOCTORAT

Coordonator științific:
Prof. Dr. Lucian Matei

Doctorand:
Faur Luchiana Maria

București, 2022

Cuprins:

1. INTRODUCERE.....	–
2. OBIECTIVE.....	2
3. MATERIALE ȘI METODE.....	4
3.1 Analiza granulometrică.....	4
3.2 Susceptibilitatea magnetică.....	5
3.3 Analiza mineralogică.....	5
3.4 Analiza chimică.....	7
3.5 Datari K-Ar.....	8
3.6 Datări prin metoda radiocarbonului.....	9
3.7 Analiza izotopilor stabili de C ($\delta^{13}\text{C}$).....	10
4. LOCALIZAREA ȘI DESCRIEREA PUNCTELOR DE STUDIU.....	11
4.1 Peștera Muierilor.....	11
4.2 Zona carstică Isverna.....	19
5. REZULTATE.....	23
5.1 Studiu de caz peștera Muierilor.....	23
5.1.1 Rezultatele analizei granulometrice.....	23
5.1.2 Rezultate analizelor de susceptibilitate magnetică.....	29
5.1.3 Rezultatele analizei mineralogice.....	31
5.1.3.1 Mineralogia fragmentelor fosile.....	31
5.1.3.2 Mineralogia argilelor.....	33
5.1.4 Rezultatele datărilor cu K-Ar.....	37
5.1.5 Discuții și concluzii.....	38
5.2 Studiu de caz profil de sol POM_2.....	41
5.2.1 Rezultate analizelor de susceptibilitate magnetică.....	41
5.2.2 Rezultatele analizei granulometrice.....	42
5.2.3 Rezultatele analizei mineralogice.....	44
5.2.4 Rezultatele analizei chimice.....	48
5.2.5 Rezultatele datărilor cu radiocarbon.....	50
5.2.6 Rezultatele analizei $\delta^{13}\text{C}$	51
5.2.7 Discuții și concluzii.....	52
6. CONCLUZII GENERALE.....	55
BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ:.....	56

1. INTRODUCERE

Peșterile sunt capcane naturale de sedimentare (White, 2007) caracterizate de un topoclimat constant, favorabil conservării și reprezintă astfel unul dintre cele mai stabile medii depoziționale din ariile continentale (Constantin, 2003; Onac et al., 2002). Umplutura rețelilor carstice, respectiv depozitele de natură detritică (sedimente, resturi fosile) și de precipitare chimică (speleoteme), alături de acumulările de gheață au un rol deosebit din punct de vedere științific datorită diversității informațiilor arhivate. Prin urmare, de-a lungul timpului au devenit o componentă esențială pentru reconstituirile paleoclimatice de la nivelul Cuaternarului, având de asemenea implicații și pentru studiile de arheologie, antropologie și paleontologie (Fairchild et al., 2006; Ford and Williams, 2013; Sasowsky, 2007). De exemplu, prin studiul izotopilor stabili din speleoteme se pot determina paleotemperaturile și regimul de precipitații, variațiile surselor de precipitație precum și tipul de vegetație existent la suprafața peșterii într-un anumit interval de timp (Constantin et al., 2014).

Pe de altă parte, prin studiul asociațiilor de faună fosilă din depozitele carstice se pot obține informații cu privire la evoluția speciilor sau paleodieta acestora cât și a condițiilor de mediu în care acestea s-au dezvoltat (Parmalee, 2005; Robu et al., 2019).

Mai mult, cercetările efectuate pe secvențele sedimentare respectiv studiile litostratigrafice și sedimentologice alături de cele de paleomagnetism au un rol esențial în reconstituirea proceselor hidrodinamice care modelează sistemele carstice și a ciclurilor speleogenetice (Arriolabengoa et al., 2015, 2018; Sasowsky, 2007).

Depozitele clastice din peșteri includ atât componente alohtone, provenite din afara sistemului carstic, cât și autohtone formate prin procese de incaziune în situ sau dezagregare ale masivelor carbonatice (Onac, 2000). Determinarea originii depozitelor clastice din peșteri este fundamentală pentru o interpretare corectă a semnalului arhivat și poate fi realizată prin intermediul studiilor de sedimentologie și mineralogie. În acest sens, analiza mineralelor argiloase poate fi utilizată pentru identificarea sursei materialului sedimentar. Având de cele mai multe ori caracter alohton, provenind din solurile și sedimentele transportate de la suprafață, argilele pot oferi înregistrări integrate ale impactului climatic general, geneza lor depinzând de intensitatea

proceselor de dezagregare din aria sursă, implicit și de condițiile climatice (Chamley, 1989; Weaver, 1989).

Astfel, analiza mineralelor argiloase permite identificarea ariei sursă a sedimentelor detritice din peșteri și reconstituirea proceselor care au afectat materialul parental sub influența factorilor climatici (Thiry, 2000).

Relația dintre parametrii climatici și formarea mineralelor argiloase este însă complicată de intervenția factorilor precum topografia, intensitatea proceselor de dezagregare, geomorfologia, litologia rocilor sursă sau vegetația. Este posibil ca modificările diagenetice post-depoziționale să nu fie recunoscute.

În plus, diferențierea din timpul transportului, datorită sortării sau a floclării diferențiate, se poate suprapune cu semnalul indus de climat (Singer, 1984). Pe de altă parte, hidrodinamica activă și evenimentele de tip inundații care acționează adesea asupra sedimentelor carstice determină remobilizări și remanieri și implicit complică interpretările privind originea acestor depozite (Sun et al., 2017). Limitările pot fi însă depășite prin corelarea informațiilor derivate din analiza mineralelor argiloase cu cele obținute din analiza izotopilor stabili, granulometrie, susceptibilitate magnetică sau analize chimice. Astfel, pentru a putea avea o interpretare cât mai corectă în ceea ce privește originea sedimentelor, evoluția rețelelor carstice cât și pentru reconstituirile paleoclimatice o abordare multidisciplinară este esențială.

2. OBIECTIVE

Lucrarea de față integrează cercetarea amănunțită a asociațiilor de minerale argiloase din două zone carstice importante, respectiv peștera Muierilor și zona carstică Isverna, în contextul unor studii multidisciplinare care urmăresc reconstituirea paleomediului și a schimbărilor climatice rapide din timpul Cuaternarului din zona Carpaților de Sud. Peștera Muierilor, localizată în sudul Munților Parâng, este unul dintre cele mai importante situri turistice din România, având de asemenea o importanță științifică deosebită datorită descoperirilor arheologice și antropologice cât și pentru conținutul mineralogic și paleontologic (Nicolăescu-Plopșor et al., 1957; Diaconu et al., 2008; Soficaru and Doboș, 2006).

În ultimii ani, în Galeria Urșilor din nivelul inferior al peșterii, a fost deschisă o nouă săpătură paleontologică. Analizele de sedimentologie, icnologie, tafonomie, studiile de ADN

fosil, datările cu radiocarbon, precum și cele obținute prin metoda U/Th sau OSL (luminescență stimulată optic) efectuate pe depozitele din săpătura paleontologică, au fost realizate pentru a reconstitui condițiile de mediu și schimbările climatice rapide din sud-vestul României desfășurate în timpul Pleistocenului Superior.

Lucrarea de față constituie parte integrantă a acestui studiu multidisciplinar și urmărește să stabilească aria de proveniență a depozitelor detritice din nivelul inferior prin identificarea și cuantificarea speciilor de mineralele argiloase prezente în sediment și datarea acestora. Pentru reconstituirea paleomediului depozițional, a condițiilor hidrodinamice și înțelegerea proceselor care au dus la acumularea sedimentelor, au fost efectuate analize complementare de granulometrie și susceptibilitate magnetică.

În cel de-al doilea studiu de caz a fost analizat în detaliu depozitul sedimentar situat deasupra peșterii Ascunsă, în zona carstică Isverna, pe flancul estic al Munților Mehedinți. Solul situat deasupra Sălii Mari din Peștera Ascunsă se află din punct de vedere depozițional în conexiune cu stalagmita POM 2 din aceeași sală (Drăgușin, 2014). Relația dintre speleoteme și soluri se bazează pe descompunerea microbiană a materiei organice, proces prin care se produce CO₂. Acesta intră în compoziția apelor de percolație alături de cel produs prin dizolvarea masivului carbonatic și constituie sursa izotopilor de carbon din speleoteme. Astfel, știind că evoluția speleotemelor depinde de activitatea materiei organice de la suprafață, studiul investighează indicatorii de mediu din sol pentru a vedea dacă aceștia sunt remaniați comparativ cu cei din speleoteme, unde sistemul este considerat închis.

Indicatorii din sol pot aduce informații valoroase privind atât evoluția paleomediului cât și a condițiilor paleoclimatice. De exemplu, studiul izotopilor stabili din sol, cum ar fi $\delta^{13}\text{C}$ sau δD a fost utilizat pentru a reconstitui paleotemperaturi (Gilg et al., 2003; Tabor and Montañez, 2005) paleoprecipitații (Hyland et al., 2015; Retallack, 2009) pCO₂ din atmosferă sau media precipitațiilor anuale (Retallack, 2005b). Mai mult, analiza proxiurilor precum mineralogia argilelor, concentrația elementelor rare sau susceptibilitatea magnetică, furnizează date despre materialul parental, procesele de dezagregare care acționează în aria sursă, evoluția solului și dinamica condițiilor de mediu (Tabor and Montañez, 2005; Wilson, 1999).

În studiul de față, prin analiza mineralogiei argilelor se urmărește stabilirea provenienței materialului sedimentar, identificarea proceselor pedogenetice și caracterizarea transformărilor mineralogice produse ca urmare a formării solului. În plus, analizele complementare efectuate pe

probele de sol, respectiv analiza izotopilor stabili de carbon, granulometrie, analiza susceptibilității magnetice, analiza chimică și datările cu radiocarbon au fost realizate pentru a reconstitui condițiile de mediu și pentru a stabili dacă indicatorii din sol pot fi utilizați în paralel cu cei din stalagmite.

3. MATERIALE ȘI METODE

Pentru realizarea obiectivelor propuse în cadrul lucrării, au fost realizate analize de mineralogie, granulometrie, susceptibilitate magnetică și analize chimice. În plus, în primul studiu de caz, pentru determinarea ariilor sursă ale sedimentelor din Peștera Muierilor, au fost realizate datări ale structurilor argiloase prin metoda K-Ar, care au permis identificarea provenienței sedimentelor.

În cel de-al doilea studiu de caz, pentru încadrarea geocronologică și implicit pentru a avea o imagine de ansamblu cât mai corectă asupra proceselor care acționează în cadrul solului, au fost efectuate datări utilizând metoda radiocarbonului și analiza izotopilor stabili de C ($\delta^{13}\text{C}$) din materia organică.

3.1 Analiza granulometrică

Determinările au fost efectuate prin granulometrie laser utilizând aparatul Horiba Partica LA-950V2 Laser Scattering Particle Size Distribution Analyzer (Fig. 1), din cadrul laboratorului de sedimentologie al Universității din București, Facultatea de Geologie și Geofizică. Calculul parametrilor granulometrici a fost realizat cu ajutorul aplicației Microsoft Excel-GRADISTAT, versiunea 8 (Blott and Pye, 2001). Parametrii statistici au fost obținuți prin metoda grafică logaritmică (Folk and Ward, 1957). Pentru estimarea vitezei de depunere a particulelor (EVS) a fost folosită aplicația Microsoft Excel-FallVel (Dietrich, 1982; Parker, 2004).

Înainte de analiza propriu-zisă, probele au fost tratate cu acid acetic (concentrație 20%) pentru îndepărtarea carbonaților și apă oxigenată (concentrație 10%) pentru îndepărtarea materiei organice. Caracterul electro-negativ al mineralelor argiloase prezente în sedimente determină de multe ori coagularea și implicit formarea de agregate care diminuează acuratețea măsurătorilor. Astfel, pentru dispersia particulelor s-a folosit posifosfat de sodiu (NaPO_3)_n; n~25 (sare Graham) cu concentrația de 2%.



Figura 1. Aparatul - Horiba Partica LA-950V2 și mecanismul de funcționare (horiba.com)

3.2 Susceptibilitatea magnetică

Pentru determinarea susceptibilității magnetice și a dependenței de frecvență, probele au fost prelevate în cilindrii de plastic (11cm³) presați în sediment la intervale egale, respectiv 10 cm pentru probele din peștera Muierilor și 5 cm pentru cele din profilul POM_2. Ulterior, au fost păstrate la temperaturi scăzute până în momentul analizei pentru a conserva cât mai bine umiditatea sedimentului.

Măsurătorile au fost efectuate în cadrul laboratorului de Paleomagnetism al Universității din București, Facultatea de Geologie și Geofizică, cu ajutorul aparatului MFK1-FA Kappabridge (AGICO), cuplat cu un rotator 3D pentru determinarea anizotropiei susceptibilității magnetice utilizând un câmp magnetic de 200 A/m și 3 frecvențe: F1 = 976 Hz, F2 = 3904 Hz și F3 = 15616 Hz. Dependența de frecvență a susceptibilității magnetice a fost calculată folosind următoarea formulă: $\chi_d (\%) = 100 * (\chi_{F1} - \chi_{F2 \text{ sau } F3}) / \chi_{F1}$ (Hrouda et al., 2017). Datele astfel obținute au fost procesate cu ajutorul softului Anisoft 5.1.01 (AGICO).

3.3 Analiza mineralogică

În lucrarea de față, difractometria de raze X a fost principala metodă de studiu cu ajutorul căreia au fost identificate speciile minerale pentru probe naturale netratate prelevate din mai multe

zone ale peșterii Muierilor și pentru probele prelevate din peștera Ascunsă. De asemenea, tot prin difractometria de raze X au fost identificate și ulterior cuantificate speciile de minerale argiloase.

Identificarea structurală s-a realizat cu ajutorul difractometrului Malvern PanAlytical X Pert Powder (radiație $\text{CuK}\alpha$, $\lambda=1.54 \text{ \AA}$, 40kV, 40 mA), în cadrul laboratorului de mineralogie al Universității din București, Facultatea de Geologie și Geofizică (Fig. 2a).

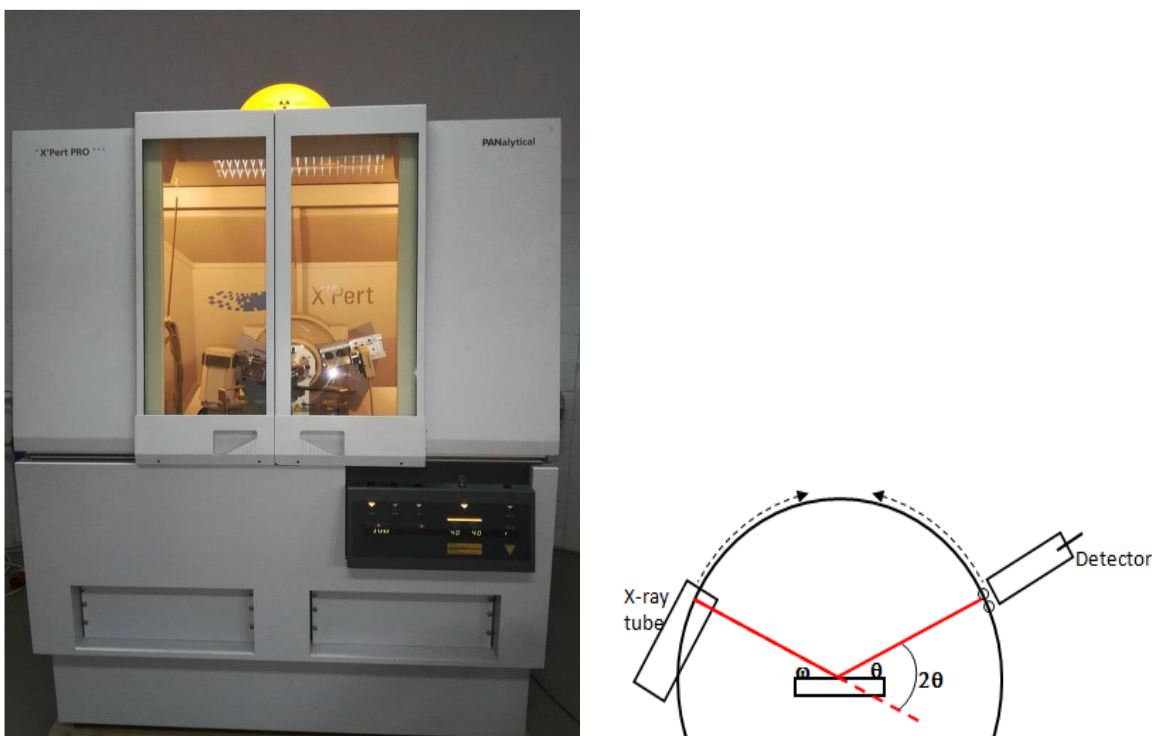


Figura 2. a) difractometrul PanAlytical utilizat pentru măsurarea probelor; b) principiul constructiv al unui difractometru cu geometrie Bragg-Brentano (www.pubs.usgs.gov)

Diffractometrul utilizează geometria Bragg-Bretano, care permite controlul unghiului de incidență, proba situându-se în centru (Fig. 2b). Intensitatea razelor difractate este înregistrată pe măsură ce sunt rotite sursa de radiație și detectorul pe cercul goniometrului. Când ecuația Bragg este satisfăcută, apare interferența constructivă și deci un peak de intensitate. Pentru caracterizarea materialelor policristaline se utilizează două tipuri de analize: a) analiza calitativă care presupune compararea unui set de distanțe d și valori ale intensității peak-urilor de difracție I experimentale, cu valori dintr-o bază de date determinându-se astfel structura substanțelor cristaline și b) analiza cantitativă prin care se determină concentrația speciilor cristaline din probă corelând intensitățile peak-urilor de difracție.

Condițiile de analiză au fost diferite în funcție de natura probei; pentru cele naturale s-a utilizat *step scanning* $0.01^\circ 2\theta$, *step time* 10s/step, interval scanare $3 \div 80^\circ 2\theta$, iar pentru cele tratate chimic s-a utilizat un interval mai mic, respectiv $3 \div 40^\circ 2\theta$. Datele de difracție au fost ulterior analizate cu ajutorul programului *HighScore*© (2007) versiunea 2.2c. Identificarea speciilor de minerale argiloase s-a realizat comparând rezultatele cu datele din literatura de specialitate (Biscaye, 1965; Brindley and Brown, 1980; Moore, D. M. and Reynolds, R. C., 1997; Wilson, 1985).

3.4 Analiza chimică

Analiza chimică a probelor de sol colectate din zona Isverna a fost efectuată în Laboratorul de Hidrogeochimie al Institutului de Speologie „Emil Racoviță”. Probele au fost uscate la 60°C , omogenizate și pulverizate printr-o sită de 2 mm.

Probele sub formă de pulbere și materialul de referință standard (NIST 8704 - Sedimentul râului Buffalo) au fost dizolvate în acid clorhidric utilizând un sistem de preparare a probelor cu microunde de tip Multiwave 3000 (PerkinElmer / Anton Paar, Graz, Austria).

Sistemul este echipat cu un rotor 16HF100 și 16 vase de tip PTFE-TFM de presiune înaltă cu un volum de 100mL. Condițiile de lucru implică o presiune de 40 bari și temperatura maximă de 240°C . După digestie, soluția a fost încălzită la 210°C pentru a se evapora excesul de acid și a fost diluată pentru analiza ulterioară. Concentrațiile metalelor au fost determinate prin spectrometrie de masă cu plasmă cuplată inductiv utilizând instrumentul PerkinElmer (Shelton, CT, SUA) NexION 300S Meinhart cu autosampler S10.

Concentrațiile elementelor au fost măsurate folosind modul standard, modul celulei de reacție dinamică (DRC) cu amoniac și modul KED (Kinetic Energy Discrimination) cu heliu. Efectele matricei nespectrale asociate măsurătorilor ICP-MS au fost rezolvate prin adăugarea de standarde interne. Apa de înaltă puritate (rezistență electrică $18,2\text{ M}\Omega\text{cm}$) din sistemul Ultrapure LaboStar TWF UV7 (Siemens, Germania) a fost utilizată pentru diluarea standardelor, pentru prepararea probelor pe tot parcursul procesului chimic și pentru clătirea finală a vaselor curățate cu acid, paharelor și ustensilelor de plastic. Incertitudinea determinărilor a fost estimată în conformitate cu standardul ISO 11352: 2012.

3.5 Datari K-Ar

Pentru a stabili proveniența materialului argilos, în primul studiu de caz, au fost efectuate datări pe structurile illit-smectitice din sedimentele speleale utilizând metoda K-Ar. Analizele au fost efectuate în cadrul laboratorului de Minerale Argiloase (Clay Lab) al Institutului de Științe Geologice din Cracovia. Datarea a fost efectuată pe fracția argiloasă $<2 \mu$ obținută prin aplicarea tratamentelor fizice și chimice conform metodologiei laboratorului.

Înainte de datarea propriu-zisă, probele au fost cântărite și separate în două fracții, a câte 10 mg și 50 mg cu ajutorul balanței analitice Sartorius cu precizie de 0,01 mg.

În fracția de 10 mg a fost adăugat 0.1 mg de CuO, după care aceasta a fost învelită în folie de Al și a fost măsurată concentrația de Ar radiogen. Fracția de 50 mg a fost cântărită direct în evaporator unde a fost măsurată cantitatea de K^+ . Probele au fost echilibrate în atmosferă ambiantă (air-dry state) și cântărite una după alta pentru a minimiza erorile datorate umidității relative.

Măsurătorile de Ar au fost efectuate cu ajutorul spectrometrului de masă Nu Instruments Noblesse (NG 039) multicolector, echipat cu sursă ionică de tip Nier (Fig. 3).



Figura 3. Spectrometru de masă Nu Noblesse utilizat pentru datarea probelor (<https://www.nu-ins.com/>)

Concentrația izotopilor de Ar a fost calculată efectuând diferența dintre valoarea concentrației măsurată în probă și valoarea semnalului măsurat anterior, când pompa de ioni activa în interiorul spectrometrului. Această metodă se aplică pentru corecția nivelelor de $^{36}\text{Ar} + \text{H}^{35}\text{Cl}$, $^{38}\text{Ar} + \text{H}^{37}\text{Cl}$ din background cât și pentru corecția de ^{40}Ar care poate intra în spectrometru la nivelul garniturilor.

Cantitatea inițială de ^{38}Ar a fost determinată prin măsurarea standardului internațional GL O (Odin, 1982: $24.85 \pm 0.24 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g STP } ^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$). Acest standard este măsurat de cel puțin două ori cu fiecare set de probe..

Pe baza acestor rezultate, rapoartele $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ and $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ au fost corectate pentru fracționarea masei instrumentului și eficiența detectorului, presupunând raporturi atmosferice ale aerului de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298,57$ și $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar} = 1583,5$ (Lee et al., 2006). Erorile de vârstă standard au fost calculate prin legea propagării erorilor. Conținutul de potasiu a fost măsurat folosind flamfotometru Sherwood Model 420. Eroarea maximă a măsurătorilor a fost estimată la 0,03% K^+ .

3.6 Datări prin metoda radiocarbonului

În studiul de caz al profilului POM_2 s-au efectuat măsurători de vârstă ale materiei organice din sol pentru 10 probe utilizând metoda radiocarbonului. Probele au fost măsurate cu spectrometru de masă cu accelerator (ARTEMIS) în cadrul laboratorului pentru măsurători de carbon 14 (LMC14) al Universității Paris-Saclay (Fig. 4).



Figura 4. Spectrometrul ARTEMIS (<http://lmc14.lsce.ipsl.fr/>)

Inițial, probele au fost tratate cu acid clorhidric 0,5 N pe parcursul mai multor ore la temperatura de 80°C pentru eliminarea carbonaților și spălate cu apă ultrapură (obținută prin osmoză inversă Millipore ©, COT <5 ppb) până la valori de pH neutru.

Activitatea ^{14}C a eșantionului este calculată prin compararea intensităților măsurate secvențial ale fasciculelor ^{14}C , ^{13}C și ^{12}C ale fiecărei probe cu cele ale standardelor de CO_2 preparate din acid oxalic de referință HoxII. Rezultatele se exprimă în pMC (procent carbon modern) normalizat la $\delta^{13}\text{C}$ de -25 ‰. Vârstele radiocarbonului sunt calculate conform Mook and Van der Plicht (Radiocarbon 41 (1999) p.227) prin corectarea fracționării cu $\delta^{13}\text{C}$ obținut din raportul $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ măsurat pe ARTEMIS.

În plus, alte trei probe situate la partea superioară a profilului au fost măsurate în cadrul laboratorului de datare cu radiocarbon RoAMS al IFIN-HH (Institutul Național de Cercetare-Dezvoltare pentru Fizică și Inginerie Nucleară „Horia Hulubei”).

3.7 Analiza izotopilor stabili de C ($\delta^{13}\text{C}$)

Pentru profilul POM_2 a fost determinată compoziția izotopică a materiei organice, respectiv $\delta^{13}\text{C}$ care reprezintă raportul dintre ^{13}C și ^{12}C al materiei organice, raportat în părți per mil ‰. Înainte de determinarea izotopilor de carbon, probele au fost omogenizate într-un mojar de agat. Carbonul anorganic din probe a fost îndepărtat, folosind metoda modificată a lui Wurster et al., 2007 descrisă în detaliu de Furray et al., 2015 și de Bogdan P. Onac et al., 2014. Valorile $\delta^{13}\text{C}$ au fost măsurate în cadrul laboratorului de Izotopi Stabili al Universității Babeș-Bolyai (Cluj-Napoca) cu ajutorul instrumentului Picarro Cavity Ring Down cuplat cu modul de ardere (Costech Analytical Technologies Inc.). Valorile $\delta^{13}\text{C}$ sunt exprimate în raport cu standardul VPDB utilizând formula: $\delta^{13}\text{C} = [(R_{\text{probă}}/R_{\text{standard}}) - 1] \times 1000$ (‰), unde R reprezintă raportul izotopic dintre $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ al probei, respectiv al standardului.

4. LOCALIZAREA ȘI DESCRIEREA PUNCTELOR DE STUDIU

4.1 Peștera Muierilor

Peștera Muierilor este situată în sud-estul Munților Parâng (Culmea Măgura), în dreptul localității Baia de Fier, în versantul drept al Cheilor Galbenului, la altitudinea absolută de 650 de metri (Fig. 5) și reprezintă un meandru al râului Galben. Dezvoltată de-a lungul unei linii de fractură cu direcția NNW-SSE, peștera Muierilor are o lungime de aproximativ 8000 de m. Din punct de vedere geologic, formațiunea carbonatică Oslea-Polovragi de vârstă Jurasic superior-Aptian, în care a fost săpată cavitatea, aparține cuverturii sedimentare a Domeniului Danubian.

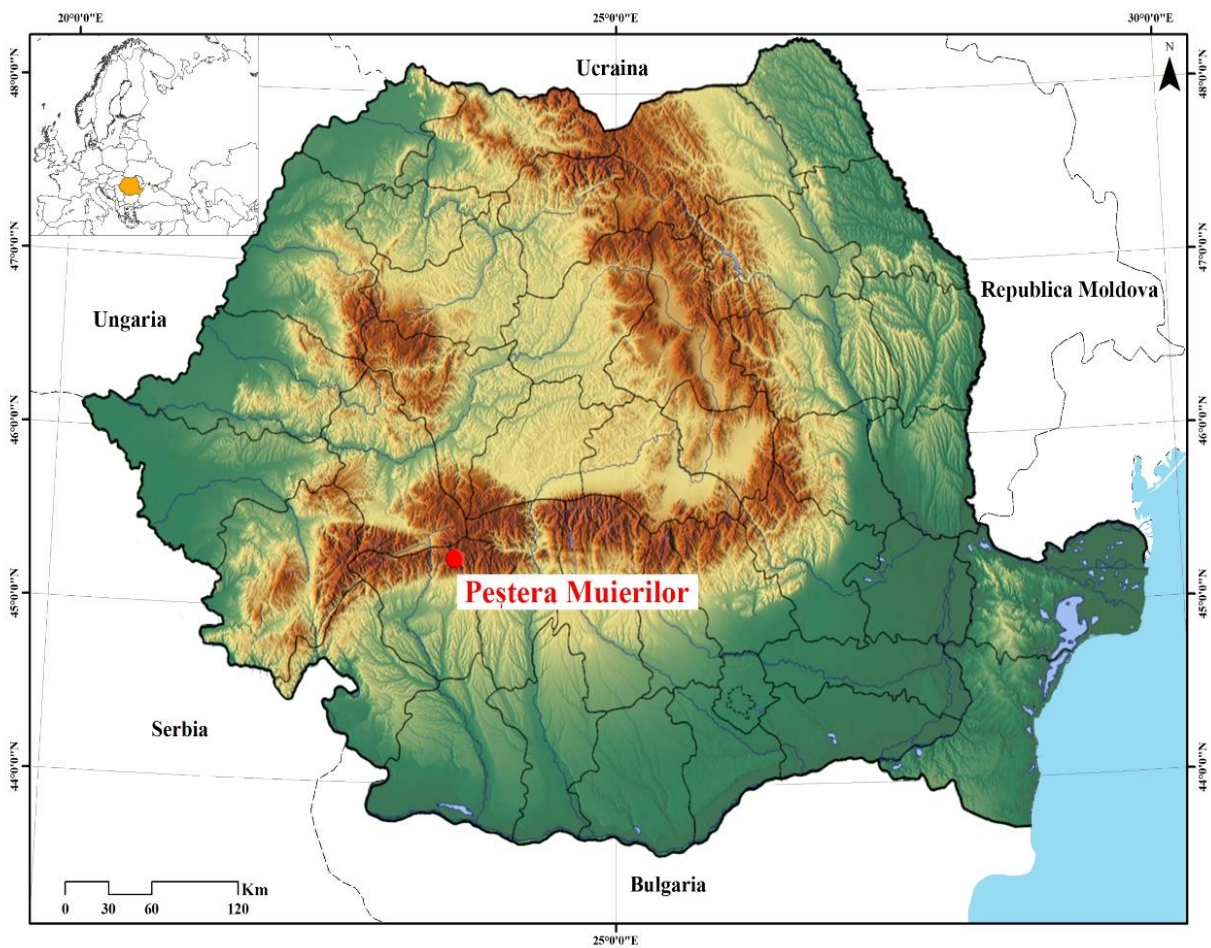


Figura 5. Localizarea punctului de studiu

Domeniul Danubian face parte dintr-un sistem complex de pânze de încălecare care caracterizează structura geologică a Carpaților Meridionali, respectiv Pânza Supragetică, Pânza

Getică și Pânza de Severin (Iancu et al., 2005a; Săndulescu, 1994. Murgoci, 1905; Codarcea, 1940; Berza et al., 1994).

Pânza de Severin, parte a Dacidelor externe, constituie o zonă depresionară și reprezintă din punct de vedere geotectonic depozitele fosei oceanice situate la limita dintre Pânza Getică și Domeniul Danubian (Iancu et al., 2005a; Mațenco et al., 2010; Săndulescu, 1994). În regiunea cercetată, Pânza de Severin are o dezvoltare redusă și aflurează la sud de zona Cernadia-Polovragi. Din punct de vedere litologic este reprezentată de depozite sedimentare argilo-siltice și marno-calcare grezoase cu silicifieri (strate de Azuga) de vârstă Jurassic-superior, peste care se succede secvența turbiditică (strate de Sinaia) în facies de flysch cu argile-siltice, gresii calcaroase, marno-calcare în placi și calcare (Hann, 1986).

Formațiunile Pânzei Getice, parte a Dacidelor Mediane, aflurează pe suprafețe restrânse în partea de sud și sud-est a zonei de studiu și sunt reprezentate de mezometamorfitele seriei de Sebeș-Lotru de vârstă Neoproterozoic Superior (Balintoni and Balica, 2013). Din punct de vedere petrografic acestea includ micașturi, gnaise oculare, gnaise rubanate, paragnaise micacee și amfibolite, asociate cu lentile de serpentinite și pegmatite (Mutihac et al., 2004).

Domeniul Danubian, parte a Dacidelor Marginale, apare descoperit de eroziune de sub Pânza Getică (Iancu et al., 2005a; Sandulescu, 1994) sub forma semiferestrei tectonice „Parâng-Retezat-Almaj” (Iancu et al., 2005b; Sandulescu, 1994).

În partea de nord a ariei cercetate, Domeniul Danubian este reprezentat prin seria metamorfică de Drăgșan constituită din amfibolite, iar în partea de sud prin mezometamorfitele de vârstă Neoproterozoic Superior ale seriei de Lainici Păiuș (Balintoni and Balica, 2013; Mutihac et al., 2004).

Din punct de vedere petrografic seria de Lainici-Paiuș este constituită din gnaise cuarțitice, șisturi micacee, șisturi grafitoase și calcare cristaline retromorfozate (Mutihac et al., 2004, Berza, 1983). Unitatea de Lainici-Paiuș este intrusă de corpuri granitice de vârstă neoproterozoică situate în partea de sud a Munților Parâng. De la est la vest se disting: granitoidul de Sușița cu cea mai mare dezvoltare având grosimea între 3 și 8 km și lungimea de 60 de km (Balintoni et al., 2014; Mutihac et al., 2004; Iancu and Seghedi, 2017) alcătuit din granodiorite, granite și diorite cuarțifere; granitoidul de Novaci de dimensiuni mai reduse și granitoidul de Olteț. În partea de nord, în cuprinsul seriei de Drăgșan se individualizează granitoidul de Parâng de vârstă Paleozoică, asociat tectono-metamorfismului Variscan (Iancu and Seghedi, 2017).

Cuvertura sedimentară din regiune este reprezentată de depozitele Domeniului Danubian. Succesiunea sedimentară începe cu depozite continentale care aparțin Jurasicului inferior dispus transgresiv și discordant peste fundamentul cristalin (Hann, 1986) și este constituită din conglomerate, gresii cuarțoase și arcoziene și intercalații de cărbuni dezvoltate în facies de Gresten (Fig. 6).

În intervalul cuprins între Jurasicul mediu și Cretaciul inferior se dezvoltă depozite carbonatice. În Jurasicul mediu se evidențiază depozitele marine submerse de natură carbonatică: calcare recifale, calcare micritice, peloide și bioclastice dezvoltate în facies Urgonian. Tranziția de la faciesul arenitic la cel carbonatic este rezultatul schimbării mediului de sedimentare, de la mediu continental la cel marin de mică adâncime.

Cretaciul superior afloră în zona peșterii Polovragi pe valea Oltețului și este reprezentat de formațiunea de Nadanova de vârstă Cenomanian-Turonian Mediu, constituită din secvențe de marnocalcare, marne siltice și gresii cu grosimi de până la 50-70 m (Mutihac et al., 2004, Hann, 1986). La sfârșitul Cretacicului (Turonian-Maastrichtian), amplificarea proceselor tectonice a dus la formarea depozitelor de tip *mélange* (*wildflisch*) alcătuite din argile, marnocalcare, conglomerate, microconglomerate și gresii micacee (Ponta and Onac, 2019).

Cuvertura post-tectonică din regiune este formată din depozite Neogene și Cuaternare (Fig. 6). Miocenul mediu afloră la est de valea Oltețului și este format din depozite detritice fine de vârstă Langhiană constituite din argile marnoase și tufite cu orbule, urmate de argile, șisturi argiloase și argile marnoase siltice de vârstă Kessovian (Hann, 1986; Mutihac et al., 2004). Kersonian-Bessarabianul cuprinde depozite de pietrișuri și nisipuri și are o arie largă de răspândire. Meoțianul afloră în deosebi pe Valea Oltețului și este format din argile.

Cuaternarul din regiunea studiată cuprinde depozite care aparțin atât Pleistocenului cât și Holocenului. Pleistocenul este reprezentat de pietrișuri fluviative din cadrul platformei de eroziune Gornovița și pietrișuri în alternanță cu nisipuri. Holocenul este caracterizat de prezența depozitelor aluviale actuale și proluviale de tipul conurilor de dejecție sau de grohotiș (Pop et al., 1975; Marinescu et al., 1989).

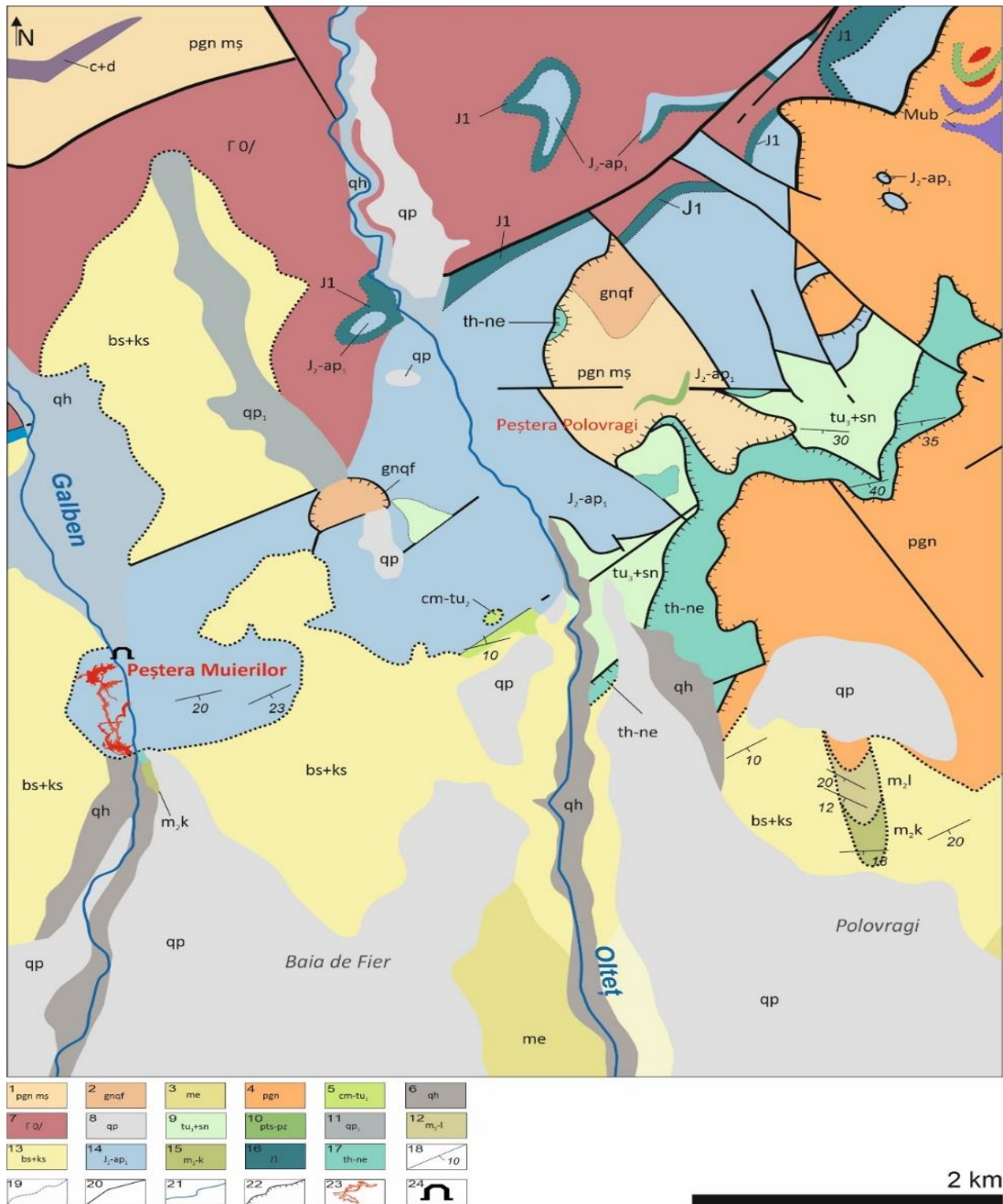


Figura 6. Harta geologică a regiunii (modificată după Hann H., 1986)

Legendă : 1. Anteproterozoic superior- paragnaise, micașturi; 2. Gnaise cuarțo-feldspatice 3. Meoțian- argile, siltite, nisipuri; 4. Anteproterozoic superior- paragnaise; 5. Cenomanian-Turonian mediu- marnocalcare; 6. Holocen- aluviuni actuale și subactuale; 7. Paleozoic- granitoide; 8. Pleistocen- depozitele teraselor superioare; 9. Turonian superior-Senonian- argilo-siltite; 10. Proterozoic Superior – Paleozoic- amfibolite; 11. Pleistocen- pietrisuri fluviatile de pe platforma de eroziune Gornivița; 12. Miocen mediu-Badenian- argile marnoase, tufite fine cu orbuline; 13. Kersonian-Bessarabian- pietrișuri și nisipuri; 14. Jurassic mediu-Aptian inferior- calcare micritice; 15. Miocen mediu- argile, șisturi argiloase (șisturi cu radiolari); 16. Jurassic inferior-arcoze, subarcoze; 17. Tithonic-neocomian- gresii calcaroase, marno-calcare, calcare; 18. Direcția și înclinarea stratelor; 19. Bază de formațiune transgresivă; 20. Falie; 21. Râuri; 22. Pânză de șariaj; 23. Galerii de peșteră; 24. Peșteră.

Domeniul Danubian reprezintă din punct de vedere tectonic, marginea continentală instabilă a microplăcii Moesia, intens afectată de evenimentele produse atât la nivelul orogenezelor Cadomiene și Hercinice, cât și la nivelul orogenezei Alpine (Săndulescu, 1984). Din punct de vedere structural Domeniul Danubian și Pânza Getică reprezintă fragmente de microplăci, separate între ele prin fosa de Severin (Mutihac V. and Ionesi L., 1974). În cadrul orogenezei alpine se produc cele mai importante evenimente tectonice care modelează evoluția și aspectul ariei cercetate. Șariajul Pânzei Getice peste Domeniul Danubian produs pe direcția NE-SW, pe o distanță de peste 50 de km, a determinat apariția discontinuităților structurale atât la nivelul fundamentului cât și în cadrul cuverturii sedimentare. Structura geologică a depozitelor din cadrul Domeniului Danubian a fost afectată ulterior de tectonica disjunctivă post-laramică implicând apariția unor noi direcții de falie.

Astfel, în regiunea studiată întâlnim două direcții principale ale faliilor care afectează masivele carbonatice: NV-SE respectiv N-S (Ponta and Onac, 2019). În zona de șariaj a Pânzei Getice se întâlnește formațiunea carbonatică Oslea-Polovragi constituită din depozite cu orientarea NV-SE (Bandrabur and Rădița Bandrabur, 2010). Aceasta se dezvoltă pe o lungime de 11-12 kilometri și se extinde în lățime până la 1,2 km în zona Oltețului și aproximativ 1 km în zona Văii Galbenului având o grosime care variază între 150 și 250 de m scăzând treptat către nord-est (Bandrabur and Rădița Bandrabur, 2010).

Disponerea transversală a formațiunii carbonatice Oslea-Polovragi, alături de tectonica activă de la nivelul orogenezei alpine, a determinat apariția marilor rețele carstice din zonă printre care se remarcă Peștera Polovragi și Peștera Muierilor. Pe lângă marile sisteme carstice menționate s-au format și cavități de dimensiuni mici și medii. În Cheile Oltețului sunt menționate aproximativ 45 de peșteri (Goran, 1982), iar în Valea Galbenului aproximativ 29.

Morfologia peșterii

Peștera Muierilor se dezvoltă în lungul unei linii de fractură cu orientare NNV-SSE care afectează versantul drept al cheilor, aceasta fiind și principala direcție de carstificare (Diaconu et al., 1975). Evoluția rețelei carstice s-a produs simultan cu dezvoltarea cheilor Galbenului, ceea ce a determinat apariția mai multor nivele a căror dispunere se corelează cu terasele prezente în chei (Ion and Lupu, 1962; Mirea, 2020). Peștera Muierilor este dezvoltată pe patru nivele distincte situate la aproximativ 20 de m unul față de celălalt conectate prin intermediul puțurilor și

hornurilor. Din punct de vedere hidrologic, cu excepția nivelului 0 care se inundă la debite mari, etajele peșterii sunt fosile. Etajul superior fosil (nivelul 4), este situat la altitudinea relativă de 80 de m față de talveg și este reprezentat de peșterile Pârcălabului, Oilor și Șoimului (Fig. 7). Acestea au dimensiuni reduse, nu comunică cu etajul inferior și sunt izolate una față de cealaltă. Existența puțurilor colmatate cu sedimente situate în Peștera Pârcălabului sugerează că la un moment dat în evoluția rețelei carstice, nivelul 4 a comunicat cu nivelul 3 situat la altitudinea de aproximativ 60 de m. Nivelul 3 este constituit din alte două cavități de mici dimensiuni: Galeria Veveriței și Galeria Melcilor care jonctonează cu nivelul 2 (turistic) prin puțuri și hornuri.

La altitudinea de 40 de m se află etajul median (nivelul 2) cu o lungime de aproximativ 900 și orientare pe direcția principală N-S. Acest sector reprezintă zona turistică a peșterii Muierilor. Accesul în nivelul turistic se face la momentul actual prin două intrări naturale situate în partea de nord și de sud a masivului, cea de-a treia cale de acces din capătul Galeriei Altarului fiind blocată artificial (Mirea, 2020; “Hades” Caving Club- pers.comm). Acest nivel se remarcă prin abundența concrețiunilor și existența sălilor de mari dimensiuni (Sala Turcului, Sala Altarului etc.), conectate între ele prin pasaje înguste.

Etajul inferior (nivelul 1), care constituie de altfel și rezervația științifică, se află la aproximativ 20-25 de m altitudine și se dezvoltă pe direcția VNV-ESE incluzând sectoarele sudic, central și nordic (Mirea, 2020; Ion and Lupu, 1962). În *sectorul sudic* al rezervației științifice se disting Galeria Urșilor de aproximativ 80 de m lungime și Sala Perlelor. În Galeria Urșilor accesul se face prin intermediul unor puțuri de mici dimensiuni situate spre capătul sudic al galeriei Turistice.

Din punct de vedere morfologic, Galeria Urșilor este formată din segmente înguste urmate de săli largi și are o dispunere cvasiorizontală (Mirea et al., 2021). Se remarcă prin abundența resturilor fosile situate la nivelul planșeului care include oase mari (humerus, ulna etc), fragmente și cranii care aparțin preponderent speciei *Ursus Spelaeus* cât și numeroase fragmente de mamifere cuaternare (*Canis lupus spelaeus*, *canis vulpes fossilis*, *Capra ibex* etc.) și micromamifere (*Cricetus cricetus*, *Arvicola terrestris* and *Microtus arvalis*). Sala Perlelor, situată în capătul sudic al etajului inferior, se diferențiază prin formațiuni de bazin și numeroase agregate cristaline (perle de cavernă) situate la nivelul planșeului.

Decolmatarea sedimentelor din capătul Galeriei Urșilor, realizată de clubul de speologie Hades Ploiești, a dus la descoperirea uneia dintre cele mai importante galerii din punct de vedere

științific, respectiv Galeria Hades. Cu lungime de aproximativ 900 m, galeria Hades se distinge prin prezența numeroaselor resturi fosile, bioglife și cuiburi de gestație cât și prin existența scheletelor în conexiune anatomică care aparțin speciilor *Ursus spelaeus* și *Canis lupus*.

De asemenea, tot în etajul inferior, în zona de nord, se află galeria Electricienilor, Galeria Excentritelor, Galeria Craniilor și Galeria cu Bazine care confluează în Sala Roșie (Mirea, 2020). În galeria Electricienilor sunt de remarcat cantitățile mari de sedimente în cadrul cărora s-au format structuri de tip hornuri și puț.

Istoricul cercetărilor

Informații referitoare la zona Polovragi-Cernădia și în mod special la Peștera Muierilor există încă din 1870, aceasta fiind prima atestare documentară a peșterii realizată într-un chestionar arheologic de către Alexandru Odobescu. Informații sumare referitoare la morfogeneza galeriilor apar și în 1898 în harta geologică a regiunii, realizată de geologul Gheorghe Munteanu-Murgoci.

În anul 1894 are loc primul șantier arheologic, la intrarea în peșteră, sub conducerea lui Alexandru Ștefănescu, alături de Iuliu Moisil, Aurel Diaconovici și P. Rola Piekarski (Doboș, 2010). Ulterior, în 1897, Teohari Antonescu menționează existența resturilor fosile aparținând speciei *Ursus spelaeus* și descoperă fragmente de ceramică (Doboș et al., 2010).

Primele săpături sistematice sunt însă desfășurate abia în 1929 sub conducerea lui C. S. Nicolăescu-Plopșor în dreptul intrării sudice, unde se descoperă elemente aparținând Paleolithicul și Musterianului (Doboș et al., 2010). În teza de doctorat a lui C. S. Nicolăescu-Plopșor sunt menționate elementele arheologice descoperite în cadrul săpăturii denumită oficial "Gura Peșterii". Mai târziu, în 1951, "Colectivul de antropologie al Academiei R.P.R.", împreună cu C. S. Nicolăescu-Plopșor, începe un amplu șantier arheologic și cercetează Galeria Turistică și Galeria Musteriană (Cosac, 2006).

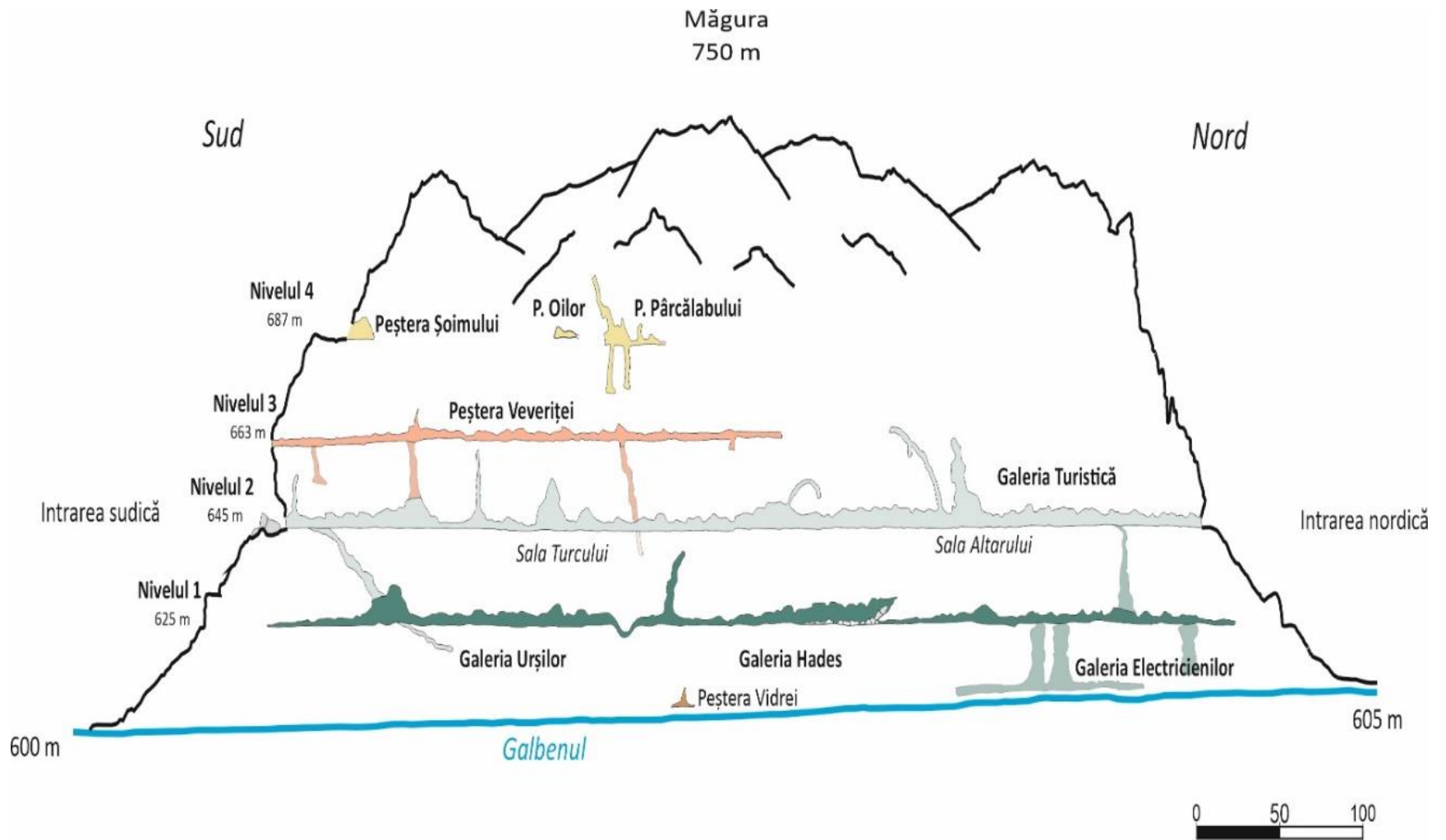


Figura 7. Profilul simplificat al peșterii (modificat după Mirea et al., 2021).

4.2 Zona carstică Isverna

Secvența sedimentară investigată este situată în SV Carpaților Meridionali, pe versantul estic al Munților Mehedinți, deasupra Peșterii Ascunsă, la altitudinea de 1070 de m (Fig. 8).

Peștera Ascunsă face parte din sistemul carstic Isverna, râul subteran care o traversează fiind tribut al peșterii Isverna (Povară, 2012). Peștera Ascunsă a fost descoperită la sfârșitul anilor 1970 de Clubul de speologie Focul Viu și ulterior explorată de Clubul de explorări subacvatice (GESS) și de către cercetătorii Institutului de speologie „Emil Racoviță” (Drăgușin et al., 2019). Peștera Ascunsă are o galerie principală cu lungime de aproximativ 700 de m și un singur pasaj lateral de dimensiuni reduse.

Din punct de vedere geologic, peștera este situată la limita dintre formațiunea de *mélange* (*wildflysh*) Turonian-Senoniană și calcarele de vârstă Jurassic superior-Aptian (Codarcea et al., 1968).

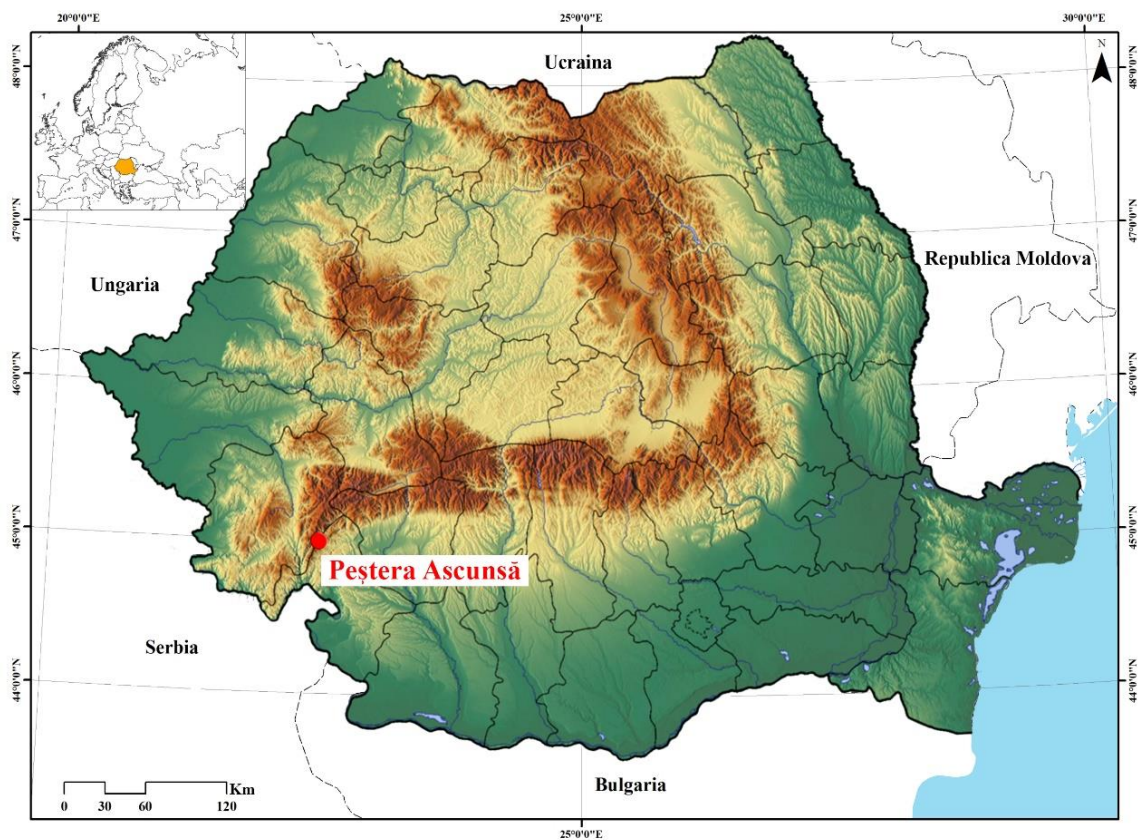


Figura 8. Localizarea peșterii Ascunsă

În regiunea cercetată află depozite care aparțin Domeniului Danubian. Fundamentul cristalin al Domeniului Danubian din regiune include roci puternic metamorfozate care aparțin seriei de Drăgășan și seriei de Lainici Păiuș. Seria de Drăgășan include roci de tipul amfibolitelor și gnaiselor amfibolitice (Berza et al., 1984), iar seria de Lainici Păiuș află în zona de interes prin calcare și dolomite cristaline, micașturi și gnaise micacee. Ambele unități sunt intruse de granitoide de vârstă Neoproterozoică care află în mod principal în partea de N-NE.

Ordovicianul și Silurianul sunt constituite din gresii, conglomerate și siltite cu intercalații de gresii cuarțitice grupate în formațiunea de Valea Izvorului, urmate de depozitele Devoniene ale formațiunii de Poiana Mică (Bercia et al., 1977). Aceste formațiuni au fost descoperite de eroziune ca urmare a evenimentelor orogenice de la nivelul Eocen-Oligocenului (Schmid et al., 1998) și află în partea de N a ariei cercetate. Permianul este reprezentat de conglomerate, șisturi argiloase și gresii.

Secvența sedimentară debutează cu depozite continental-lacustre cu grosimi de ~50 de m (conglomerate, gresii cuarțoase și arcoziene cu intercalații de șisturi argiloase cu cărbuni), dezvoltate în facies de Gresten, de vârstă Hettangian-Aalenian care se dispun transgresiv și discordant peste fundamentul cristalin (Năstăseanu et al., 1981) (Fig. 9). Jurasicul mediu (Bajocian-Callovian) cuprinde depozite de calcare, marnocalcare și gresii arcoziene cu grosimi de 30 de m (Năstăseanu et al., 1981).

Intervalul cuprins între Jurasicul superior și Cretacic inferior se caracterizează prin dezvoltarea depozitelor carbonatice și include calcare micritice și dolomite de vârstă Jurassic superior-Neocomian cu grosimi între 300 și 600 de m. Ulterior, la nivelul Barremian-Aptianului se dezvoltă calcare recifale (specii diagnostice *Toucasia carinata*, *Offneria sp.*, *Requienia scalaria*, și *R. ammonia*) în facies Urgonian, cu grosimi de până la 600 de m atribuite Pânzei de Cerna (Mercus, 1959).

Cuvertura sedimentară din regiune se încheie cu depozite de vârstă Cretacic superior aparținând unității de Coșuștea. Aceasta include calcare și gresii de vârstă Cenomanian-Turonian, respectiv stratele de Nadanova cu grosimi de 50-75 de m, urmate de depozite terigene și vulcanoclastice (formațiunea de *mélange*) de vârstă Turonian superior-Maastrichtian cu grosimi de 400-600 de m (Mercus, 1959; Năstăseanu et al., 1981; Seghedi and Oaie, 2014). Originea depozitelor de tip *mélange* a fost atribuită instabilității tectonice, respectiv deformărilor colizionale desfășurate la nivelul Cretacului Superior (Iancu et al., 2005a).

Din punct de vedere tectonic, cea mai importantă caracteristică a zonei este reprezentată de coliziunea blocurilor crustale Tisa și Dacia de la nivelul Cretacicului superior, eveniment care a determinat punerea în loc a pânzelor de Coșuștea și Cerna (Berza et al., 1994; Dallmeyer et al., 1996; Seghedi and Oaie, 2014). Cele mai importante linii de fractură care afectează regiunea includ falia majoră Cerna-Jiu cu dispunere NE-SV și faliile Obârșia Cloșani-Brebina, situată în partea de nord cu dispunere E-V, respectiv falia Isverna-Ponoarele cu aceeași dispunere, situată în zona de sud.

Peștera Ascunsă se dezvoltă la contactul dintre calcarele recifale Urgoniene de vârstă Barremian-Aptian și depozitele de mélange și face parte din sistemul carstic Isverna (Tîrlă et al., 2017). Morfologia peșterii este corelată cu sistemul de falii din zonă, geneza sistemului carstic fiind rezultatul punerii în loc a Pânzei de Cerna (Povară , 2012).

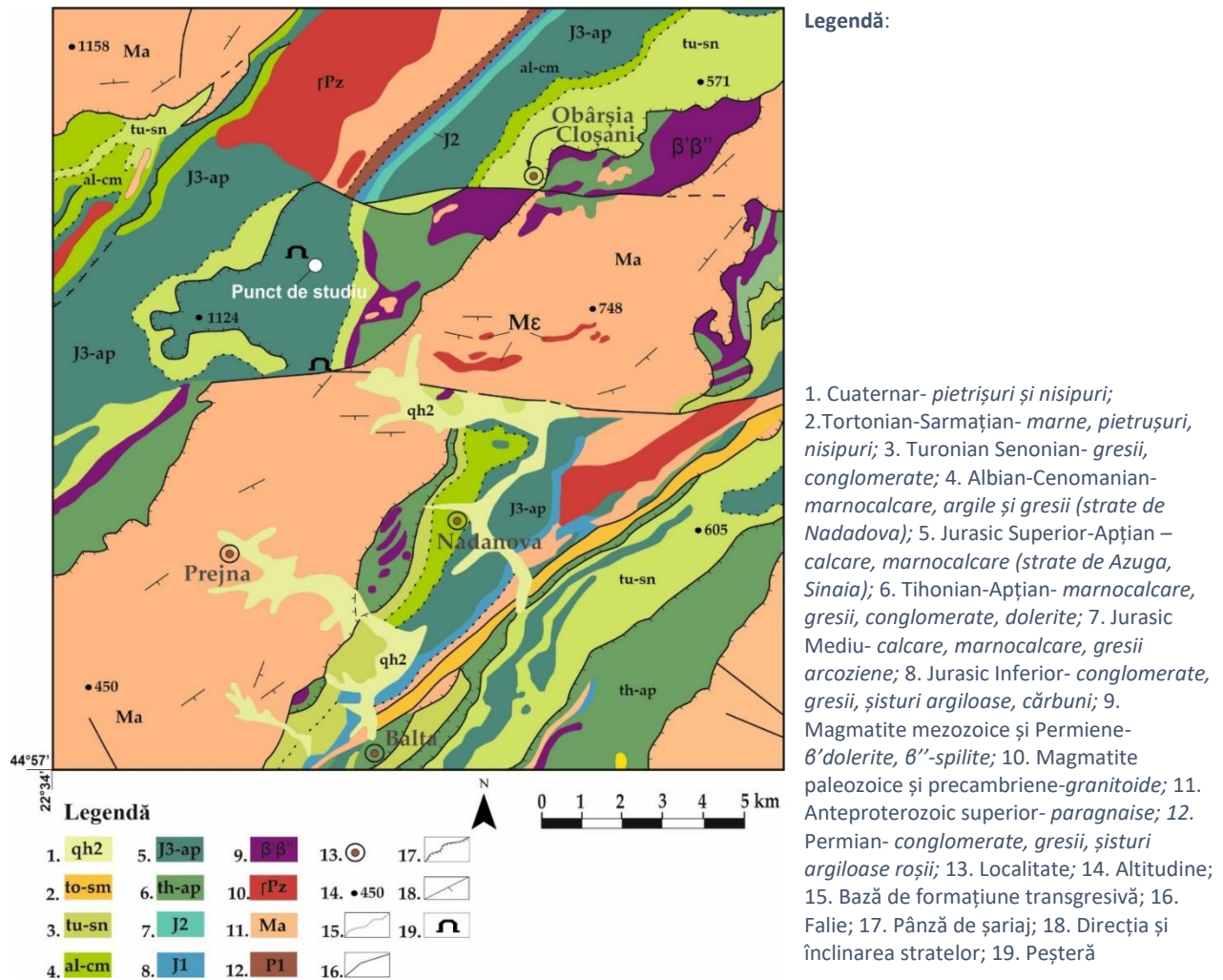


Figura 9. Harta geologică a regiunii studiate (modificată după Codarcea, A. și Răileanu, G. 1968)

Descrierea profilului POM_2

Profilul începe cu un orizont organic "O" de 5 cm grosime, urmat de orizontul A până la adâncimea de 40 de cm (Fig. 10).

Orizontul O se caracterizează printr-un conținut ridicat de materie organică (rădăcini, frunze etc.) și un procent mic de minerale. Orizontul A imediat următor, are o culoare mai deschisă și conține claste de calcar și fragmente minerale amestecate cu materie organică (rădăcini, frunze). Ulterior, începând cu adâncimea de 40 cm până la 250 cm, profilul prezintă caracteristicile specifice depozitelor coluviale și are o compoziție eterogenă fără orizonturi distincte fiind alcătuit din argilă de culoare roșie amestecată cu claste de origine detritică.

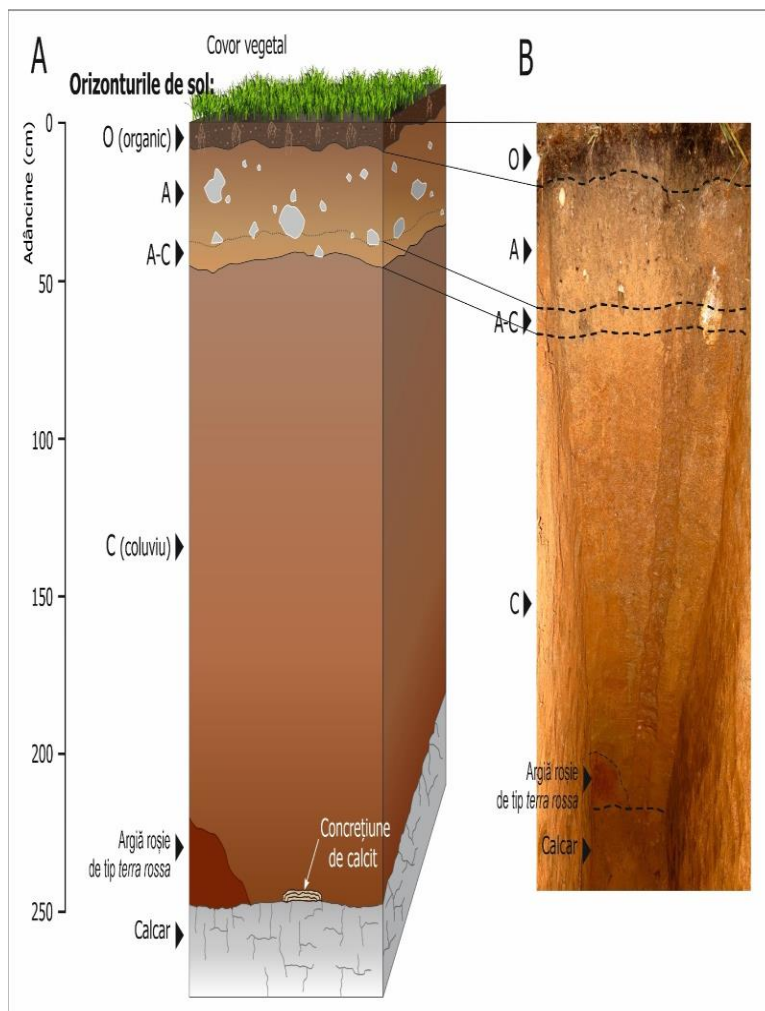


Figura 10. A) Reprezentarea schematică a profilului de sol POM_2. B) imaginea reală a profilului; la partea inferioară se poate observa un sol de tip terra rossa, precum și o concrețiune de calcar formată la contactul cu calcarul subadiacent.

La baza coluviului, orizontul R, este reprezentat de stratul de calcar. Orizonturile au fost caracterizate conform clasificării World Reference Base for Soil Resources (FAO, 2014). În baza profilului la contactul cu calcarul se remarcă existența unei formațiuni carbonatice de 3 cm, formată cel mai probabil în cadrul unei foste galerii cât și un depozit compact de argilă roșie, similar depozitelor argiloase care afloră pe calcare în regiunea studiată.

5. REZULTATE

5.1 Studiu de caz peștera Muierilor

5.1.1 Rezultatele analizei granulometrice

Analiza granulometrică a fost efectuată pentru două profile situate în Galeria Urșilor din nivelul inferior al peșterii. Primul profil (PM I) investigat constituie săpătura paleontologică, iar cel de-al doilea (PM II) este situat în partea finală a galeriei, aproape de intrarea în Galeria Hades (Fig. 11).

Săpătura paleontologică (PM I)

Pentru PM-I, analizele au fost efectuate în cadrul careelor T6 și S6, acestea fiind zonele cu adâncimea cea mai mare (-260 cm) din săpătura paleontologică (Mirea, 2020). Analiza granulometrică a fost efectuată pentru fracția fină (<5 mm).

Pentru interpretarea rezultatelor privind proveniența și natura petrografică a clastelor din săpătură, acestea au fost analizate și la lupa binoculară. Probele au fost dezagregate cu apă distilată și uscate în etuva la 40°C timp de 1 oră. Ulterior, acestea au fost sitate și spălate pentru eliminarea fracției fine. Clastele ramase în urma tratamentului (cele de peste 1 mm) au fost analizate la lupa binoculară. Pe baza analizei petrografice și granulometrice, a culorii sedimentelor și a consistenței în material fosil, în cadrul careelor T6 și S6 au fost separate 10 strate distincte după cum urmează:

Stratul L1 reprezintă un complex bogat în resturi fosile, remaniate, de dimensiuni mari, aparținând preponderent speciei *Ursus spelaeus*. Frația grosieră (> 5mm) conține 7% litoclaste, 3% granoclaste și 90% bioclaste. Litoclastele sunt atât de natura metamorfică cât și sedimentare. Cele metamorfice includ fragmente de gnaiss cuarțo-feldspatic, cuarțit și șisturi cloritoase. Clastele sedimentare sunt alcătuite din calcar și fragmente de crustă carbonatică. Granoclastele includ fragmente de cuarț, iar bioclastele fragmente de os. Culoarea este 7,5 YR 5/4 (Brown) conform sistemul de culori Munsell. Matricea stratului L1 este constituită din 9,6% nisip, 73,5% silt și 16,9% argilă.

Stratul L2 reprezintă un nivel fosilifer constituit din oase de dimensiuni mici fără orientare preferențială. Frația fină este alcătuită din 20,9% nisip, 74,5% silt și 4,6% argilă. Din punct de vedere petrografic, include 5% litoclaste (metamorfice 2% și sedimentare 3%) și 95% bioclaste. Litoclastele metamorfice sunt reprezentate prin fragmente de șist cloritos, gnaiss cuarțo-feldspatic și cuarțit. Culoarea sedimentului este 10 YR 5/4 (Yellowish Brown).

În **stratele L3, L4 și L5** resturile fosile sunt slab evidențiate, constituite preponderent din oase de dimensiuni mici. În cadrul acestor strate se remarcă prezența galeșilor subangulari proveniți din proximitatea sitului. Culoarea sedimentului este 10 YR 4/1 (Dark Grey) conform sistemului de culori Munsell.

Stratul L3 este constituit din 18% nisip, 72% silt și 10% argilă. Din punct de vedere al clastelor componente este alcătuit din 90% litoclaste, 5% granoclaste și 5% bioclaste. Litoclastele sedimentare (80%) sunt de natura carbonatică și includ fragmente de calcar, crustă carbonatică sparitică și fragmente de calcar cu oxizi de Fe. Clastele metamorfice cuprind fragmente de gnaiss cuarțo-feldspatic și cuarțite.

Stratul L4 este alcătuit din 95% litoclaste și 5% bioclaste. Litoclastele sedimentare sunt reprezentate de fragmente de calcar masiv compact albicios și calcar galbui slab cimentat cu aspect poros. Cele metamorfice includ fragmente de șist cuarțo-feldspatic cu clorit, cuarțit și gnaiss cuarțo-feldspatic cu minerale mafice. Bioclastele cuprind atât fragmente de os cât și dinți de insectivore. Frația fină este constituită din 25% nisip, 68% silt și 7% argilă.

Stratul L5 cuprinde 80% bioclaste constituite din fragmente de os, 5% granoclaste felsice și 15% litoclaste. Litoclastele sedimentare sunt reprezentate prin fragmente de calcar autigen poros, crusta carbonatică sparitică, calcar cu oxizi de Fe și fragmente de calcar cu dendrite de mangan. Matricea este alcătuită din 70% silt, 17% nisip și 13% argilă.

Stratul L6 corespunde unei etape de sedimentare cu o grosime de cca. 40 cm, caracterizată prin fluctuații ale dinamicii agentului de transport generând astfel urme de canal succesive, reprezentate de stratele L3, L4 și L5. Este alcătuit din 60% litoclaste, 10% granoclaste și 30% bioclaste. Litoclastele metamorfice includ fragmente de cuarțit și șisturi cu minerale mafice, iar cele sedimentare fragmente de calcar poros, calcar cu oxizi de Fe și calcar albicios masiv compact. Matricea stratului L6 este constituită din 8,9% nisip, 79,4% silt și 11,7% argilă. Culoarea sedimentului este 10 YR 5/3 (Brown) conform sistemului de culori Munsell.

Stratul L7 prezintă galeți rounjiți. Ocurența materialului fosilifer scade puternic comparativ cu stratele de mai sus. Este alcătuit din 80% litoclaste atât de natură metamorfică (șisturi cuarțo-feldspatice și cuarțite) cât și sedimentare (calcar și fragmente de crustă carbonatică). Bioclastele în procent de 20% sunt constituite din fragmente de os. Din punct de vedere granulometric matricea este constituită din 13,2% nisip, 78,8% silt și 8,0% argilă.

Stratul L8 are grosimea cea mai mare (110 cm) și prezintă blocuri de incaziune în situ, de dimensiuni mari și galeți angulari. Se remarcă consistența scăzută a resturilor fosile. Este alcătuit exclusiv din litoclaste atât sedimentare (calcar masiv compact și calcar cu dendrite de mangan) cât și metamorfice (gnaiss cuarțo-feldspatic și cuarțit). Matricea este constituită din 18,1% nisip, 74,7% silt și 7,2% argilă.

Stratul L9 are grosimi de 30-35 cm și dispore în zona careului S6, în aglomerarea blocurilor de incaziune. Este de asemenea alcătuit din litoclaste, 60% de natură sedimentară și 40% metamorfice. Cele sedimentare includ fragmente de calcar masiv compact și calcar cu structură poroasă, iar cele metamorfice, șisturi cu muscovit, cuarțite și gnaisse cuarțo-feldspatice. Din punct de vedere granulometric este constituit din 18,5% nisip, 76,4% silt și 5,1% argilă.

Stratul L10 este nisipos fin, omogen, fără resturi fosile sau galeți. Grosimea maximă este de 25 cm în careul T6 și dispore în masa blocurilor de incaziune din careul S6. Cuprinde 90% litoclaste și 10% granoclaste. Granoclastele sunt reprezentate de calcit sparitic cu forme cristalografice și foițe de muscovit. Litoclastele sedimentare includ calcare cu peliculă limonitică și calcar masiv compact, iar cele metamorfice cuarțite și gnaisse cuarțo-feldspatice. Matricea este constituită din 38% nisip și 62% silt.

Din punct de vedere petrografic, majoritatea sedimentelor prezente în săpătura paleontologică sunt alogene, excepție făcând blocurile de incaziune, clastele de calcit, cât și fragmentele de calcar. Abundența resturilor fosile de dimensiuni mari (cranii, humerus, ulna etc.), gradul scăzut de rotunjire al clastelor alogene, dimensiunea lor, cât și petrografia acestora, demonstrează transportul pe distanță scurtă cât și energia relativ mare de transport.

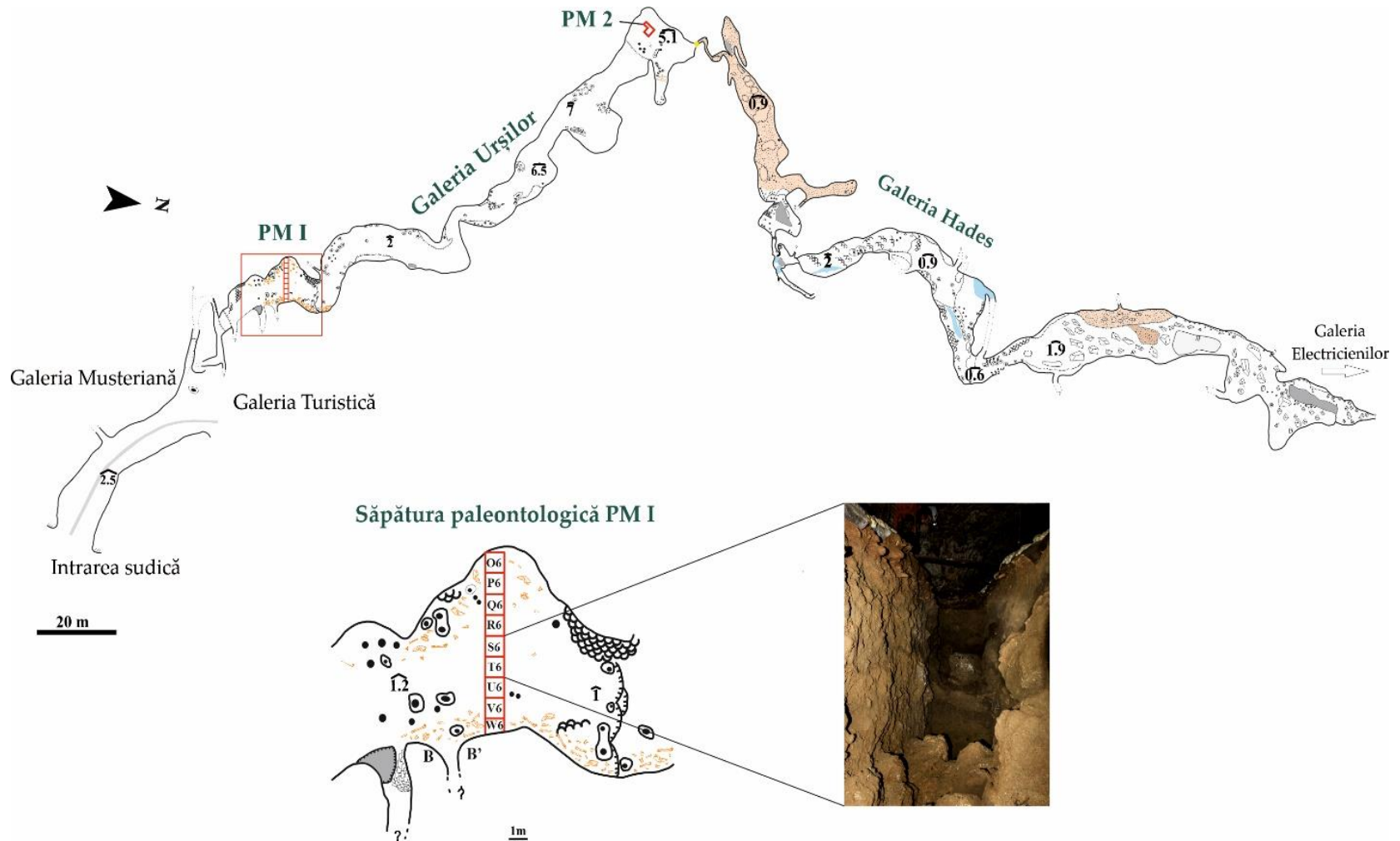


Figura 11. Harta detaliată a galeriilor Urșilor și Hades cu localizarea punctelor de studiu (modificată după Mirea et al., 2021)

Profil sedimentologic (PM II)

Pentru estimarea condițiilor de transport și de depunere ale sedimentelor din cadrul profilului PM II, au fost prelevate probe din 15 în 15 cm pe toată lungimea secvenței și analizate din punct de vedere granulometric. Comparativ cu sedimentele din săpătura paleontologică supuse remanierilor succesive și astfel fără o structură bine evidențiată, în profilul PM II se pot distinge nivele bine definite de nisipuri, silturi și argile (Fig. 12).

Din punct de vedere granulometric sedimentele sunt dominate de silt având o medie de 49,16%, urmat de nisip (42,17) și argilă (8,22 %) (Fig. 13).

Concentrațiile de silt oscilează fără o tendință clară și variază între 23% (la 30 cm adâncime) și 77% (la 390 cm). Se observă o corelație puternic negativă a procentului de silt comparativ cu cel al nisipului ($r: -0,8664; P < 0,0001$). Concentrațiile nisipului prezintă de asemenea fluctuații mari având valori cuprinse între 10% (360 cm) și 76,4% (30 cm). Frația argiloasă are concentrații scăzute de-a lungul profilului (între 0% și 40%) fiind prezentă doar la partea superioară. Există de asemenea o corelație moderată de sens negativ între conținutul de argilă și cel de nisip ($-0,6910; P < 0,0001$).

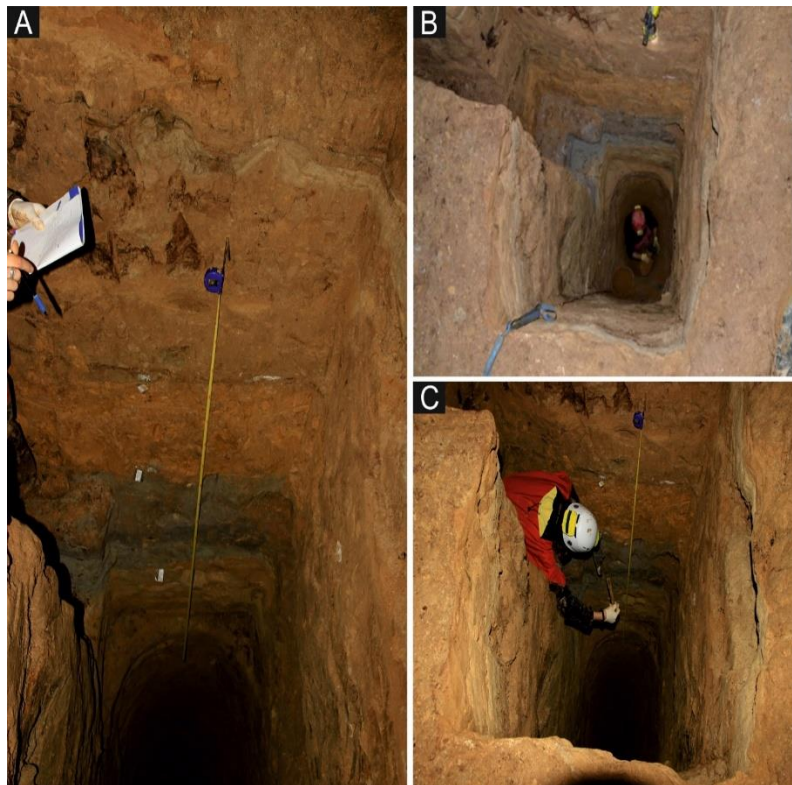


Figura 12. a) imagine de ansamblu a profilului; b,c) prelevarea probelor de sediment (Foto: Dr. Mirea)

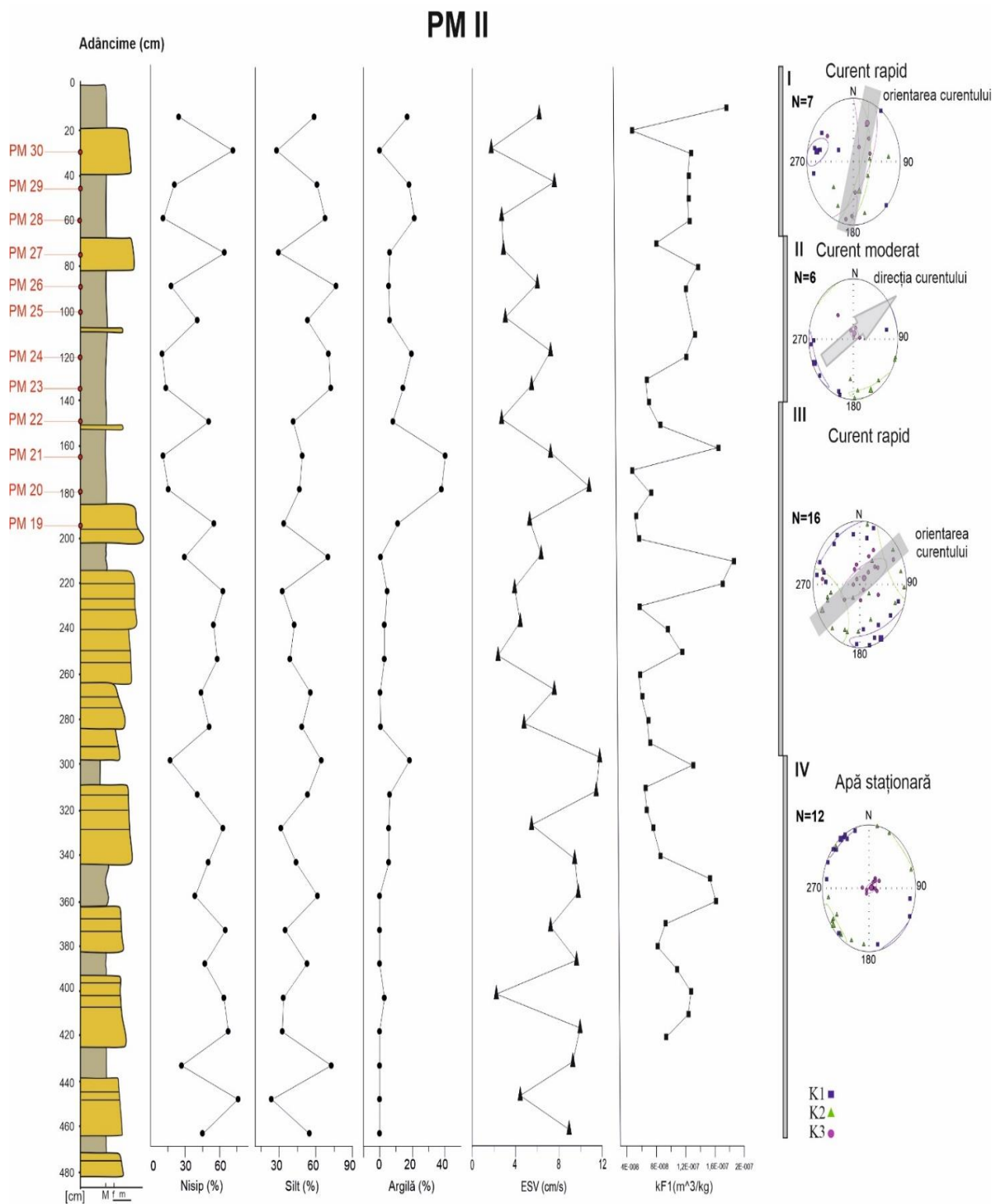


Figura 13. Coloana litologică a sedimentelor din cadrul profilului PM-II și clasele granulometrice principale, viteza estimativă de depunere a particulelor și susceptibilitatea magnetică (modificat după Mirea et al., 2021).

Așa cum se observă în figura 14 parametrii granulometrici prezintă variații destul de mari în cadrul profilului. Modulul principal (Mo-1) fluctuează între 1,049 Ø și 6,53 Ø corelându-se negativ cu conținutul de nisip ($r: -0,817$; $P < 0,0001$) și pozitiv cu cel de argilă ($r: 0,70$; $P < 0,0001$).

Media distribuției particulelor (M_z) are valori cuprinse între 2,61 \emptyset și 8,38 \emptyset . Se observă de asemenea același tip de corelație negativă cu conținutul de nisip ($r: -0,943$; $P < 0,0001$) respectiv pozitivă cu cel de argilă ($r: 0,85$; $P < 0,0001$).

Curbele de distribuție sunt dominant trimodale, cu forme variate de la aspect platicurtic până la foarte leptocurtic cu valori ale ascutimii (K_G) cuprinse între 0.626 și 1.741. Asimetria (S_k) descrie de asemenea forme variabile cu valori cuprinse între -0.271 și 0,466, cele negative fiind reprezentative pentru probele cu surplus de material grosier, iar cele pozitive pentru cele cu surplus de material fin (Cheel, 2006). Sedimentele din profilul PM-II sunt slab și foarte slab sortate conform deviației standard cu valori cuprinse între 1,316 și 3,917 \emptyset .

5.1.2 Rezultate analizelor de susceptibilitate magnetică

Pentru estimarea condițiilor hidrodinamice, în profilul PM-II au fost efectuate analize de susceptibilitate magnetică pentru probe prelevate din 10 în 10 cm pe toată lungimea profilului rezultând astfel un total de 41 de probe (Fig. 14). Valorile susceptibilității magnetice variază între 4.91×10^{-8} m³/kg (la 20 de cm adâncime) și 1.88×10^{-7} m³/kg (la 210 cm adâncime).

Oscilațiile susceptibilității magnetice pot fi o consecință a schimbărilor de paleomediul cât și a unor posibile modificări la nivelul ariilor sursă care au furnizat materialul sedimentar. Ipoteza unor schimbări la nivelul ariei sursă este susținută și de creșterea procentajului de argilă către partea superioară concomitent cu modificarea culorii sedimentelor.

Analizele granulometrice cât și cele de susceptibilitate magnetică efectuate în cadrul profilului PM-II au evidențiat patru etape depoziționale după cum urmează: În etapa IV respectiv în primii 150 de cm începând de la partea inferioară a profilului către topul acestuia, sedimentarea s-a produs într-un mediu cu energie mică de transport specific pentru apa staționară (Mirea et al., 2021). Valorile vitezei estimative de depunere a particulelor (EVS) de 7,67 cm/s sugerează că particulele au fost depuse preponderent prin procese de suspensie.

Ulterior în etapa III, pe o lungime de aproximativ 150 de cm, se constată o creștere a energiei de transport media EVS fiind de 5,30 cm/s, unde sedimentarea s-a produs în cadrul unui curent rapid, iar particulele au fost transportate în principal prin procese de rostogolire.

În etapa II imediat următoare, respectiv pe o lungime de 50 de cm, sedimentarea s-a produs în cadrul unui curent cu energie moderată, având o medie a EVS de 5,66 cm/s. Partea superioară a profilului corespunde unei etape de sedimentare cu energie mare caracteristică pentru un curent rapid. Media vitezei de depunere a particulelor este de 4,50 cm/s. Direcția cea mai probabilă a curentului a fost NE-SV (Mirea et al., 2021).

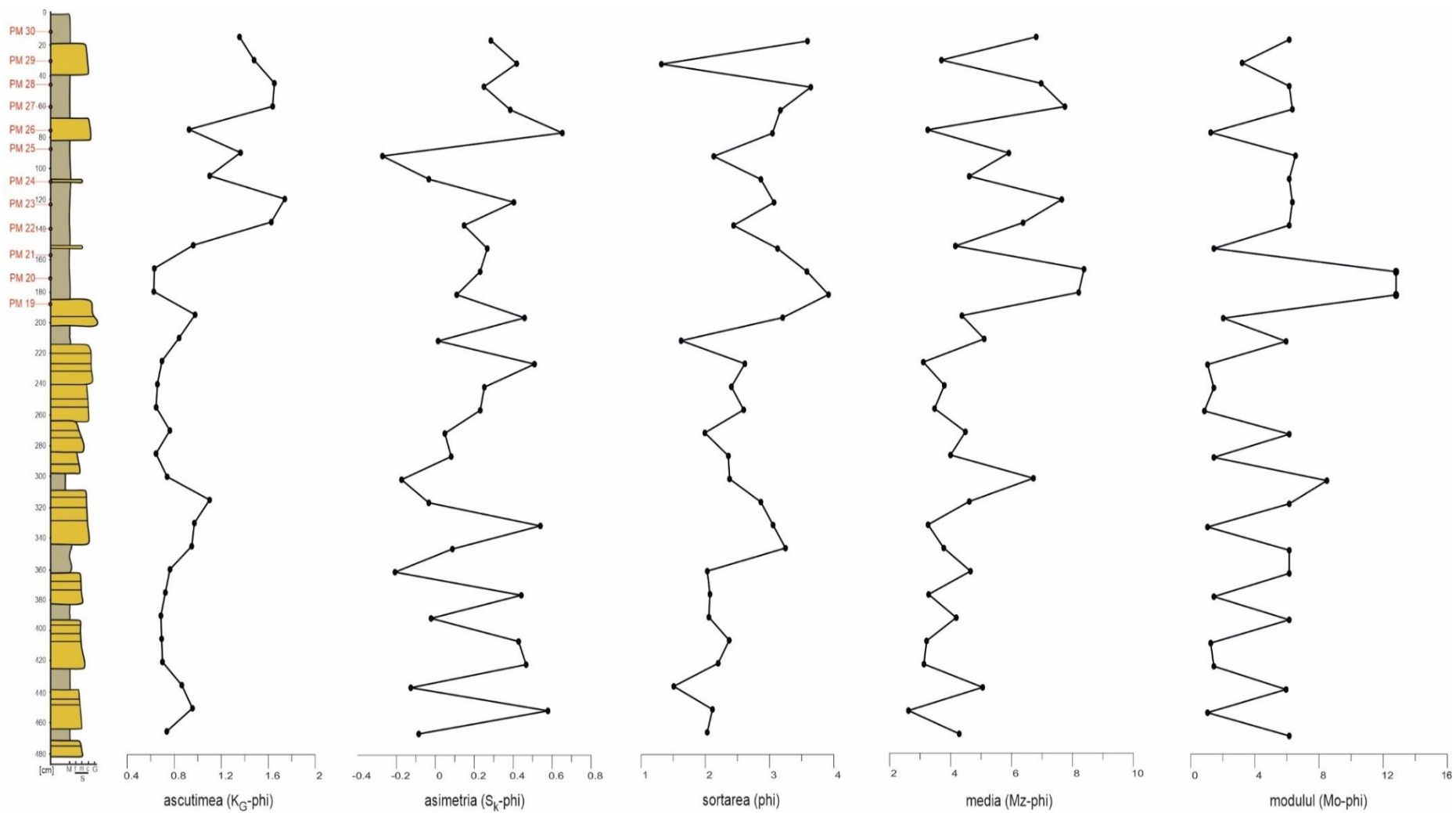


Figura 14 . Coloana litologică a profilului PM-II și principalii parametri granulometrici

5.1.3 Rezultatele analizei mineralogice

5.1.3.1 Mineralogia fragmentelor fosile

Pentru a defini gradul de conservare al fragmentelor fosile și pentru a observa dacă există modificări în structura minerală cât și o variație pe verticală a parametrilor mineralogici, din cadrul fiecărui nivel al săpăturii au fost analizate două fragmente de os (Fig. 15) respectiv o mandibulă și un metapodiu aparținând speciei *Ursus spelaeus* rezultând astfel un total de 20 de probe.

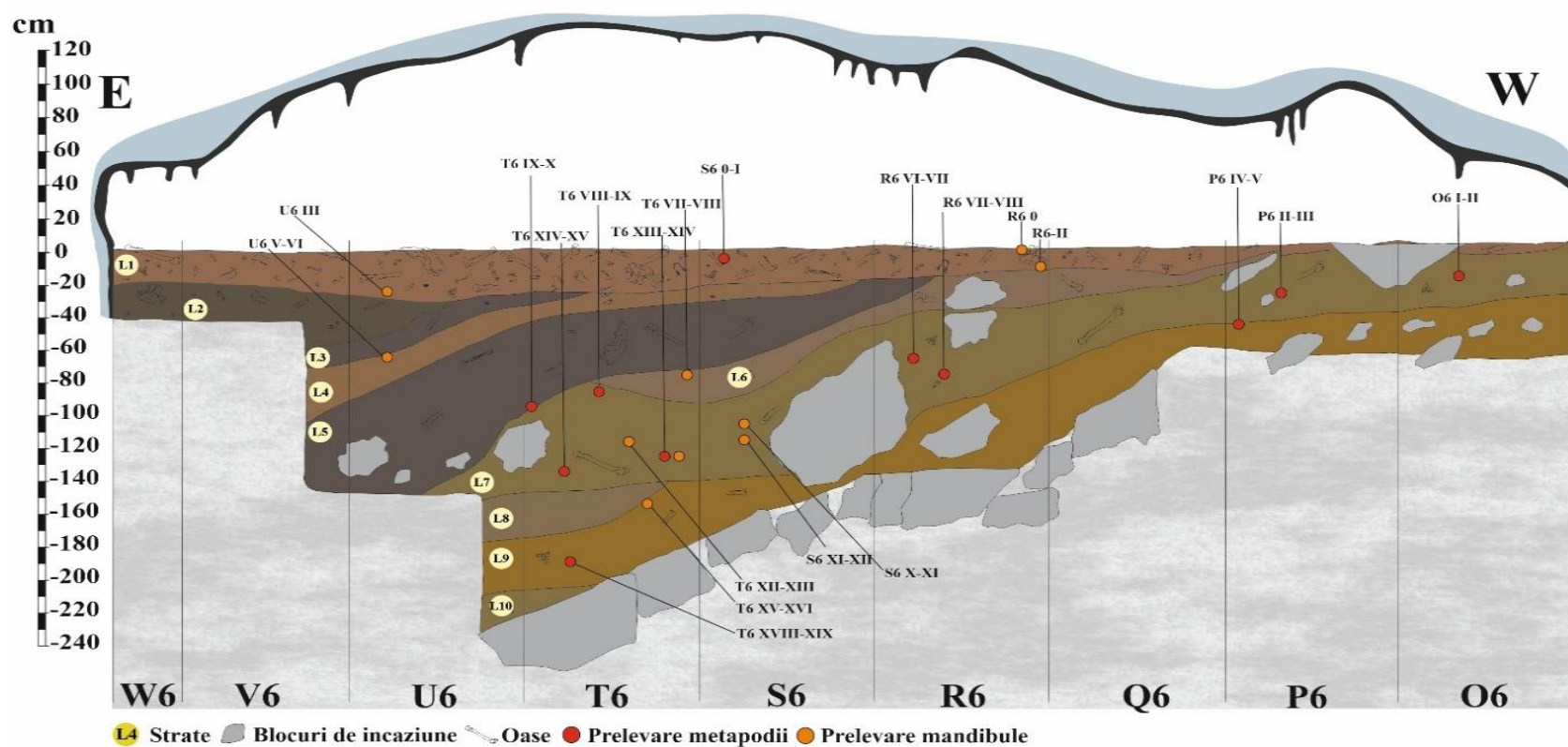


Figura 15. Secțiunea săpăturii din Galeria Urșilor (modificată după Mirea et al., 2020)

Rezultatele analizei difractometrice au evidențiat prezența hidroxiapatitului- $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ (Fig. 16 a;b), ca fază dominantă în cele 20 de probe, alături de fluorapatit- $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ca fază secundară.

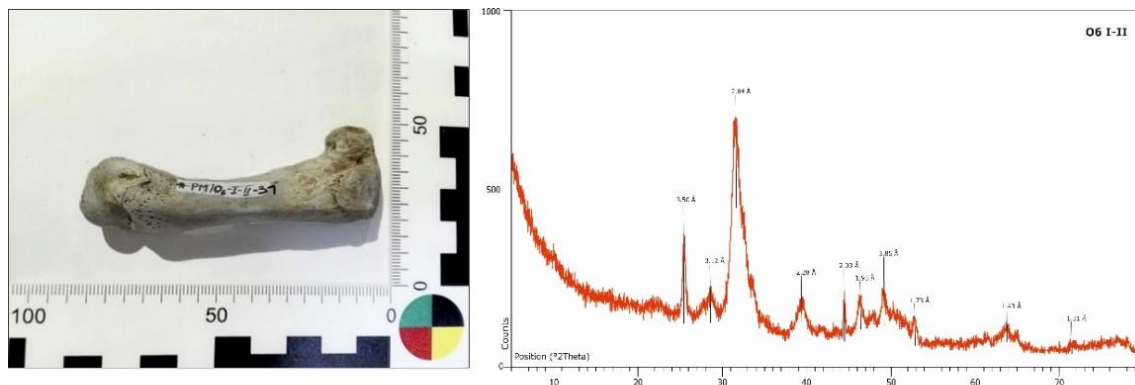


Figura 16. A) Difractograma probei O6 I-II cu evidențierea peak-urilor hidroxiapatitului

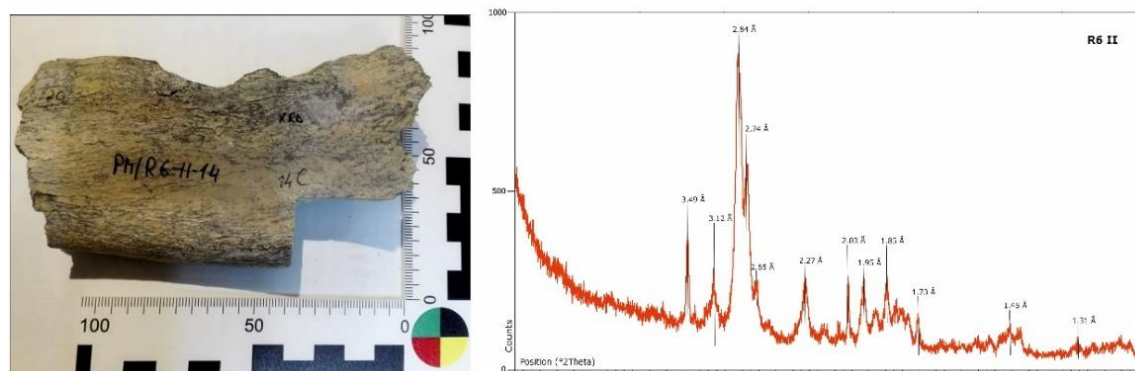


Figura 16. B) Difractograma probei R6-II cu evidențierea peak-urilor fluorapatitului

Rezultatele analizelor difractometrice au evidențiat la nivelul probelor U6 III și R6 XII_XIII existența clorapatitului, prin urmare acestea au fost analizate și din punct de vedere chimic prin fluorescență de raze X pentru a confirma prezența anionului de Cl^- . Rezultatele analizei chimice sunt prezentate în tabelul 1.

Tabelul 1. Rezultatele analizei chimice pentru probele U6 III și R6 VII-VII

Proba	Element	Masa (%)	Atomic (%)	Intensitate [cps/mA]	Formula
U6 III	15 P	19.66	15.2	187.89	P_2O_5
	17 Cl	0.49	0.33	5.75	Cl
	20 Ca	38.92	23.24	356.89	CaO
	O	40.93	61.23		
R6 VII-VIII	15 P	16.03	12.74	51.78	P_2O_5
	17 Cl	0.43	0.3	1.84	Cl
	20 Ca	44.9	27.56	141.53	CaO
	O	38.63	59.4		

Hidroxiapatitul este o varietate chimică a apatitului, fosfatul cel mai comun, care permite largi substituții atât în pozițiile cationice cât și în cele anionice. Apatitul prezintă soluții solide extinse fie prin substituția grupărilor (OH), a grupărilor $[\text{CO}_3]_2$ (tip A) sau prin substituția $[\text{PO}_4]_3$ -prin grupări tetraedrice $(\text{CO}_3\text{OH})_3$ (tip B) (Nemliher et al., 2004; Wopenka and Pasteris, 2005). De asemenea Ca^{2+} poate fi substituit de Mn^{2+} sau Sr^{2+} . Dacă gruparea (OH) este substituită de F^- sau Cl^- se discută despre F^- apatit respectiv Cl^- apatit. Oasele de mamifere sunt alcătuite din componenți minerali și componenți organici, mineralul comun fiind hidroxiapatitul. Se consideră că această fază minerală, denumită în literatură și bioapatit, poate conține până la 7% wt (CO_3) primar. În timpul fosilizării se produc schimburi ionice între sediment, soluții și oase și apare tendința de precipitare a apatitului cu conținut scăzut de grupări OH și conținut crescut de F^- datorat intensității proceselor diagenetice (Nemliher et al., 2004). Rezultatele analizelor efectuate pe cele 20 de probe de os aparținând *Ursus spelaeus* din săpătura paleontologică (PM-I) confirmă prezența principalelor minerale din grupul apatitului respectiv fluorapatit $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$; clorapatit $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ și hidroxiapatit $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$.

Lipsa componentei carbonatice din compoziția oaselor, sugerează că resturile fosile nu au fost supuse transformărilor de ordin mineralogic; singura transformare fiind înlocuirea grupărilor (OH) cu F^- sau Cl^- . Prezența fluorapatitului și a clorapatitului concomitent cu hidroxiapatitul sugerează că substituția nu s-a produs însă complet. Astfel, lipsa schimbărilor majore la nivelul mineralogiei fragmentelor fosile este un indiciu pentru un context de îngropare rapidă. De asemenea, materialul argilos din săpătura paleontologică a funcționat ca material izolator protejând conținutul paleontologic.

5.1.3.2 Mineralogia argilelor

Pentru studiul asociațiilor de minerale argiloase, au fost prelevate probe de sediment din etajul inferior al peșterii, respectiv din galeria Electricienilor, galeria Hades și din Galeria Urșilor (Fig. 17).

În sectorul nordic (Galeria Electricienilor) au fost prelevate probe din sala Roșie și din sala Puțurilor. Din sectorul central (Galeria Hades), au fost prelevate probe de argilă din capătul galeriei. Din sectorul sudic, respectiv Galeria Urșilor, au fost prelevate probe de sediment atât din săpătura paleontologică (PM I) cât și din profilul PM II.

Evidențierea diferitelor specii de minerale argiloase, s-a realizat prin saturare în cationi a probelor (Mg^{2+} și K^+) și solvare în etilen glicol. Difractometria de raze X s-a efectuat pe probe orientate, iar datele de difracție au fost ulterior analizat cu ajutorul programului HighScore© (2007). Rezultatele astfel obținute au fost comparate cu datele din literatura de specialitate (Biscaye, 1965; Chamley, 1989; Moore, D. M. and Reynolds, R. C., 1997) pentru identificarea mineralelor argiloase.

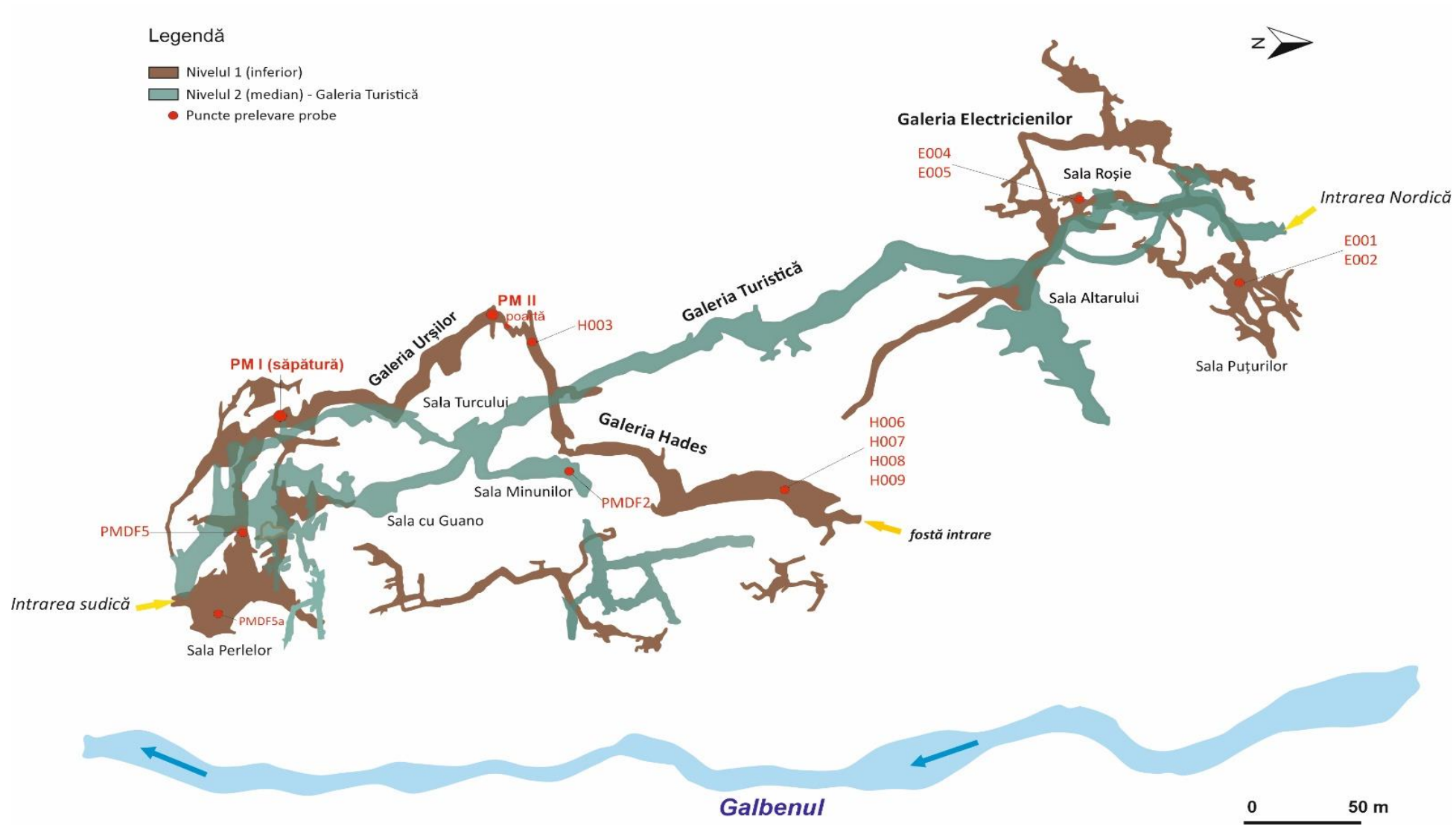


Figura 17. Harta nivelelor median și inferior ale peșterii Muierilor cu evidențierea punctelor de prelevare ale probelor de argilă (modificat după Mirea, 2020)

Illitul $[K(AlFe)_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 \cdot H_2O]$ a fost identificat pe baza reflexelor diagnostice de la 10Å, 4.99-5Å și 3.33-3.75Å corespunzătoare distanțelor $d_{(001)}$, $d_{(002)}$ și $d_{(003)}$ neafectate de tratamentele chimice cu K^+ , Mg^{2+} sau solvarea în etilen glicol. Reflexul diagnostic $d_{(001)}$ al illitului pentru probele din peștera Muierilor variază între 9.99Å și 10.13Å pentru probele tratate cu Mg^{2+} , 9.97 Å - 10.48 Å pentru probele tratate cu EG și 9.96Å -10.23Å pentru probele saturate în K^+ . Prezența în probe a componentelor mineralogice neargiloase, face imposibilă identificarea politipilor illitului datorită interferențelor reflexelor de difracție.

Vermiculitul $[(Mg,Fe^{2+},Al)_3(Al,Si)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4(H_2O)]$ a fost dificil de identificat din cauza prezenței în probe a caolinitului și a cloritului cu ale căror reflexe interferează. Reflexele diagnostice ale vermiculitului variază între 12-14.5Å pentru probele tratate cu Mg^{2+} și gonflează până la 16Å după tratamentul cu etilen glicol copalsând la aproximativ 10Å în cazul saturării cu K^+ . Diagnostic pentru vermiculit este reflexul de la 14.4Å ($\sim 7^\circ 2\theta$). Vermiculitul a fost evidențiat pe baza comportamentului probelor saturate în K^+ . Prin saturarea cu K^+ , vermiculitul a colapsat la $\sim 10Å$, iar caolinitul, cloritul și illitul au rămas constante.

Smectitul prezintă reflexe diagnostice care variază între $\sim 14Å$ ($\sim 6^\circ 2\theta$) pentru probele saturate cu Mg^{2+} și gonflează până la $\sim 17Å$ ($5,2^\circ 2\theta$) în cazul tratamentului cu etilen glicol. Prin tratarea cu ioni monovalenți (K^+), rețeaua smectitului copalsează la $\sim 10-12Å$. În cazul probelor din peștera Muierilor, reflexul $d_{(001)}$ al smectitului prezintă variații între 12.99Å și 14.85Å pentru probele tratate cu Mg^{2+} și expandează prin tratarea cu etilen glicol la valori curpinse între 16.35Å și 17.82Å.

Cloritul prezintă reflexe diagnostice la 14.2Å $d_{(001)}$, 7.10Å $d_{(002)}$, $\sim 4.70Å$ $d_{(003)}$ și 3.5Å $d_{(005)}$. Prezența în probe a caolinitului, vermiculitului și smectitului determină interferențe ale reflexiilor. În probele prelevate din peștera Muierilor, cloritul a fost identificat pe baza reflexului $d_{(001)}$ care variază între 14.49Å și 14.61Å și rămâne constant în urma aplicării tratamentelor.

Caolinitul a fost identificat pe baza reflexelor diagnostice $d_{(001)}$ care variază între 7.13 Å și 7.59 Å, $d_{(002)}$ la 3.53Å și $d_{(003)}$ la 2.38Å, care permite diferențierea între caolinit și clorit la 2.38Å (Biscaye, 1965). Tratamentele chimice aplicate probelor nu au reușit eliminarea în totalitate a fazelor non-argiloase. Astfel, în cadrul fracției de $<2\mu$, alături de minerale argiloase se constată prezența cuarțului și a feldspaților, care produc interferențe ale reflexelor și deplasări ale peak-urilor de difracție. Cuarțul a fost identificat pe baza reflexelor de la 4.27Å, 3.34Å și 1.81Å iar feldspații pe baza celor de la 4.22Å și 3.17-3.20Å.

Determinări semicantitative

Așa cum reiese din tabelul 2 sedimentele prelevate din peștera Muierilor sunt dominate de illit, având o medie de 48% urmate de smectit a cărui pondere este de 16%, structuri expandabile de tip illit-smectit și illit-vermiculit 15%, vermiculit 13% și mici procente de caolinit 5% și clorit 1.6%.

Tabelul 2. Rezultatele determinărilor semicantitative pentru mineralele argiloase

Proba	Smectit	Vermiculit	Clorit	I-S/I-V	Illit	Caolinit
E001	0%	27%	5%	3%	57%	9%
E002	18%	10%	6%	29%	35%	3%
E004	0%	43%	0%	0%	46%	11%
E005	0%	14%	0%	0%	82%	4%
H003	20%	16%	7%	0%	51%	6%
H005	0%	16%	0%	0%	80%	3%
H006	0%	9%	10%	26%	50%	5%
H007	16%	9%	11%	22%	39%	3%
H008	29%	7%	0%	31%	31%	2%
H009	8%	0%	0%	0%	90%	0%
PM44	25%	9%	0%	25%	39%	2%
PM45	10%	13%	0%	20%	53%	5%
PM46	10%	11%	0%	24%	54%	2%
PM19	21%	0%	0%	0%	79%	0%
PM20	21%	0%	0%	0%	65%	14%
PM21	22%	0%	0%	35%	36%	7%
PM22	8%	13%	0%	58%	19%	3%
PM23	66%	0%	0%	0%	33%	1%
PM24	32%	0%	0%	33%	30%	6%
PM25	22%	0%	0%	0%	72%	6%
PM26	0%	28%	0%	28%	41%	2%
PM27	16%	16%	0%	45%	19%	4%
PM28	11%	28%	0%	44%	13%	4%
PM29	0%	35%	0%	21%	36%	9%
PM30	51%	9%	0%	0%	37%	3%

În toate galeriile peșterii predomină illitul alături de structurile expandabile de tip smectit-illit și illit-vermiculit. Totuși există mici diferențe în ceea ce privește asociațiile de argile din fiecare galerie, motiv pentru care vor fi tratate separat.

În sectorul sudic, respectiv **Galeria Urșilor** și **profilul PM II**, se remarcă lipsa cloritului. Sedimentele din acest sector sunt dominate de illit urmate de structuri expandabile, smectit, vermiculit și caolinit.

În cazul probelor prelevate din profilul PM-II, illitul și caolinitul prezintă un coeficient pozitiv de corelație empirică liniară $r = 0.62$, ceea ce presupune că odată cu creșterea concentrațiilor de illit, valorile caolinitului prezintă o tendință de creștere. Pentru illit și minerale interstratificate s-a obținut un coeficient de corelație empirică negativă moderată, $r = -0.77$, astfel odată cu creșterea concentrațiilor de minerale interstratificate, scade ponderea illitului. O corelație slabă negativă s-a obținut de asemenea și în cazul smectitului și a vermiculitului ($r = -0.61$). Probele din săpătura paleontologică au fost prelevate doar pentru identificarea compoziției mineralogice, o corelație statistică nefiind posibilă din cauza numărului scăzut de probe cât și din cauza proceselor de

remaniere la care au fost supuse sedimentele. În compoziția mineralogică a probelor din săpătura paleontologică illitul este dominant având o medie de 49%, urmat de structuri interstratificate (23%), smectit (15%), vermiculit (11%) și caolinit (3%).

În **galeria Electricienilor**, se remarcă de asemenea lipsa cloritului pentru probele colectate din Sala Roșie și prezența în concentrații scăzute a acestuia în probele colectate din Sala Puțurilor (5 respectiv 6%). Dominant pentru probele din Sala Puțurilor este illitul (46%), urmat vermiculit (19%) minerale interstratificate (19%), smectit (9%) și concentrații reduse de caolinit (6%) respectiv clorit (6%). Pentru probele colectate din Sala Roșie se constată lipsa smectitului, cloritului și a structurilor interstratificate, mineralogia argilelor fiind dominată de illit (64%), urmat de vermiculit (29%) și concentrații scăzute de caolinit (8%).

În **galeria Hades** atât în cazul probelor prelevate din profilul sedimentologic cât și pentru cele prelevate de la intrarea în galerie, se constată dominanța illitului urmat de smectit, vermiculit, structuri interstratificate, clorit și caolinit.

Variația proporțiilor de mineralele argiloase din profilul galeriei Hades a evidențiat un coeficient de corelație empirică $r = -0.75$ între illit și smectit ceea ce presupune o corelație negativă a celor două variabile, astfel odată cu creșterea concentrației de smectit, scade cea a illitului. O corelație slabă negativă s-a obținut de asemenea și între illit și vermiculit ($r = -0.55$). Illitul prezintă o corelație puternic negativă și cu mineralele interstratificate ($r = -0.93$). Corelația negativă a mineralelor expandabile se observă și în cazul caolinitului în raport cu smectitul ($r = -0.74$).

5.1.4 Rezultatele datărilor cu K-Ar

Pentru determinarea vârstelor au fost efectuate datări ale structurilor illit-smectitice prin metoda K-Ar pentru patru probe de argilă, prelevate din nivelul inferior al peșterii. Rezultatele măsurătorilor sunt prezentate în tabelul 3.

Tabelul 3. Rezultatele datărilor K-Ar pentru cele 4 probe din etajul inferior

Proba (<2 μ m)	Masă [mg]	% K	⁴⁰ Ar* %	⁴⁰ Ar*[pmol/g]	Vârstă [Ma]	Eroare [Ma]	Medie vârstă
H006	23.68	3.383	82.4	782	128.6	4.8	128.1 Ma
	23.68	3.383	82.4	778	128	4.7	
	23.68	3.383	82.4	775.8	127.6	4.8	
E002	15.92	2.83	77.2	605.6	119.2	4.8	118.8 Ma
	15.92	2.83	76.8	603.3	118.7	4.8	
	15.92	2.83	76.5	601.2	118.3	4.8	
PM29	25.71	2.44	75.6	454.3	104.1	4.5	103.7 Ma
	25.71	2.44	75.4	452.1	103.6	4.5	
	25.71	2.44	75.3	451.4	103.5	4.5	
PM46	20.3	3.26	78.4	556	95.6	3.7	95.6 Ma

5.1.5 Discuții și concluzii

Mineralele argiloase prezente în sedimentele din peșteră au în cele mai multe cazuri origine detritică, sursa principală fiind din afara sistemelor carstice. Excepții se întâlnesc în cazul peșterilor de origine hipogenă unde interacțiunea dintre soluțiile încărcate cu acid sulfuric (H_2SO_4) și masivele carbonatice determină formarea fazelor autigene de tipul halloysitului sau a alunitului (Joussein et al., 2005; Polyak et al., 1998; Polyak and Güven, 2000). Exceptând componenta carbonatică, majoritatea probelor analizate în cadrul lucrării de față provin din afara sistemului carstic, având ca geneză procese de eroziune și alterare a formațiunilor geologice situate în proximitatea bazinului de recepție al râului Galbenul.

În compoziția mineralogică a depozitelor detritice au fost identificate atât claste de natură sedimentară cât și claste metamorfice. Clastele metamorfice includ șisturi cloritoase, gnaise micacee, gnaise cuarțo-feldspatice, șisturi cu muscovit și cuarțite, acestea fiind identificate în nivelul inferior al peșterii, în săpătura paleontologică. Clastele sedimentare sunt reprezentate de muscovit, cuarț, feldspați și minerale argiloase.

Aria sursă principală care a furnizat materialul detritic, în special componenta metamorfică este reprezentată prin depozitele cristalinelor Danubian care aflorează la nord de zona carbonatică Cernădia-Polovragi. Prin urmare, compoziția mineralogică a galeților din săpătura paleontologică corespunde cu paragenesa seriei de Lainici-Păiuș, aceasta incluzând: gnaise micacee, micașisturi și cuarțite. Acest fapt sugerează că un procent considerabil din materialul investigat aparține ca geneză acestei unități.

Compoziția mineralogică a depozitelor detritice din peștera Muierilor este dominată însă de minerale specifice domeniului sedimentar, în special de cele argiloase. Mineralele argiloase identificate includ illit, smectit, structuri interstratificate de tipul: illit-smectit sau illit-vermiculit, vermiculit și caolinit în diferite proporții. Illitul prezent în sedimentele din peștera Muierilor are origine alogenă fiind un compus frecvent întâlnit în solurile care sunt transportate în peșteri prin intermediul râurilor sau a șiroirilor pe versanți (Weaver, 1989; Wilson, 1999). Acesta se formează prin degradarea fizică a muscovitului sau a feldspaților alcalini (Chamley, 1989). Analizele efectuate în studiul de față indică faptul că seria de Lainici-Păiuș a furnizat materialul illitic datorită procentului mare de muscovit prezent în această unitate, pe baza căruia se formează illitul.

Prezența în proximitate a surselor metamorfice cât și a solurilor evaluate (recente), a creat premisele apariției cloritului, format prin alterarea mineralelor mafice (piroxeni, biotit, amfiboli).

Caolinitul este de asemenea un component alogen asociat alterării chimice a feldspaților plagioclazi (Bates, 1960). Sursa principală pentru feldspații plagioclazi în aria cercetată este

reprezentată de corpurile granitice respectiv granitul de Sușița, care permite geneza unei cantități importante de biotit pe baza căruia se formează ulterior vermiculitul și cloritul.

Pe de altă parte, smectitul se formează prin alterarea avansată a feldspaților alcalini și a biotitului fiind de cele mai multe ori un compus alogen în componența depozitelor sedimentare din peșteri. Feldspații alcalini apar atât în seria de Lainici-Păiuș cât și în compoziția corpurilor granitice care pot funcționa ca arie sursă.

Sursa mineralelor argiloase este greu de stabilit având în vedere procesul complex (e.g., geneză multiplă) de formare al acestor minerale cât și de diversitatea rocilor din care pot proveni. Astfel, de cele mai multe ori trebuie luate în considerare surse multiple cât și procese ample în geneza acestora. Mai mult decât atât, sedimentele transportate în peșteri (în raport cu cele de la suprafață), sunt supuse proceselor de remaniere sub influența factorilor hidrologici (e.g., cursuri de apă, viituri, etc), crescând gradul de complexitate al etapelor de depunere în galerii, îngreunând astfel procesul de analiză și de interpretare. Cu toate acestea, identificarea unor etape de depunere a sedimentelor în galeriile de peșteră este posibilă și poate pune în valoare rolul sedimentelor clastice în înțelegerea schimbărilor de paleomediul la nivel regional. Un astfel de caz este reprezentat prin cercetările lui Mirea et al., 2021 care cu ajutorul datărilor absolute pe sedimentele clastice (luminiscentă stimulată optic-OSL), speleoteme (datări cu seria Uraniului) și resturi fosile (datarea cu radiocarbon) cât și analize interdisciplinare pe sedimentele de peșteră (izotopi stabili pe resturi fosile, analize de polen, etc) au reușit să evidențieze anumite etape de umplere și de remobilizare ale sedimentelor din galeriile de peșteră. Acest lucru a fost posibil printr-o abordare multidisciplinară având ca rezultat reconstrucția evoluției galeriilor de peșteră în ultimii 120 000 ani sub influența oscilațiilor climatice din intervalul MIS5-Holocen. Prin urmare, sedimentele din peșteri reprezintă o ”arhivă” a evenimentelor din trecut care poate oferi informații importante de paleomediul la nivel regional.

Etapile de umplere și de golire ale galeriilor de peșteră sunt strâns legate de evoluția regională a Munților Parâng și Capățâanii și implicit de variabilitatea climatică, de factorul hidrologic cât și de rata de incizie a râului Galbenul. Toți acești factori au determinat aportul de sedimente în sistemul carstic în diferite etape (cel mai dinamic episod fiind strâns legat de deglacierea masivelor montane din jur). Remobilizarea depozitelor este evidentă în nivelul inferior al peșterii, respectiv în săpătura paleontologică, unde rezultatele obținute în urma datărilor cu radiocarbon și OSL au evidențiat existența unei cronologii inverse (Mirea et. al, 2021). Astfel, în același context au fost identificate sedimente mai vechi care înglobează resturi fosile mai tinere. Datările cu radiocarbon efectuate pe resturile fosile din săpătura paleontologică variază între 22 cal ka BP și 46 cal ka BP (Mirea et. al., 2021) în timp ce vârstele obținute prin OSL variază între 54.9 ± 6.3 ka și 122 ± 19 ka (Mirea, 2020).

Cronologia inversă existentă în săpătura paleontologică (PM-I) este o consecință a remanierilor succesive produse sub influența deglacierii de la sfârșitul Ultimului Maxim Glaciar (LGM), când topirea zăpezilor a determinat apariția fenomenelor hidrologice intense de tip viituri și inundații (Mirea et al., 2021).

Sedimentele din Galeria Urșilor au fost depuse inițial în galeria Turistică (de către Galbenul dar și prin șirori de versant sau alți tributari), iar ulterior, sub influența evenimentelor hidrologice desfășurate în Holocen au fost remaniate în nivelul inferior.

Din punct de vedere mineralogic, în galeria Urșilor este de remarcat lipsa cloritului din asociația argiloasă cât și dominanța fazelor smectitice și a structurilor interstratificate (Fig. 18).

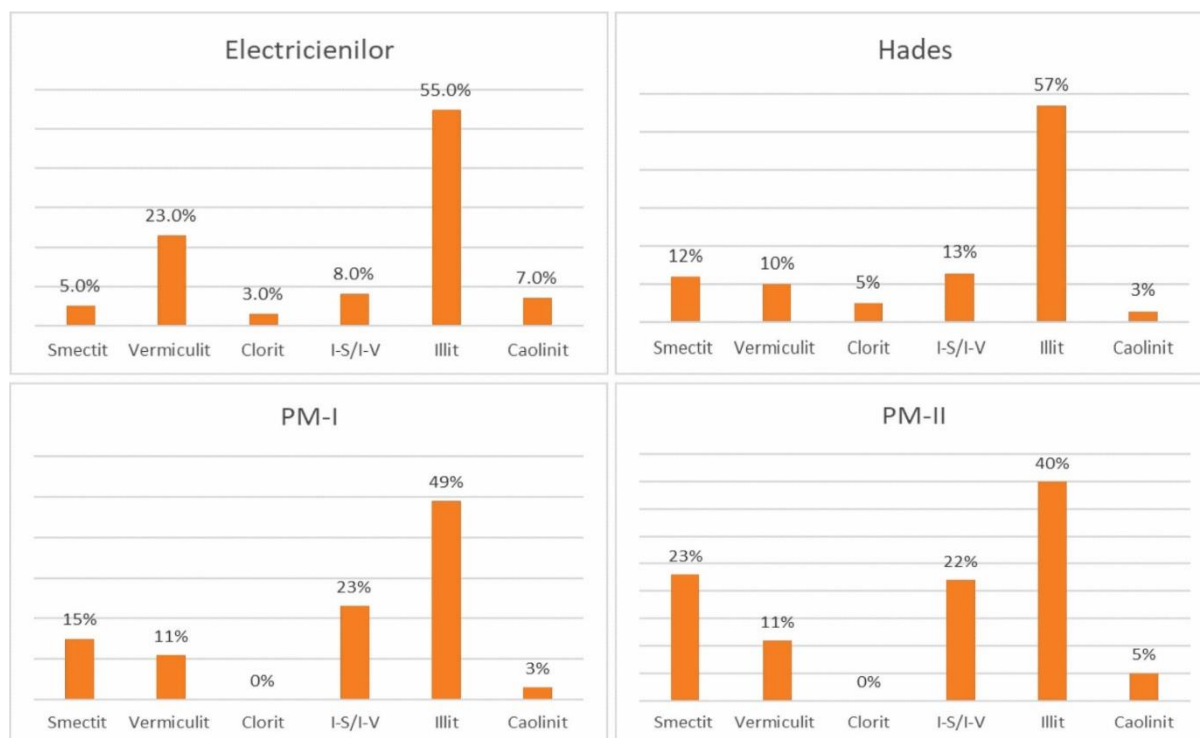


Figura 18. Conținuturile medii de minerale argiloase ale probelor din Peștera Muierilor

Diferențele de vârstă obținute în urma datărilor cu K-Ar precum și cele de ordin mineralogic indică existența unei surse secundare de proveniență a sedimentelor, diferite pentru Galeria Urșilor comparativ cu Galerile Hades și Electricienilor.

Format prin alterarea feldspaților alcalini și a biotitului (Brindley and Brown, 1980; Newman and Brown, 1966), prezența smectitului implică de cele mai multe ori existența unor roci puternic alterate și tectonizate (Ghenciu, 2012). Aria sursă cea mai probabilă care furnizează atât smectitul cât și vermiculitul prezent în depozitele din galeria Urșilor este reprezentată de formațiunea de wildflych care include roci puternic alterate și care aflurează în partea de vest a zonei carbonatice Cernădia-Polovragi.

Efectele deglacierii post-LGM, respectiv topirea zăpezilor și implicit apariția evenimentelor hidrologice cu intensitate ridicată, au determinat creșterea debitelor râurilor tributare Galbenului situate în partea de vest a bazinului hidrografic. Vârsta obținută prin datările K-Ar pe structurile illit-smectitice din Galeria Urșilor, respectiv 95.6 milioane de ani (Cretacic superior), corelată cu mineralogia argilelor, sugerează că cel puțin o parte din sedimentele depuse în galeriile de peșteră au fost transportate de afluenții de dreapta ai Galbenului, prin dislocarea unor formațiuni mai tinere situate în partea de vest a bazinului hidrografic (formațiunea de wildflych).

În galeria Hades, datările K-Ar au evidențiat existența unor structuri illit-smectitice mai vechi față de cele din galeria Urșilor, respectiv 128.1 milioane de ani (Cretacic inferior).

Din punct de vedere mineralogic, în galeria Hades este de remarcat prezența cloritului. Având o rată mare de transformare și fiind instabil în condiții de suprafață, acesta apare numai în apropierea ariilor sursă. Prezența acestuia confirmă ipoteza conform căreia actuala prăbușire din apropierea versantului drept al Galbenului a funcționat la un moment dat ca intrare separată, iar această galerie a avut o comunicare directă cu exteriorul așa cum sugerează și existența bioglifelor, a scheltelor în conexiune anatomică și a culcușurilor identificate la nivelul planșeului din această galerie (Mirea et al., 2021). Resturile fosile sunt de asemenea mai vechi decât cele prezente în galeria Urșilor, având vârste care variază între 33 cal ka BP și 48 cal ka BP (Mirea et al., 2021).

Cloritul apare și în asociația mineralogică a sedimentelor din galeria Perlelor (sudul nivelului inferior) și galeria Electricienilor (nordul nivelului inferior). Prezența acestui mineral în galeria Perlelor, alături de existența culcușurilor și a oaselor pe suprafața sedimentelor sugerează existența unei comunicări directe cu exteriorul, colmatată în prezent, la fel ca în cazul galeriei Hades.

5.2 Studiu de caz profil de sol POM_2

5.2.1 Rezultate analizelor de susceptibilitate magnetică

Valorile susceptibilității magnetice (k) fluctuează de-a lungul profilului între $1,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ și $4,14 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ având o medie de $8,67 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$. O tendință de scădere a susceptibilității magnetice a putut fi observată în prima jumătate a profilului până la $4,26 \cdot 10^{-7}$ la 117,5 cm adâncime (Fig. 19). Ulterior, valorile arată o tendință de creștere de până la $1,29 \cdot 10^{-6}$ la 237,5 cm adâncime. Parametrii dependenței de frecvență, $k_{fd12\%}$ și $k_{fd13\%}$ sunt caracterizați de valori mici în intervalul 0-40 cm adâncime corespunzător orizontului A. Comparativ cu susceptibilitatea magnetică, parametrii dependenței de frecvență arată o variabilitate minoră cu excepția probei pom_19 unde valorile scad brusc. $k_{fd12\%}$ variază între 4,88% (pom_1) și 8,6% (pom_48) și are o medie de 6,51% de-a lungul secțiunii studiate, în timp ce valorile parametrului $k_{fd13\%}$ variază între 9,85% (pom_6) și 13,65 % (pom_13) cu o medie de 13% de-a lungul profilului.

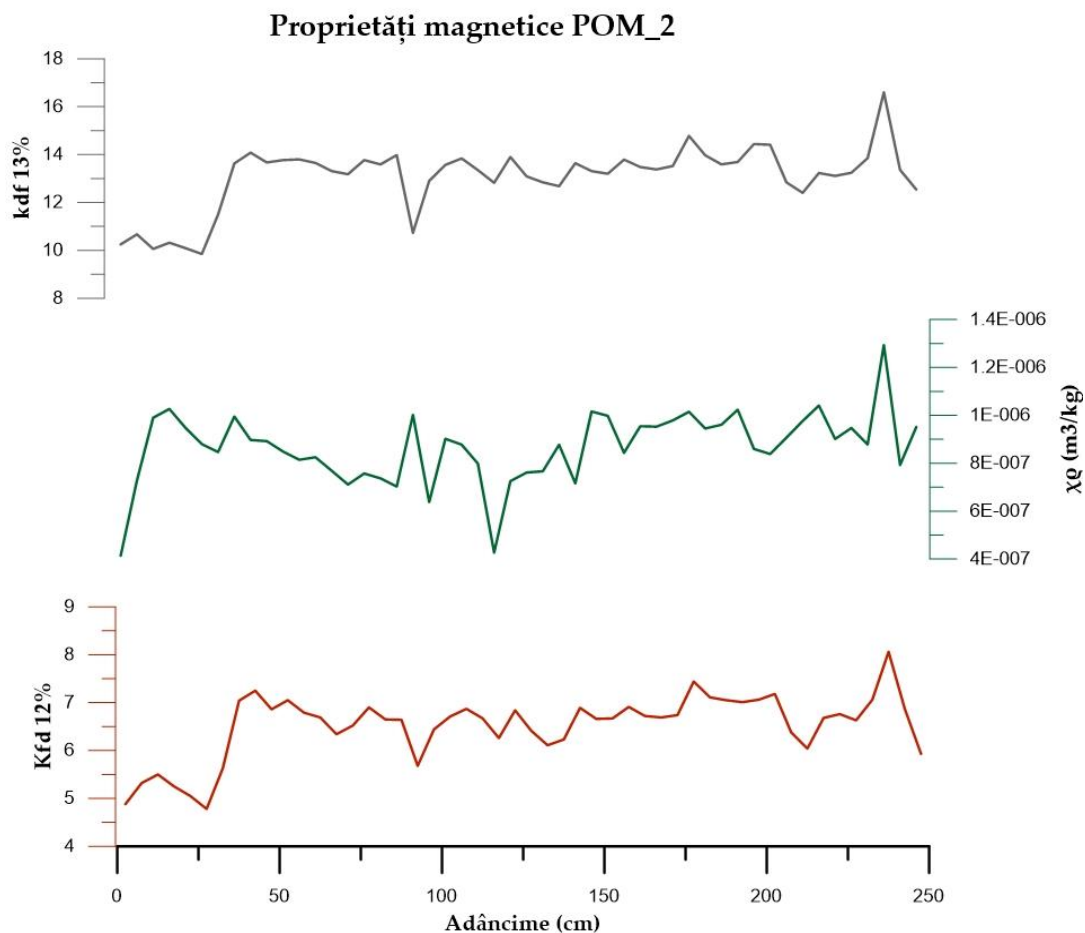
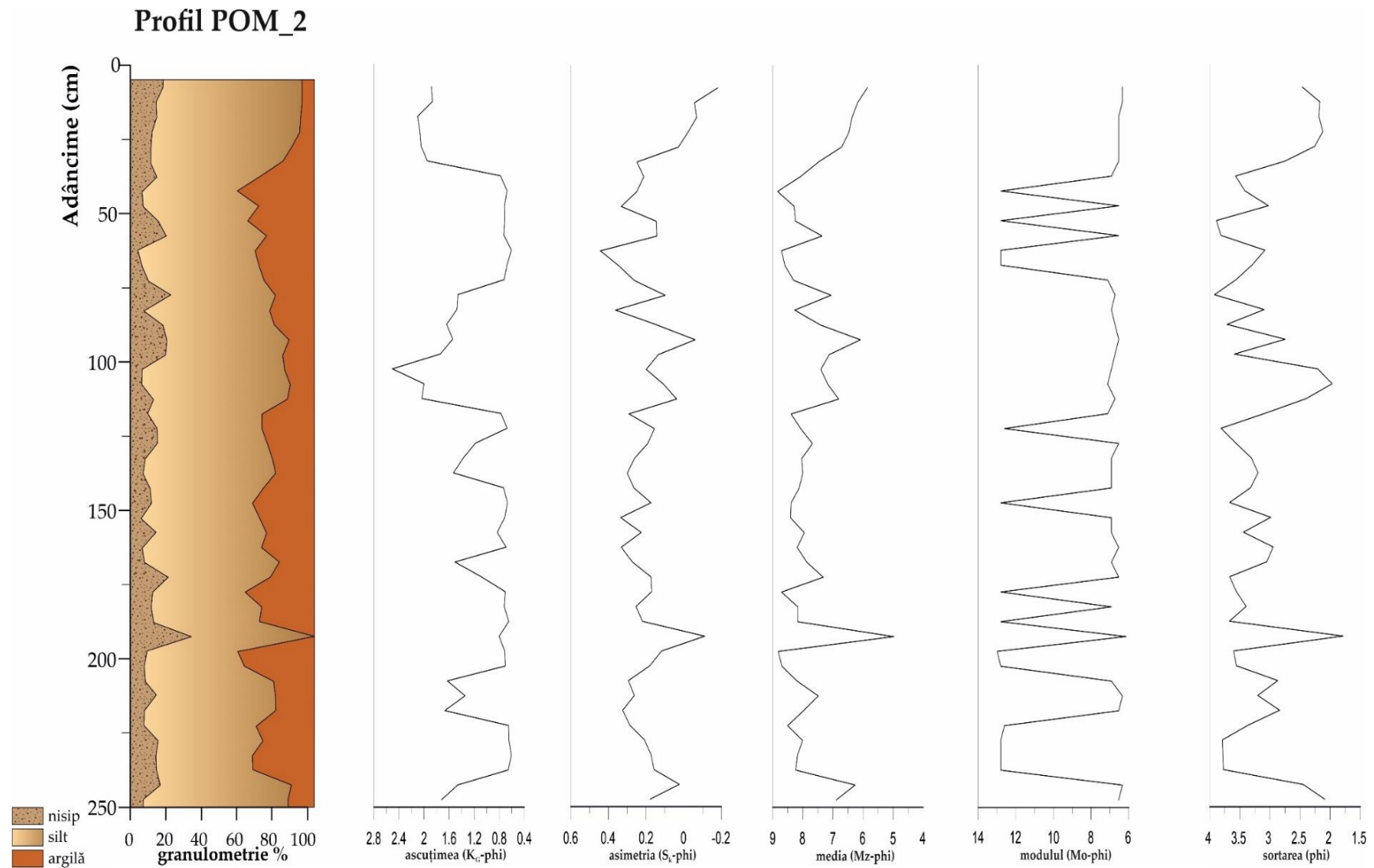


Figura 19. Variația susceptibilității magnetice și a dependenței de frecvență raportate la adâncime.

5.2.2 Rezultatele analizei granulometrice

Analiza granulometrică a depozitului sedimentar POM_2 a evidențiat dominanța siltului, având o medie de 64% urmat de argilă (24%) și nisip (12%). Concentrațiile de silt oscilează puternic de-a lungul profilului și variază între 48% și 80%. În intervalul corespunzător orizontului A (primii 40 de cm) se observă o tendință de scădere a siltului de la valori de 80% până la 50% care se corelează cu o creștere a conținutului de argilă. Odată cu creșterea adâncimii, valorile siltului prezintă variații mari, cu toate acestea se poate observa o ușoară tendință de creștere între 40 și ~100 cm adâncime (Fig. 20). Conținutul de silt se corelează puternic negativ cu cel de argilă pe toată lungimea profilului ($r: -0,83; P < 0,0001$). Conținutul de argilă fluctuează de asemenea de-a lungul secvenței, astfel în intervalul corespunzător orizontului A prezintă o tendință de creștere (de la 0 la 41%), urmată de o scădere între 40 și 100 cm (de la 40% la 13%) ulterior având fluctuații mari. Nisipul are cele mai mici valori în solul studiat, cu o medie de 12% și prezintă variații mari de la 4% la 62,5 cm adâncime până la 33% la 187,5 cm fără o tendință clară de creștere sau scădere. Conținutul mare de nisip (33%) al probei pom2_39 (192,5 cm) corespunde cu scăderea bruscă a conținutului de argilă.

Așa cum se observă în figura 20 parametrii granulometrici prezintă de asemenea variații mari de-a lungul secvenței. Modulul principal (Mo-1) fluctuează între 6,14 și 12,99 Ø corelându-se negativ cu conținutul de silt ($r: -0,63$; $P < 0,0001$) și pozitiv cu cel de argilă ($r: 0,71$; $P < 0,0001$).



Media distribuției particulelor (M_z) are valori cuprinse între 4,97 ϕ și 8,83 ϕ . Se observă de asemenea același tip de corelație negativă cu conținutul de nisip (r : -0,64; ; $P < 0,0001$) și cel de silt (r : -0,59; $P < 0,0001$) respectiv pozitivă cu cel de argilă (r : 0,92; $P < 0,0001$). Curbele de distribuție sunt dominant trimodale sau polimodale, cu mici excepții bimodale, cu forme variate de la aspect platicurtic până la foarte leptocurtic cu valori are ascuțimii (K_G) cuprinse între 0.60 și 2.50. Asimetria (Sk) descrie de asemenea forme variabile cu valori cuprinse între -0.18 și 0,44. Sedimentele din cadrul depozitului sunt slab, respectiv foarte slab sortate conform deviației standard cu valori cuprinse între 1,78 și 3,92 ϕ .

5.2.3 Rezultatele analizei mineralogice

Pentru analiza mineralogică au fost colectate 50 probe, din 5 în 5 cm de-alungul profilului, numerotate de la pom2_1 la pom2_50, începând cu topul depozitului. Pentru determinarea compoziției fracției argiloase, probele au fost separate și tratate conform metodologiei descrise anterior în capitolul 4. Pe lângă probele de argilă, a fost determinată compoziția mineralogică globală pentru 6 probe, numerotate de la AC-I la AC-VI, din peștera Ascunsă care aparțin formațiunii de *mélange*. Probele au fost colectate din Sala Mare care se dispune din punct de vedere morfologic sub profilul POM_2. Conținutul mineralogic al probelor AC-I, AC-II, AC-III și AC-IV include cuarț, calcit, ilit și cloritul, iar probele AC-V și AC-VI conțin cuarț, feldspat plagioclaz, caolinit, clorit, ilit și vermiculit (Fig. 21).

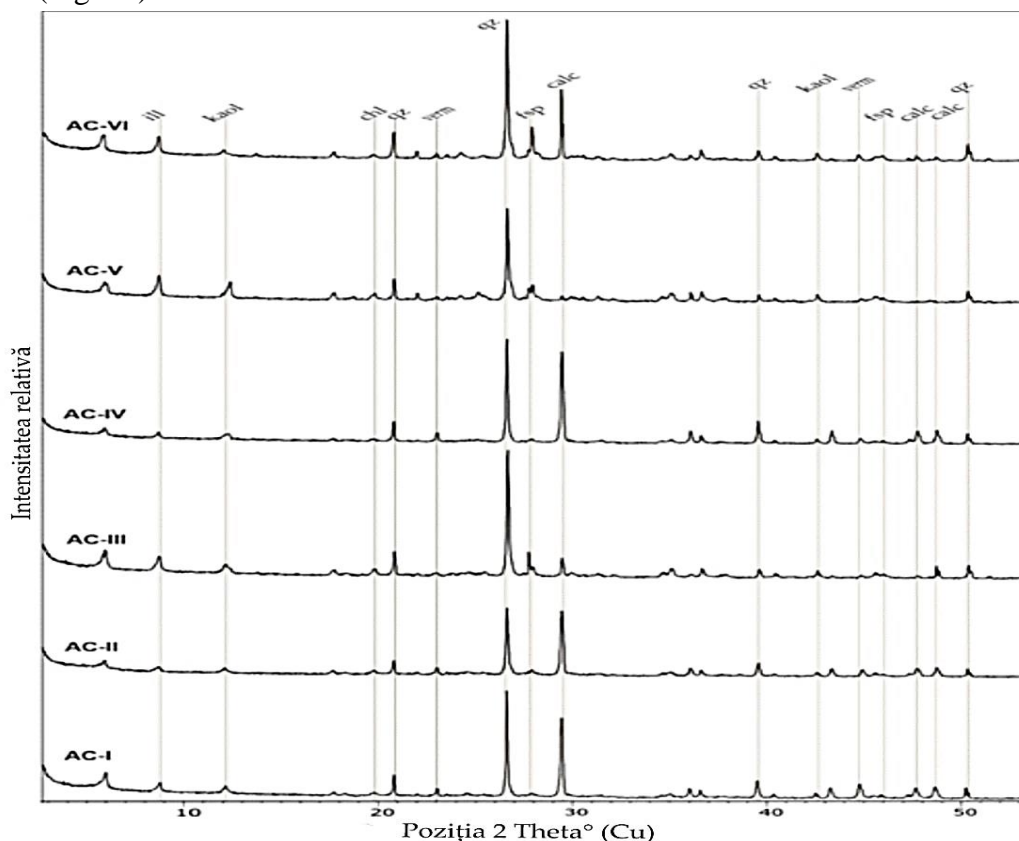


Figura 21. Difractogramele corespunzătoare probelor de rocă colectate din peștera Ascunsă (ill-illit, kaol-kaolinit, chl-chlorit, qz- quartz, verm-vermiculit, fsp-feldspat, calc-calcit).

Analiza mineralogiei argilelor pentru cele 50 de probe de sol, a evidențiat o asociație filosilicatică cu peakuri caracteristice la 15Å, 10Å și 7Å plus cuarț și feldspat.

Se remarcă absența carbonaților în toate probele analizate. Peakurile din zona de 14,5-15Å pot fi atribuite atât cloritului cât și vermiculitului sau smectitului. Pentru identificarea lor a fost analizată fracția <2μm după ce probele au fost tratate în prealabil conform procedurii descrise în capitolul de metode.

În urma saturării în Mg²⁺ probele din intervalul pom2_1- pom2_16 prezintă un peak la 14.2Å, celelalte colapsând la ~12Å. De asemenea, tratamentul cu etilen glicol nu a produs expandarea structurilor argiloase, peakurile situându-se la ~14Å. Saturarea în K⁺ a menținut distanța d₍₀₀₁₎ la ~14Å. Acest comportament exclude prezența smectitului în probele analizate. Astfel, fazele filosilicaticice determinate au fost cloritul, vermiculitul, illitul, caolinitul și interstratificațiile de tip illit/vermiculit („mică”/vermiculit).

Illitul a fost identificat pe baza reflexelor d₍₀₀₁₎, d₍₀₀₂₎ și d₍₀₀₃₎, respectiv 10Å, 5Å și 3.34 Å. Peakul de la 10Å a fost atribuit illitului deoarece aspectul macroscopic exclude prezența muscovitului (Brindley și Brown, 1980). Reflexul diagnostic d₍₀₀₁₎ al illitului variază între 9.97Å și 10.87Å pentru probele tratate cu Mg²⁺, 9.95Å - 10.56Å pentru probele tratate cu EG și 9.99-10.45Å pentru probele saturate în K⁺.

Cloritul prezintă reflexe diagnostice la 14.2Å d₍₀₀₁₎, 7.10Å d₍₀₀₂₎, ~ 4.70Å d₍₀₀₃₎ și 3.5Å₍₀₀₅₎. Prezența în probe a caolinitului, vermiculitului și a smectitului determină interferențe ale reflexiilor de difracție. Cloritul a fost identificat pe baza reflexului d₍₀₀₁₎ care variază între 13.72Å și 14.33Å pentru probele saturate cu Mg²⁺, 13.63Å și 14.84Å pentru probele tratate cu EG și 13.82 Å -14.3Å pentru cele cu K⁺.

Vermiculitul a fost pus în evidență pe baza observațiilor difractometrice în ceea ce privește comportamentul pozițiilor peakului d₍₀₀₁₎ în urma tratamentelor aplicate. Probele saturate în Mg²⁺ prezintă peakuri d₍₀₀₁₎ cuprinse între 12-14.91Å, iar probele saturate în etilen glicol prezintă peakuri în jurul valorii de ~14Å. Absența gonflării la tratarea cu etilen glicol atestă prezența vermiculitului în probe. De asemenea reflexele trioctaedrice d₍₀₆₀₎ de la 1.53Å atesta prezența fazelor magneziene.

Caolinitul a fost identificat în toate probele și a fost determinat pe baza peakurilor caracteristice de la ~7,00Å d₍₀₀₁₎ și 3,57Å d₍₀₀₂₎ care au rămas constante după tratamentul cu etilen glicolul și saturarea cu Mg²⁺ respectiv K⁺. Reflexul d₍₀₀₁₎ al caolinitului variază între 7.06Å și 7.55Å pentru probele saturate cu Mg²⁺, 7.12Å și 7.55Å pentru probele tratate cu EG și 7.08Å -7.34Å pentru cele saturate în K⁺.

Analize semicantitative

În tabelul 4 sunt prezentate rezultatele analizei semicantitative pentru cele 50 de probe de sol analizate. Illitul este mineralul dominant în asociația argiloasă având o medie de 45% și valori de până la maxim 80% (pom_18). La partea superioară se poate observa o tendință de scădere a conținutului de illit. Vermiculitul este prezent pe toată lungimea profilului și variază între 8% (la 47,5 cm adâncime) și 56% (la 127,5 cm adâncime) având o medie de 23% de-a lungul secvenței.

Cloritul este prezent doar la partea superioară a profilului și are o medie de 9% cu valori de maxim 53 % (pom_1). Structurile interstratificate apar începând cu adâncimea de 40 cm și au valori care oscilează între 3% la adâncimea de 87.5 de cm până la 40% la 197.5 cm și au o medie de 17% de-a lungul profilului. Până la ~80 cm adâncime sunt prezente structuri de tip clorit-ilit, fiind ulterior înlocuite cu structuri de tip ilit-vermiculit. Caolinitul are cel mai mic conținut dintre mineralele argiloase identificate cu valori care oscilează între 1% și 16% (la 32.5 cm adâncime) cu o medie de 6% de-a lungul profilului. În orizontul A se observa o schimbare în conținutul mineralogic, concentrația illitului și a structurilor interstratificate scade, în timp ce cloritul, vermiculitul și caolinitul cresc.

Tabelul 4. Rezultatele determinărilor semicantitative cu reprezentarea procentelor pentru fiecare mineral (valori normalizate la 100%)

Proba	Adâncime (cm)	Illit	Vermiculit	I/Chl	Clorit	I/V	Caolinit
Pom2_1	2.5	20.48	21.69	-	53.07	-	4.76
Pom2_2	7.5	13.99	33.23	-	38.01	-	14.78
Pom2_3	12.5	8.35	43.17	-	46.31	-	2.16
Pom2_4	17.5	0	56.71	-	34.37	-	8.92
Pom2_5	22.5	0	41.88	-	45.58	-	12.54
Pom2_6	27.5	14.41	34.84	-	44.31	-	6.44
Pom2_7	32.5	34.66	0	-	49.39	-	15.95
Pom2_8	37.5	45.95	15.62	-	35.75	-	2.67
Pom2_9	42.5	55.36	14.1	6.7	19.24	-	4.53
Pom2_10	47.5	67.44	8.04	3.08	16.56	-	4.88
Pom2_11	52.5	36.98	13.15	15.27	28.63	-	5.97
Pom2_12	57.5	68.83	19.62	-	8.53	-	3.02
Pom2_13	62.5	55.07	13.04	18.87	6.26	-	6.76
Pom2_14	67.5	60.15	17.55	11.09	5.46	-	5.75
Pom2_15	72.5	23.65	25.57	20.64	22.23	-	7.92
Pom2_16	77.5	60.6	14.97	9.66	13	-	1.77
Pom2_17	82.5	56.88	18.16	-	-	21.36	3.6
Pom2_18	87.5	80.56	12.69	-	-	2.94	3.8
Pom2_19	92.5	62.64	20.86	-	-	14.81	1.69
Pom2_20	97.5	62.21	17.8	-	-	17.09	2.89
Pom2_21	102.5	52.67	8.41	-	-	37.62	1.29

Pom2_22	107.5	12.39	25.91	-	-	56.4	5.3
Pom2_23	112.5	61.72	24.8	-	-	9.53	3.95
Pom2_24	117.5	55.73	23.32	-	-	18.6	2.33
Pom2_25	122.5	60.62	24.52	-	-	10.61	4.24
Pom2_26	127.5	40.84	24.47	-	-	28.78	5.91
Pom2_27	132.5	35.44	28.94	-	-	28.1	7.52
Pom2_28	137.5	37.51	15.29	-	-	44.89	2.31
Pom2_29	142.5	21.67	30.73	-	-	40.05	7.54
Pom2_30	147.5	61.44	17.57	-	-	14.91	6.09
Pom2_31	152.5	68.85	17.46	-	-	6.95	6.74
Pom2_32	157.5	65.64	9.45	-	-	20.81	4.1
Pom2_33	162.5	42.53	19.2	-	-	29.59	8.68
Pom2_34	167.5	45.75	24.14	-	-	25.21	4.89
Pom2_35	172.5	38.97	27.53	-	-	29.5	4
Pom2_36	177.5	72.49	8.07	-	-	16.03	8.87
Pom2_37	182.5	65.16	12.34	-	-	14.52	7.97
Pom2_38	187.5	38.96	35.49	-	-	18.58	6.97
Pom2_39	192.5	48.5	19.21	-	-	29.72	2.57
Pom2_40	197.5	27.98	28.68	-	-	39.82	3.52
Pom2_41	202.5	59.77	19.62	-	-	16.13	4.48
Pom2_42	207.5	69.18	13.01	-	-	10.78	7.03
Pom2_43	212.5	42.56	20.95	-	-	29.54	3.95
Pom2_44	217.5	60.7	24.4	-	-	11.72	3.17
Pom2_45	222.5	60.48	20.9	-	-	15.5	3.13
Pom2_46	227.5	45.06	36.32	-	-	12.42	6.2
Pom2_47	232.5	27	36.93	-	-	29.92	6.14
Pom2_48	237.5	56.05	25.07	-	-	16.37	2.51
Pom2_49	242.5	30.1	37.97	-	-	25.61	6.32
Pom2_50	247.5	29.27	40.71	-	-	24.61	5.41

Ilitul și vermiculitul prezintă un coeficient de corelație empirică liniară $r=-0,75$ ceea ce semnifică o corelație negativă între cele două minerale, astfel odată cu creșterea concentrațiilor de ilit se constată o scădere a vermiculitului. Ilitul prezintă un coeficient de corelație negativă și cu cloritul ($r=-0,56$) ale cărui valori ridicate de la partea superioară corespund cu valorile scăzute ale ilitului. O corelație slab negativă a fost de asemenea obținută și între structurile interstratificate și clorit ($r=-0,62$).

5.2.4 Rezultatele analizei chimice

Analiza chimică a fost efectuată pentru 15 probe situate la diferite adâncimi ale profilului (Tabelul 5). Printre elementele studiate, Si și Al sunt cele mai abundente, urmate de Fe, Mn, K, Ca, Mg și Na, în timp ce Sr, Cr și Ba au cele mai mici concentrații (Fig. 22). Conținutul ridicat de Si și Al ar putea fi legat de prezența mineralelor argiloase, deoarece structura lor de bază este dominată de astfel de elemente.

Tabelul 5. Valorile concentrației metalelor selectate exprimate în mg/kg.

Adâncime (cm)	Proba	Na	K	Mg	Ca	Sr	Ba	Cr	Mn	Fe	Zn	Al	Si	P
2.5	Pom2_1	2002.9	7839.8	6256.9	7495.4	42.4	358.3	80.7	328.5	35077.5	102.5	63525.7	100305.3	461.7
17.5	Pom2_4	2014.1	6553.4	5600.9	7825.3	45.3	327.1	77.6	328.3	32723	98	59223.3	100798.7	458
22.5	Pom2_5	2237.2	8242.9	6897.4	8107.8	49	383.6	89.9	412.6	38570.1	119.4	70232.6	112078.7	453
27.5	Pom2_6	2122	8368.7	6907.2	8290.4	48	389.6	88.2	398.3	37513.9	106.4	69070.7	111087.7	321
32.5	Pom2_7	1878.2	7838.4	6613.9	7965.6	39.8	382.2	79.5	516	36241.2	101.9	64258.9	93893.8	391.3
37.5	Pom2_8	2118.2	8881.2	7475.9	9416.3	49.1	417.2	97.3	597.5	42441.1	112.8	76239.4	112668.6	421.9
42.5	Pom2_9	1539.4	8818.9	7280.2	10780	46.4	449.3	91.8	604.2	46079.6	105	77266.4	107724.6	450.7
47.5	Pom2_10	1629.8	8685	7070.3	10459.8	44.1	440.9	87.2	571.3	44538.3	104.3	73220.7	105273.6	410.5
52.5	Pom2_11	1488.8	9816.3	7354.6	10361	43.9	480.1	89.8	642.8	48083.4	102	77584.3	111375.7	453.9
77.5	Pom2_16	1448.5	12878.8	8292.2	11653.1	47.5	612.2	98.1	1026	55400.1	113.5	83681.1	120989	469.1
102.5	Pom2_21	1086.2	13375.7	7843.3	11616.6	44.3	621.3	98.7	1664.9	53147.6	119.8	81748.4	130369.5	431.8
142.5	Pom2_29	1210.4	14727.3	8589.1	11515	39.6	669.3	93.5	1637.4	51878	115.2	79971.6	125907.8	569.9
182.5	Pom2_37	1159.7	15710	8430	12916.1	42.8	688.5	108.8	1687.3	56800.7	138.2	88959.3	138943.7	563.1
222.5	Pom2_45	1148.6	14142.9	7859.3	12865.7	46.4	603.7	107.7	1106.3	56355.5	146.1	92621.4	137597.3	678.3
247.5	Pom2_50	1184.2	15414.1	8338.8	10437.5	43.6	628.5	123.2	1869.5	55051.9	154.3	87108.6	128971.9	655.4

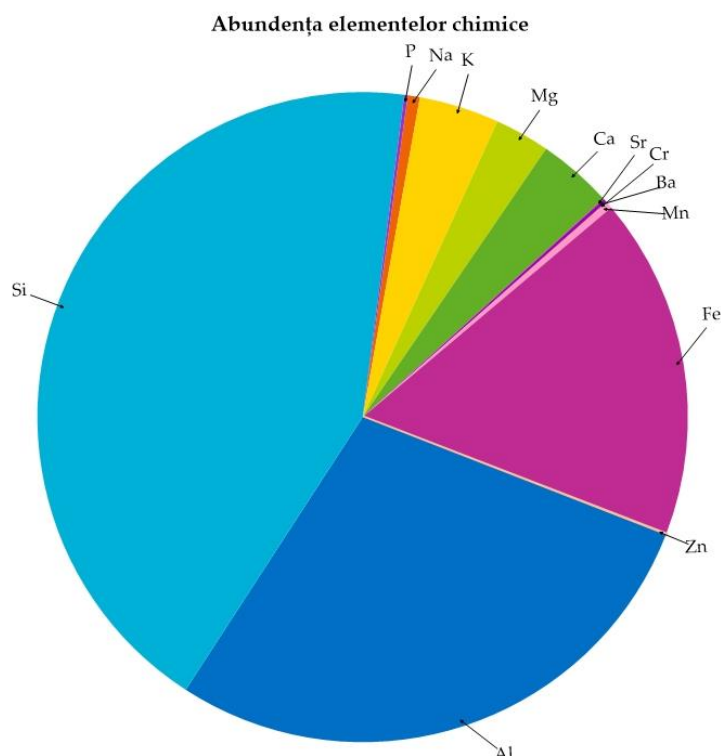


Figura 22. Abundența elementelor chimice din sol, normalizate la 100%.

Așa cum reiese din tabelul 5, unele elemente (K, Mg, Ca, Ba, Zn, Cr și P) tind să crească în concentrație odată cu creșterea adâncimii, în timp ce altele rămân constante (Sr, Fe, Al, Si). Na

prezintă un comportament diferit în comparație cu toate celelalte elemente și arată o tendință de scădere a concentrației după 50 cm adâncime. Pentru a cuantifica îmbogățirea sau epuizarea anumitor elemente de-a lungul profilului, a fost calculat factorul de îmbogățire (conform Weiss et al., 1999) EF după cum urmează:

$$F_{element} = \frac{\frac{X_{proba}}{Ti_{proba}}}{\frac{X_{background}}{Ti_{background}}}$$

Unde: eșantionul X este concentrația elementului (de exemplu, Na, K, Mg) în probă și fundalul X este concentrația elementului în background.

Pentru valorile de background ale elementului s-au folosit datele FOREGS (Salminen, 2005) considerate reprezentative pentru solurile europene (Rudnick, 2003). Pentru normalizare s-a utilizat elementul litogen Ti (Boës, 2011).

Valoarea EF calculată arată că Na, K, Mg, Ca, Sr, Cr, Si, P sunt epuizate în raport cu nivelul de fundal (Fig. 23), în timp ce Mn, Zn și Fe sunt îmbogățite. Al, care este o componentă majoră a filossilicaților, are o valoare EF de 1.

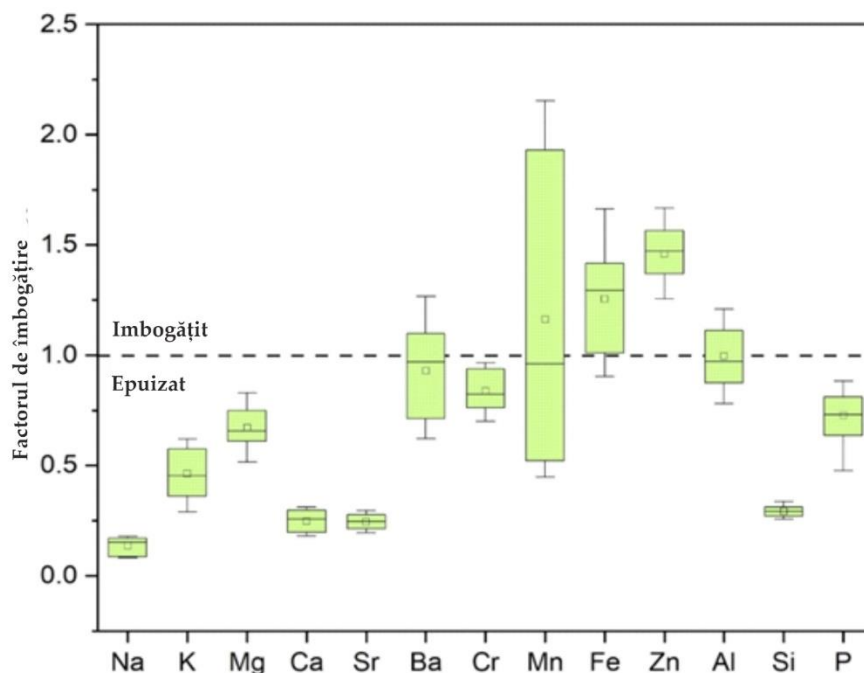


Figura 23. Factorul de îmbogățire al elementelor analizate din profilul studiat (Faur et al., 2021)

5.2.5 Rezultatele datărilor cu radiocarbon

Rezultatele datărilor cu radiocarbon ale probelor din profilul POM_2 sunt prezentate în tabelul 6. Vârstele sunt în ordine stratigrafică cu excepția probelor pom2_7 și pom2_8 cât și a ultimelor 3 probe din profil (pom2_40, pom2_45 și pom2_50) care au vârste mai tinere față de cele situate deasupra lor.

Tabelul 6. Vârstele radiocarbonului, anii calibrați BP / AD și datele utilizate pentru construirea modelului de vârstă pe adâncime.

Proba	Laborator	Adâncime (cm)	Vârstele ^{14}C ani BP \pm erori	Ani calibrați (BP sau AD)	Vârste utilizate (BP)
Pom2_7	LMC14	32.5	715 \pm 30	717-564	641
Pom2_8	LMC14	37.5	635 \pm 30	661-553	607
Pom2_9	ROAMS	42.5	1457 \pm 52	1509-1284	1397
Pom2_11	ROAMS	52.5	1847 \pm 45	1872-1621	1747
Pom2_13	ROAMS	62.5	2538 \pm 35	2749-2494	2622
Pom2_15	LMC14	72.5	4680 \pm 30	5476-5319	5398
Pom2_20	LMC14	97.5	5660 \pm 35	6531-6319	6425
Pom2_25	LMC14	122.5	8380 \pm 35	9485-9296	9391
Pom2_30	LMC14	147.5	9325 \pm 40	10662-10384	10523
Pom2_35	LMC14	172.5	9835 \pm 45	11391-11186	11289
Pom2_40	LMC14	197.5	7880 \pm 35	8977-8559	8768
Pom2_45	LMC14	222.5	7770 \pm 35	8629-8413	8530
Pom2_50	LMC14	247.5	6710 \pm 35	7665-7508	7587

Modelul de vârstă (Fig. 24) indică o medie a ratei de depunere de 12 mm/an pe întregul set de date, cu valori situate între maxim 44 mm/an și minim 4 mm/an (Faur et al., 2021).

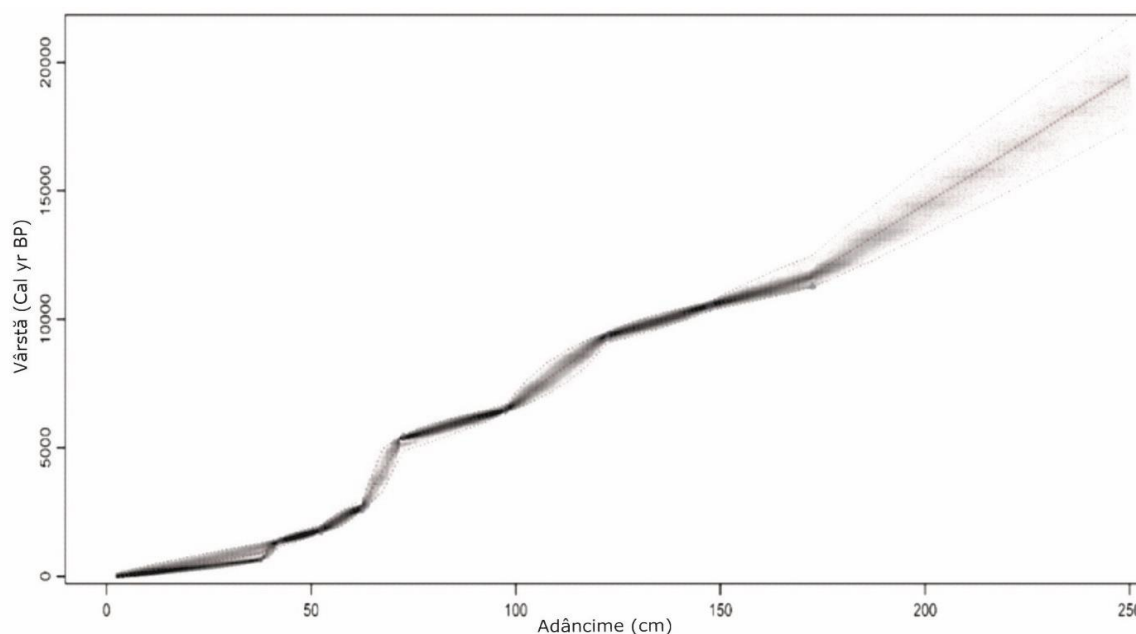


Figura 24. Modelul de vârstă pe adâncime al profilului POM_2 (Faur et al., 2021)

Rata de depunere cea mai lentă a fost înregistrată între ~ 5,4 ka și ~ 2,3 ka ceea ce sugerează existența unui hiatus depozițional în acest interval. Modelul de vârstă a fost calculat utilizând pachetul *Rbacon* al softului R pentru studii de mediu (R-core Team, 2020), folosind curba de calibrare *Intcal20* pentru emisfera nordică (Reimer, 2020).

5.2.6 Rezultatele analizei $\delta^{13}\text{C}$

În profilul POM_2, izotopul stabil $\delta^{13}\text{C}$ din materia organică se situează în jurul valorii de -24.5‰ în orizonturile O și A, prezentând o creștere bruscă de aproape 1‰ la tranziția către coluviu, respectiv la 40 de cm adâncime (Fig. 25). Valorile au o tendință de scădere continuă până la 130 cm, după care încep să crească încet până la 250 cm, ajungând la -22,5 ‰. În acest interval poate fi observat un singur eveniment izotopic negativ între 200 și 220 de cm adâncime, unde valorile scad cu aproape 1‰. Astfel de valori generale sugerează că substanța organică a rezultat din descompunerea unei asociații de plante de tip C3 (Zheng, 2006).

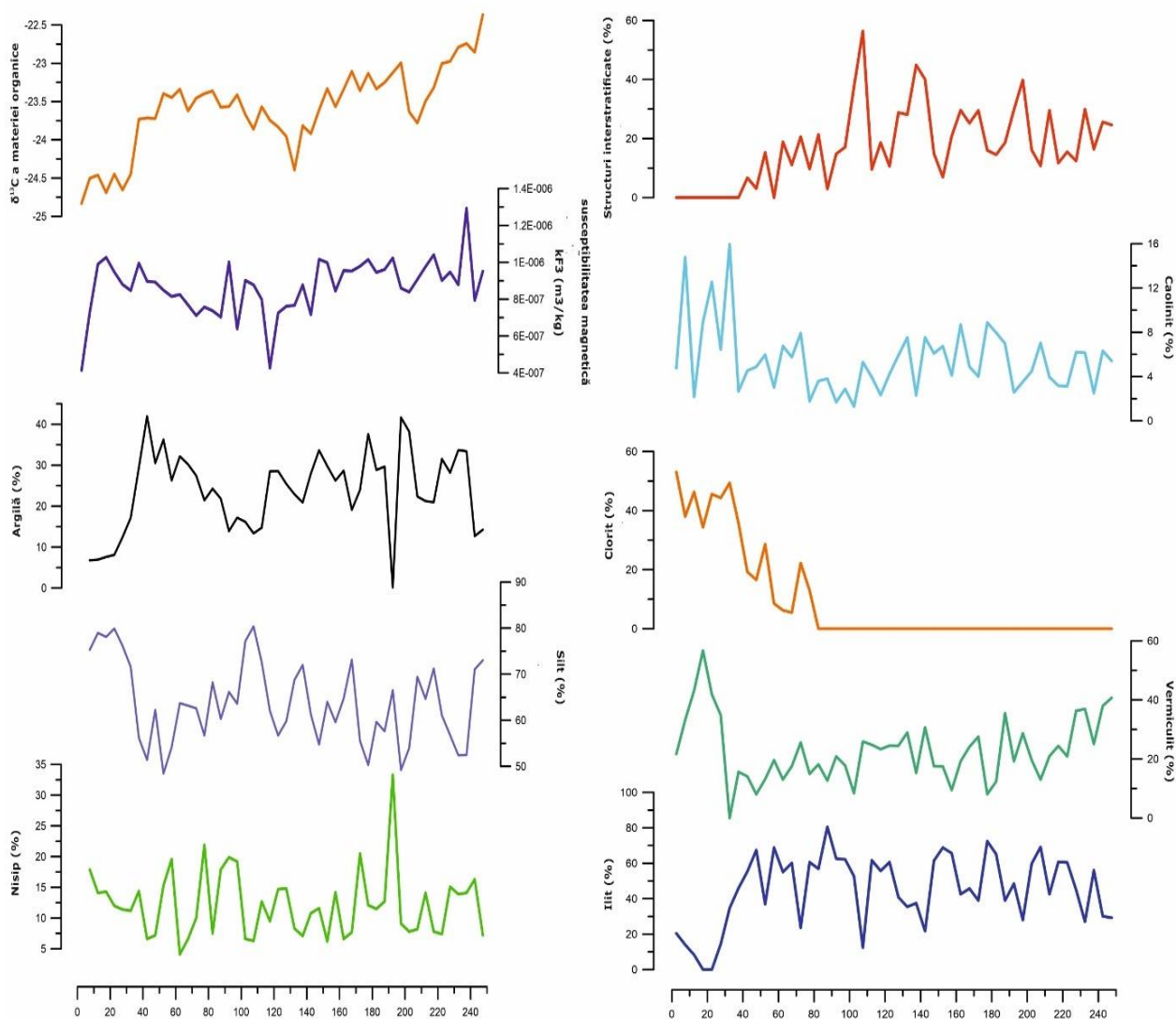


Figura 25. Variația $\delta^{13}\text{C}$ din materia organică (a), a susceptibilității magnetice (b), a granulometriei (c-e) și a mineralelor argiloase (f-i) raportată la adâncime.

5.2.7 Discuții și concluzii

Mediul depozițional

Dominanța fracției fine sugerează că sedimentul a fost transportat și depus de un curent cu energie scăzută (Folk and Ward, 1957), posibil de pe versanții din apropiere. Materia organică din sediment ar putea proveni din aceeași sursă care a furnizat materialul argilos. Prezența în concentrații ridicate a materiei organice la nivelul orizontului A determină scăderea semnalului susceptibilității magnetice. Incepând cu adâncimea de 150 de cm se poate observa o tendință de creștere a semnalului susceptibilității magnetice.

Valorile relativ ridicate ale susceptibilității magnetice înregistrate între 40 și 250 de cm adâncime indică faptul că o parte a sedimentelor provine din eroziunea solurilor. Variabilitatea susceptibilității magnetice cât și a dependenței de frecvență, sugerează o schimbare în intensitatea proceselor de formare ale solului din timpul Holocenului (Panaiotu et al., 2012).

Din punct de vedere al ariei sursă care a furnizat materialul sedimentar, rezultatele analizei mineralogice sugerează că formațiunea de *mélange* constituie aria sursă principală pentru depozitul POM_2. Pe de altă parte, concentrațiile mari de Mn și Fe indică existența unei surse secundare de tip "terra rosa" similară cu materialul prezent la partea inferioară a profilului.

Componenta silicatică alogenă este dominată de minerale argiloase de tipul illitului, caolinitului și cloritului, în timp ce componenta autigenă este reprezentată de vermiculit și structuri interstratificate (illit-vermiculit și illit-clorit). Prezența illitului în compoziția rocilor adiacente precum și lipsa smectiului din asociația argiloasă a profilului POM_2, din care s-ar fi putut dezvolta illitul autigen, demonstrează caracterul detritic al acestui mineral (Thompson și Ukrainczyk, 2002). Caolinitul provine din formațiunile geologice înconjurătoare și are valori reduse în solul studiat, conținutul acestuia nefiind corelat cu cel al celorlalte faze argiloase.

Cloritul este de asemenea un component detritic deoarece formarea acestuia presupune condiții de temperatură și presiune diferite față de cele existente în sol (Velde and Meunier, 2008). Valorile cloritului prezintă un coeficient de corelație empirică negativ cu structurile interstratificate ($r: -0.61, P < 0,0001$) cât și cu illitul ($r: -0.57, P < 0,0001$). Corelația negativă este determinată de tranziția cloritului în structuri interstratificate de tip illit-clorit la partea inferioară a profilului.

Analizele mineralogice efectuate pe probele din formațiunea de *mélange* au evidențiat prezența vermiculitului. Astfel, există două mecanisme care pot explica existența acestei faze în asociația argiloasă a solului studiat. Primul mecanism implică eroziunea fizică a ariei sursă, transportul și ulterior depunerea, iar cel de-al doilea implică originea pedogenetică și formarea vermiculitului în cadrul solului. Determinările semicantitative arată că la partea superioară, respectiv în ultimii 40 de cm, conținutul de vermiculit prezintă un coeficient de corelație puternic negativ cu

valorile illitului ($r: -0,84; P < 0,0001$) ceea ce sugerează că cel puțin o parte din vermiculit s-a format autigen în timpul proceselor pedogenetice.

Evoluția solului

Pe baza analizelor multidisciplinare efectuate, au fost identificate mai multe etape de formare ale solului. Astfel, partea superioară a profilului, respectiv orizontul A (0-40 cm) corespunde unei etape active din punct de vedere pedogenetic ceea ce determină schimbări în parametrii investigați. Semnalul susceptibilității magnetice scade, procentajul de silt crește, iar din punct de vedere mineralogic cloritul devine dominant (Fig. 26).

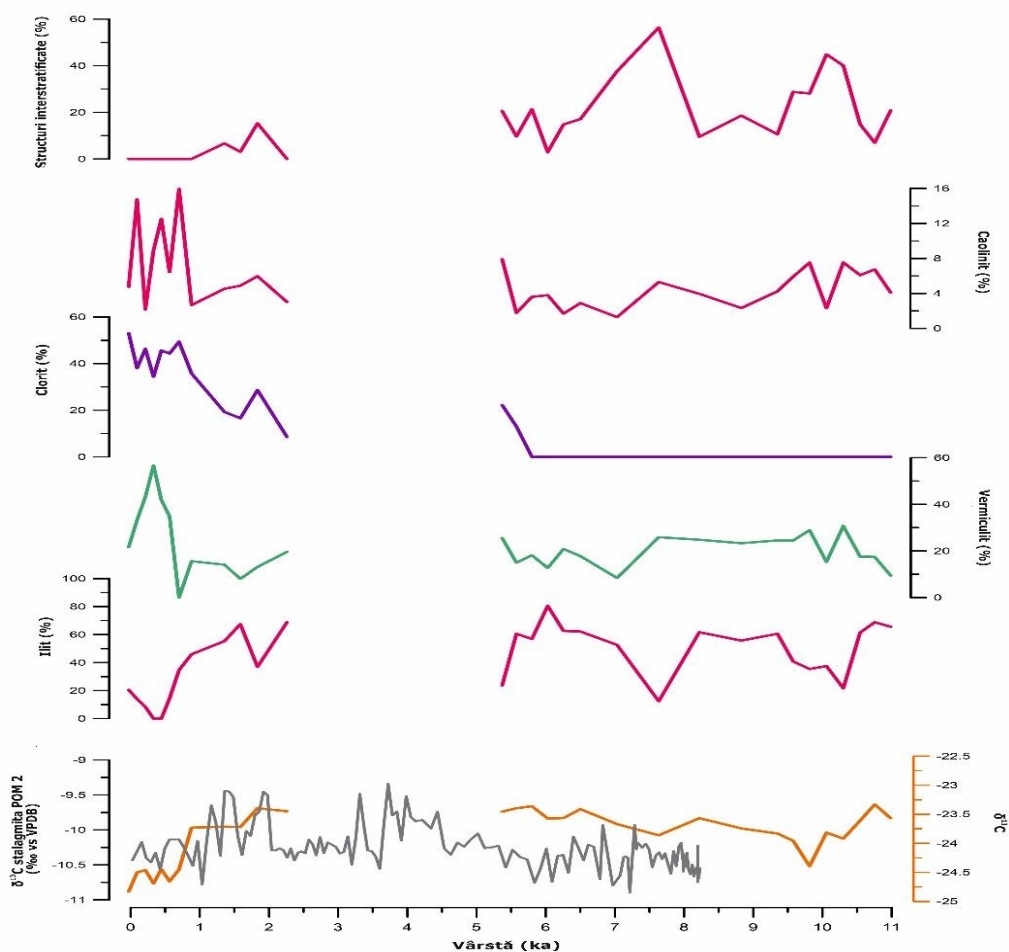


Figura 26. Variația în timp a caolinitului, cloritului, vermiculitului, illitului, structurilor interstratificate illit-vermiculit, illit-clorit și a izotopului $\delta^{13}\text{C}$ din stalagmita POM 2.

Ulterior, în intervalul corespunzător coluviului (40-250 cm) depozitul are o compoziție eterogenă și nu se disting orizonturi specifice. Totuși, la adâncimea de aproximativ 70-80 de cm, se observă o schimbare a parametrilor, tranziția cloritului în structuri interstratificate de tip illit-clorit fiind cea mai evidentă. Din punct de vedere granulometric, se observă o scădere a conținutului de argilă, concomitentă cu creșterea concentrației de silt.

Toate aceste modificări pot fi cauzate de schimbarea ariei sursă cât și de un eveniment climatic. Așa cum reiese din figura 46 variabilitatea $\delta^{13}\text{C}$ din materia organică din sol se corelează cu cea din stalagmita POM_2 din peșteră, în special începând cu 2.3 ka când solul începe să se formeze. Comparând variabilitatea izotopică se poate observa că o descreștere cu $\sim 1.5\text{‰}$ a $\delta^{13}\text{C}$ din sol, corespunde cu o scădere de $\sim 1\text{‰}$ în valorile $\delta^{13}\text{C}$ ale stalagmitei. În intervalul 6-5 ka, atât valorile din stalagmită cât și cele din materia organică prezintă un trend de creștere a $\delta^{13}\text{C}$ ceea ce indică tranziția la un hidroclimat mai arid. Această tranziție a fost identificată și în stalagmita POM_2 prin analiza valorilor $\delta^{18}\text{O}$ (Drăgușin, 2014).

Datările cu radiocarbon efectuate pe materia organică arată că secvența sedimentară este Holocenă, coluviul începând să se depună acum 19 ka. Solul a înregistrat un hiatus depozițional la ~ 5.4 ka. Analizele efectuate de Drăgușin et al., 2014 pe stalagmita POM_2 situată sub depozitul de sol, în peștera Ascunsă, nu prezintă un hiatus în perioada 5.4 ka și 2.3 ka ceea ce sugerează că materia organică era încă prezentă la suprafață fiind o sursă constantă de CO_2 .

Evenimente similare de întrerupere ale proceselor depoziționale au fost identificate însă și în alte arhive. De exemplu, Cristea et al., 2014 a înregistrat o scădere a ratei de depunere în intervalul 6.6 ka și 3.5 ka în depozitele de turbările din Tăul Mare-Bardău situate în Munții Maramureșului, care poate fi considerată un hiatus. Hiatusul corespunde cu perioada Holocenului Mijlociu (6-4 ka) considerat un interval de tranziție între Holocenul Timpuriu umed și condițiile actuale, caracterizat de reorganizare climatică.

În intervalul 6-4 ka există o tendință de creștere a valorilor $\delta^{13}\text{C}$ atât din sol cât și din stalagmita POM 2 (Drăgușin et al., 2014), ceea ce sugerează trecerea către un hidroclimat mai arid.

Deși hiatusul depozițional corespunde cu perioada de tranziție Holocenă, lipsa depozitelor de mélange pe o rază de câteva sute de metri din jurul depresiunii carstice, formarea vermiculitului pedogenetic precum și continuitatea proceselor de depunere ale calcitului la nivelul stalagmitei POM_2 sugerează că întreruperea depunerii sedimentelor a avut drept cauză principală un eveniment erozional. În același timp, conservarea structurilor octaedrice la nivelul argilelor precum și lipsa mobilizării Fe, Mg și a K, indică existența unei alternanțe sezoniere umed/arid. Astfel, schimbarea condițiilor climatice a favorizat apariția hiatusului nefiind însă un factor declanșator.

6. CONCLUZII GENERALE

Analizele efectuate în primul studiu de caz au permis identificare ariilor de proveniență a materialului sedimentar din peștera Muierilor și au adus noi informații privind evoluția sistemului carstic.

Rezultatele obținute în urma analizei mineralogice sugerează că principala sursă a sedimentelor din peștera Muierilor este constituită din depozitele cristalinelui Danubian, care aflurează la nord de bara carbonatică Cernădia-Polovragi, cu precădere depozitele seriei de Lainici-Păiuș. Diferențele de vârstă obținute în urma datărilor cu K-Ar pe structurile illit-smectitice, precum și cele de ordin mineralogic au permis identificarea unei surse secundare pentru sedimentele depuse în galeria Urșilor comparativ cu cele din galeriile Hades și Electricienilor.

Lipsa cloritului din asociația argiloasă alături de dominanța fazelor smectitice și a structurilor interstratificate sugerează că în galeria Urșilor o parte a sedimentelor provine din formațiunea de wildflysch care aflurează în partea de vest a bazinului hidrografic.

Mai mult, corelarea informațiilor provenite din studiul argilelor cu cele obținute prin analizele de granulometrie, susceptibilitate magnetică și datări, a permis reconstituirea etapelor de umplere și de golire a galeriilor de peșteră. Evenimentele hidrologice intense de tipul inundațiilor desfășurate la finalul Ultimului Maxim Glaciar (LGM), au determinat remanierea sedimentelor depuse în Galeria Turistică și remobilizarea acestora în nivelul inferior. O altă consecință a fenomenelor de deglaciere este creșterea debitelor râurilor tributare râului Galbenului și implicit apariția unei surse secundare pentru sedimentele depuse în Galeria Urșilor.

În cel de-al doilea studiu de caz, prin analiza mineralelor argiloase, s-a urmărit stabilirea originii depozitului sedimentar POM_2, identificarea proceselor pedogenetice și caracterizarea transformărilor mineralogice produse în urma formării solului. Materialul sedimentar din depozitul studiat provine din eroziunea formațiunii de mélange, situată în vecinătatea sitului și a fost transportat printr-un curent cu energie scăzută, așa cum reiese din analizele granulometrice.

Compoziția chimică arată îmbogățirea în Fe și Mn indicând existența unei surse secundare, respectiv un material de tip terra-rossa specific regiunii cercetate. Asociația de minerale argiloase din profilul POM_2 este formată din illit, clorit, caolinit, vermiculit și structuri interstratificate de tip illit-clorit și illit-vermiculit. Asociația illit-clorit-caolinit are origine detritică și este formată prin dezagregarea solurilor din vecinătate și a formațiunii de mélange. Spre deosebire de depozitele din peștera Muierilor, fracția argiloasă din sol conține și faze autigene formate în situ prin procese de pedogeneză, acestea fiind reprezentate de vermiculit și structuri interstratificate de tip illit-clorit și clorit-vermiculit. Corelarea analizelor mineralogice cu cele de susceptibilitate, granulometrie, chimism și izotopi stabili a permis înțelegerea proceselor care acționează la nivelul solului sub

influența schimbărilor climatice rapide desfășurate la nivelul Holocenului. În plus, cercetarea subliniază importanța studierii în paralel a informațiilor derivate din sol cu cele din stalagmite pentru investigarea proceselor de fracționare izotopică din peșteri cât și pentru reconstituirile de paleomediū.

Rezultatele obținute în urma celor două studii de caz demonstrează că studiul argilelor din zone carstice în context interdisciplinar permite identificarea originii sedimentelor speleale și a proceselor pedogenetice care acționează la suprafața rețelelor carstice, având de asemenea implicații și în cercetările multidisciplinare care urmăresc reconstituirea paleomediilor și a condițiilor climatice din timpul Cuaternarului.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ:

Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., & Arrizabalaga, A. (2015). Provenance study of endokarst fine sediments through mineralogical and geochemical data (Lezetxiki II cave, northern Iberia). *Quaternary International*, 364, 231–243. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.072>

Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arnold, L. J., Demuro, M., & Arrizabalaga, A. (2018). Reconstructing the sedimentary history of Lezetxiki II cave (Basque Country, northern Iberian Peninsula) using micromorphological analysis. *Sedimentary Geology*, 372, 96–111. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.05.006>

Balintoni, I., & Balica, C. (2013). Avalonian, Ganderian and East Cadomian terranes in South Carpathians, Romania, and Pan-African events recorded in their basement. *Mineralogy and Petrology*, 107, 709–725. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0206-x>

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M. N., & Hann, H. P. (2014). Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution. *Geoscience Frontiers*, 5(3), 395–411. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.09.002>

Bandrabur, G., & Rădița Bandrabur. (2010). Parâng and Capățâni Mountains. In I. Orașeanu & A. Iurkiewicz (Eds.), *Karst Hydrogeology of Romania* (pp. 69–75). Oradea: Belvedere.

Bates, T. F. (1960). Halloysite and Gibbsite Formation in Hawaii1. *Clays and Clay Minerals*, 9(1), 315–328. <https://doi.org/10.1346/ccmn.1960.0090119>

Bercia I., Bercia E., Năstăseanu S., Berza T., Iancu V., Stănoiu I., Hârtoșanu I. (1977). Harta geologică a României scara 1:50000, foaia Obîrșia Cloșani. *Publ. Inst. Geol. Rom*

Berza, T., Balintoni, I., Iancu, V., Seghedi, A., Hann, H.P., (1994). South Carpathians. *ALCAPA II Field Guidebook, Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology*, Suppl. 2, 37–50.

Berza, T., Seghedi, A., (1983). The crystalline basement of the Danubian units in the Central South Carpathians: constitution and meta-morphic history. *An. Instit. Geol. Geofiz. LXI*, 15–22.

Berza T., Seghedi A., Iancu V., Hârtoșanu I., Hârtoșanu P., Năstăseanu S., Moiescu V., (1984). Harta geologică a României scara 1:50000, foaia Muntele Oslea (măchetă). *Arh. Inst. Geol. Rom*.

Biscaye, P. E. (1965). Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. *GSA Bulletin*, 76(7), 803–832. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1965\)76\[803:MASORD\]2.0.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[803:MASORD]2.0.CO);

Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>

Boës, X.; Rydberg, J.; Martinez-Cortizas, A.; Bindler, R.; Renberg, I. (2011) Evaluation of conservative lithogenic elements (Ti, Zr, Al, and Rb) to study anthropogenic element enrichments in lake sediments. *J. Paleolimnol.* 46, 75–87.

Brindley, G. W., & Brown, G. (1980). Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification. <https://doi.org/10.1180/mono-5>

Chamley, H. (1989). Clay Sedimentology. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-85916-8>

Codarcea, A., (1940). Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom*, 1-74.

Codarcea A., Răileanu G. (1968) Harta geologică a României, scara 1:200.000 foaia 32-Baia de Aramă, Institutul Geologic București.

Constantin, S. (2003). Evoluții paleoclimatice în Cuaternar pe baza speleotemelor din carstul Munților Banatului și Mehedinți. University of Bucharest.

Constantin, S., Robu, M., Munteanu, C.-M., Petculescu, A., Vlaicu, M., Mirea, I.-C., Kenesz, M., Dragusin, V., Hoffman, D., Anechitei, V., Timar-Gabor, A., Roban, R., Panaiotu, C.-G. (2014). Reconstructing the evolution of cave systems as a key to understanding the taphonomy of fossil accumulations: The case of Urșilor Cave (Western Carpathians, Romania). *Quaternary International*, Volumes 339–340, p. 25-40. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.10.012>

Cosac M. (2006). Une réévaluation du context des découvertes d'ossements humains de la galerie M de la grotte Muierilor à Baia de Fier. *Annales d'Université "Valahia" Târgoviște, Section d'Archéologie de d'Histoire* 8-9:199-205

Cristea, G.; Cuna, S.M.; Farcas, S.; Tantau, I.; Dordai, E.; Magdas, D.A. (2014) Carbon stable isotope composition as indicator for climatic changes during the middle and late Holocene in a peat bog from Maramures, Mountains (Romania). *Holocene*, 24, 15–23.

Dallmeyer, R.D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M. (1996): Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral and whole-rock data. *Eclogae geologicae Helvetiae* 89, 203–227

Diaconu, G., Medesan, A. (1975). Spéléothèmes de dahllite dans la grotte "Peștera Muierii", Baia de Fier-Roumanie. *Trav. L'Institut Speol. "Emile Racovitza"* 14, 149–156.

Diaconu, G., Dumitraș, D., Marincea, Ștefan. (2008). Mineralogical analyses in peștera Polovragi (Oltețului gorges) and peștera Muierilor (Galbenului Gorges), Gorj County. *Trav. L'Institut Speol. "Emile Racovitza"* XLVII, 89–105.

Dietrich, E.W. (1982): Settling velocity of natural particles. *Water Resources Research*, 18(6):1626-1982.

Doboș, A., Soficaru, A., Trinkaus, E. (2010). The Prehistory and Paleontology of the Peștera Muierii, Romania. *ERAUL*, Liege.

Drăgușin, V., Staubwasser, M., Hoffmann, D. L., Ersek, V., Onac, B. P., and Veres, D. (2014): Constraining Holocene hydrological changes in the Carpathian–Balkan region using speleothem $\delta^{18}\text{O}$ and pollen-based temperature reconstructions, *Clim. Past*, *10*, 1363–1380, <https://doi.org/10.5194/cp-10-1363-2014>

Drăgușin V, Vlaicu M, Isverceanu E (2019) Mehedinți Mountains: The Cave from Mohilii Creek. In: *Ponta GML, Onac BP (eds) Caves and karst systems of Romania*. Springer International Publishing, Cham, pp 171–173

Fairchild, I., Smith, C., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., et al. (2006). Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, *75*, 105–153. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.08.003>

FAO. (2014). World reference base for soil resources 2014: international soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome: FAO.

Faur, L., Drăgușin, V., Dimofte, D., Forray, F. L., Ilie, M., Marin, C., et al. (2021). Multi-Proxy Study of a Holocene Soil Profile from Romania and Its Relevance for Speleothem Based Paleoenvironmental Reconstructions. *Minerals*, *11*(8), 873. <https://doi.org/10.3390/min11080873>

Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, *27*(1), 3–26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>

Ford, D., & Williams, P. D. (2013). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons.

Forray, F. L., Onac, B. P., Tanțău, I., Wynn, J. G., Tămaș, T., Coroiu, I., & Giurgiu, A. M. (2015). A Late Holocene environmental history of a bat guano deposit from Romania: an isotopic, pollen and microcharcoal study. *Quaternary Science Reviews*, *127*, 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.05.022>

Ghenciu, M. (2012) Mineralogia argilelor din peșterile situate în zona Baia de Aramă-Cloșani-Tismana în context geologic regional. Teză de doctorat-nepublicată.

Gilg, H. A., Weber, B., Kasbohm, J., & Frei, R. (2003). Isotope geochemistry and origin of illite-smectite and kaolinite from the Seilitz and Kemmlitz kaolin deposits, Saxony, Germany. *Clay Minerals*, *38*(1), 95–112. <https://doi.org/10.1180/0009855033810081>

Goran, C. (1982). Catalogul sistematic al peșterilor din Romania. *CNEFS*, Bucharest.

Hann H., Berza T., Pop G., Marinescu F., Ricman C., Pană D., Săbău G., Bindea G., Tatu M. (1986). Harta geologică a României scara 1:50.000, foaia Polovragi. Institutul Geologic al României

Hrouda, F., Chadima, M., Ježek, J., & Pokorný, J. (2017). Anisotropy of out-of-phase magnetic susceptibility of rocks as a tool for direct determination of magnetic subfabrics of some minerals: an introductory study. *Geophysical Journal International*, *208*(1), 385–402. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw399>

Hyland, E. G., Sheldon, N. D., Voo, R. V. der, Badgley, C., & Abrajevitch, A. (2015). A new paleoprecipitation proxy based on soil magnetic properties: Implications for expanding paleoclimate reconstructions. *GSA Bulletin*, *127*(7–8), 975–981. <https://doi.org/10.1130/B31207.1>

Iancu, V., Berza, t., Seghedi, A., Gheuca, i., Hann, H.P., (2005a). Alpine poly-phase tectono-metamorphic evolution of the South Carpathians: A new overview. *Tectonophysics*, *410*, 337– 365

- Iancu, V., Berza, T., Seghedi, A., Mărunțiu, M., (2005b). Paleozoic rock assemblages incorporated in the South Carpathian Alpine thrust belt (Romania and Serbia): a review. *Geologica Belgica* 8, 48-68.
- Iancu, V., & Seghedi, A. (2017). The South Carpathians: Tectono-metamorphic units related to Variscan and Pan-African inheritance. *Geo-Eco-Marina*, 23, 245–262. <https://doi.org/10.5281/zenodo.1197110>
- Ion, I., Lupu, S., 1962. Contribuții la studiul geomorfologic al peșterii Muierilor. *Analele Univ. din București* 31, 133–153.
- Joussein, E., Petit, S., Churchman, J., Theng, B., Righi, D., & Delvaux, B. (2005). Halloysite clay minerals - A review. *Clay Minerals - CLAY MINER*, 40, 383–426. <https://doi.org/10.1180/0009855054040180>
- Lee, J. Y., Marti, K., Severinghaus, J. P., Kawamura, K., Yoo, H. S., Lee, J. B., & Kim, J. S. (2006). A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17), 4507-4512.
- Matenco, L., Krézsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., Andriessen, P. (2010) Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova* 22 (3), 155–165.
- Marinescu F., Pop G., Stan N., Gridan T.(1989) Harta geologică a României scara 1:50000, foaia Peștișani. *Arh. Inst. Geol. Rom.*
- Mercus, D. (1959). Asupra prezenței Urgonianului în regiunea Nădău - Podișul Mehedinților. *Comunicările Academiei R.P.R.*, 9(967–972).
- Mirea I-C (2020). Schimbări de mediu din Pleistocenul superior identificate în arhivele sedimentare de la Peștera Muierilor, România. Teză de doctorat nepublicată, Cluj-Napoca, p 138.
- Mirea, I.-C., Robu, M., Petculescu, A., Kenesz, M., Faur, L., Arghir, R., et al. (2021). Last deglaciation flooding events in the Southern Carpathians as revealed by the study of cave deposits from Muierilor Cave, Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 562, 110084. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110084>
- Mook, W.G., van der Plicht, J. (1999). Reporting 14C activities and concentrations. *Radiocarbon* 41, 227–239
- Moore, D. M. and Reynolds, R. C., Jr. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. *Geological Magazine* (Vol. 135). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/S0016756898501501>
- Mutihac, V. Stratulat, M.I & Fechet, R.M. (2004). *Geologia României*. Ed. Didactică și Pedagogică, București 249p.
- Mutihac V., Ionesi L. (1974) *Geologia României*. Ed. Tehnică, București, 646 p.
- Murgoci, G. M., (1905). Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpathes Méridionales. *C.R. Acad. Paris* 31, Juillet 1905.
- Năstăseanu S, Bercia I, Iancu V, Vlad Ș, Hârtopan I (1981) The Structure of the South Carpathians (Mehedinți-Banat Area). *Guide to Excursion B2 at the 12th Congress of the Carpatho-Balkan Geol. Assoc.* Institute of Geology and Geophysics, Bucharest, p 100.
- Nemliher, J. G., Baturin, G. N., Kallaste, T. E., & Murdmaa, I. O. (2004). Transformation of Hydroxyapatite of Bone Phosphate from the Ocean Bottom during Fossilization. *Lithology and Mineral Resources*, 39(5), 468–479. <https://doi.org/10.1023/B:LIMI.0000040736.62014.2d>

- Newman A.C.D., Brown G. (1966). Chemical changes during the alteration of micas. *Clay Miner.*, 23., p. 337–342.
- Nicolăescu-Plopșor, C., A., C., DC., N.-P., A., B. (1957). Santierul arheologic Baia de Fier. *Mater. și Cercet. Arheol.* 3, 13–27.
- Odin, G. S. (Ed.). (1982). Numerical dating in stratigraphy. John Wiley & Sons.
- Onac, B. (2000). Geologia regiunilor carstice. *Editura didactică și pedagogică, R.A. București*. p.380
- Onac, B., Constantin, S., Lundberg, J., & Lauritzen, S.-E. (2002). Isotopic climate record in a Holocene stalagmite from Ursilor Cave (Romania). *Journal of Quaternary Science*, 17(4), 319–327. <https://doi.org/10.1002/jqs.685>
- Onac, B., Fornós, J. J., Merino, A., Ginés, J., & Diehl, J. (2014). Linking mineral deposits to speleogenetic processes in Cova des Pas de Vallgornera (Mallorca, Spain). *International Journal of Speleology*, 43(2), 143–157. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.43.2.4>
- Panaiotu, C.G., Constantin, S., Petrea, C., Horoi, V. & Panaiotu, C.E. (2012): Rock Magnetic Data of Late Pleistocene sediments from the Peștera cu Oase and their Paleoclimatic Significance. In: *Tinkaus, E., Constantin, S. & Zilhao, J. (eds.): Life and Death at the Peștera cu Oase. A Setting for Modern Human Emergence in Europe*, 86-99, Oxford University Press, New York.
- Parker, G. (2004): 1D Sediment Transport Morphodynamics with Applications to Rivers and Turbidity Currents. E-book: http://vtchl.uiuc.edu/people/parkerg/morphodynamics_e-book.htm.
- Parmalee, P. W. (2005). Ice Age cave faunas of North America. *Geoarchaeology*, 20(3), 331–334. <https://doi.org/10.1002/gea.20047>
- Polyak, V., & Güven, N. (2000). Clays in caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 62.
- Polyak, V., Mcintosh, W., Guven, N., & Provencio, P. (1998). Age and origin of carlsbad cavern and related caves from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of alunite. *Science (New York, N.Y.)*, 279, 1919–22.
- Pop G., Berza T., Marinescu F., Stănoiu I., Hârtopanu I. (1975). Harta geologică a României scara 1:50000, foaia Tismana. Publ. Inst. Geol. Rom
- Ponta, G. M. L., & Onac, B. P. (2019). *Cave and Karst Systems of Romania*. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-90747-5>
- Povară I (2012). Valea Cernei: Morfologie, hidrologie, ape termominerale. *AGIR*, Bucharest, p 304
- R Core Team. R: A Language and Environment for Statistical Computing (2020); R Foundation for Statistical Computing: Vienna, Austria; Available online: <https://www.R-project.org/>
- Reimer, P.J.; Austin, W.E.N.; Bard, E.; Bayliss, A.; Blackwell, P.G.; Bronk Ramsey, C.; Butzin, M.; Cheng, H.; Edwards, R.L.; Friedrich, M.; (2020) The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 Cal KBP). *Radiocarbon*, 62, 725–757.
- Retallack, G.J. (2005b). Earliest Triassic claystone breccias and soil erosion crisis. *Journal of Sedimentary Research* 75, 663-679
- Retallack, G. J. (2009). Refining a pedogenic-carbonate CO₂ paleobarometer to quantify a middle Miocene greenhouse spike. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(1), 57–65. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.07.011>

Robu, M., Wynn, J., Puşcaş, C. M., Meleg, I. N., Martin, J. E., & Constantin, S. (2019). Palaeoecology and palaeoclimatic context of Romanian Carpathian MIS 3 cave bears using stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 534, 109288. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109288>

Rudnick, R.L.; Gao, S.(2003) The Composition of the Continental Crust. In Treatise on Geochemistry, The Crust; Holland, H.D., Turekian, K.K., Eds.; Elsevier-Pergamon: Oxford, UK; Volume 3, pp. 1–64

Salminen, R.; Batista, M.J.; Bidovec, M.; Demetriades, A.; De Vivo, B.; De Vos, W.; Duris, M.; Gilucis, A.; Gregorauskiene, V.; Halamić, J.; , (2005) Geochemical Atlas of Europe. Part 1: Background Information, Methodology and Maps; Geological Survey of Finland: Espoo, Finland; p. 526.

Săndulescu, M., (1984). Geotectonics of Romania. Editura Tehnică, Bucharest, 336 p. (in Romanian).

Săndulescu M. (1994) Overview on Romanian geology. ALCAPA II Field Guidebook. Rom. J. Tecton. Reg. Geol, vol 75/2, pp 3-15.

Sasowsky, I. D. (2007). Clastic sediments in caves - Imperfect recorders of processes in karst. *Acta Carsologica*.

Schmid, S.M., Berza, T., Diaconescu, V., Froitzheim, N. & Fügenschuh, B. (1998) Orogen-parallel extension in the Southern Carpathians. *Tectonophysics* 297, 209–228

Seghedi, A., & Oaie, G. (2014). Volcaniclastic turbidites of the Coşuştea Nappe: a record of Late Cretaceous arc volcanism in the South Carpathians (Romania). *Geologica Balcanica*, 43, 1–3.

Singer, A. (1984). *The Paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in Sediments a Review*. *Earth-Science Reviews* (Vol. 21, pp. 251–293).

Soficaru, A., & Dobos, A. (2006). Early modern humans from the Peştera Muierii , 103(46).

Sun, L., Deng, C., Wang, W., Liu, C., Kong, Y., Wu, B., Liu, S., Ge, J., Qin, H., Zhu, R., (2017). Magnetostratigraphy of Plio–Pleistocene fossiliferous cave sediments in the Bubing Basin, southern China. *Quaternary Geochronology*, 37: 68-81.

Tabor, N. J., & Montañez, I. P. (2005). Oxygen and hydrogen isotope compositions of Permian pedogenic phyllosilicates: Development of modern surface domain arrays and implications for paleotemperature reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223(1), 127–146. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.04.009>

Tîrlă, M. L. & Drăguşin, V. & Vlaicu, M., Mirea, I., Dimofte, D., Roban, R. (2017). Cave morphology provides evidence of polyphase tectonics – an example from the Isverna karst system, South Carpathians. 10.15551/prgs.2017.113.

Thiry, M. (2000). Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews*, 49(1), 201–221. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00054-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00054-9)

Thompson, M. L., & Ukrainczyk, L. (2002). Micas. In *Soil Mineralogy with Environmental Applications* (pp. 431–466). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.2136/sssabookser7.c14>

Velde, B. B., & Meunier, A. (2008). The origin of clay minerals in soils and weathered rocks. *Springer Science & Business Media*, (1), 14–21. <https://doi.org/10.1007/s13398-014-0173-7.2>

Weaver, C. E. (Charles E. (1989). *Clays, muds, and shales*. Elsevier.

Weiss, D., Shotyk, W., Appleby, P. G., Kramers, J. D., & Cheburkin, A. K. (1999). Atmospheric Pb Deposition since the Industrial Revolution Recorded by Five Swiss Peat Profiles: Enrichment Factors, Fluxes, Isotopic Composition, and Sources. *Environmental Science & Technology*, 33(9), 1340–1352. <https://doi.org/10.1021/es980882q>

White, W. B. (2007). Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69(1), 76–93.

Wilson, M. J. (1985). Soil Smectites and Related Interstratified Minerals: Recent Developments. <https://doi.org/10.1346/CMS-ICC-1.22>

Wilson, M. J. (1999). The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, 34(1), 7–25. <https://doi.org/10.1180/000985599545957>

Wopenka, B., & Pasteris, J. D. (2005). A mineralogical perspective on the apatite in bone. *Materials Science and Engineering: C*, 25(2), 131–143. <https://doi.org/10.1016/j.msec.2005.01.008>

Wurster, C. M., McFarlane, D. A., & Bird, M. I. (2007). Spatial and temporal expression of vegetation and atmospheric variability from stable carbon and nitrogen isotope analysis of bat guano in the southern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(13), 3302–3310. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.05.002>

Zheng, S. and Zhouping S. (2006) Spatial Patterns of Foliar Stable Carbon Isotope Compositions of C3 Plant Species in the Loess Plateau of China. *Ecological Research* 22:342–53. <https://doi.org/10.1007/s11284-006-0024-x>