

CONCLUZII

Depozitele carbonatice din Munții Apuseni aflorază pe o suprafață de 1132 km², reprezentând cca 10,5 % din suprafața totală a acestor munți. Ele se dezvoltă în munții Pădurea Craiului, Codru Moma, Bihor, Trascău, Masivul Vlădeasa, platoul Poieni și Insula cristalină Rapolt, zone în care formează suprafețe compacte. Ele sunt reprezentate în principal prin calcare și dolomite sedimentare, corespondentele metamorfice ale acestora, nedeșind 10% din suprafața totală de aflorare.

Depozitele carbonatice sunt antrenate în structuri complicate, șariate și intens tectonizate, fapt ce a condus la un grad avansat de fracturare al tuturor formațiunilor, inclusiv a rocilor carbonatice. Aceste depozite se dezvoltă cu precădere pe terenurile atribuite tectonic Unității de Bihor și Sistemului Pânzelor de Codru din Apusenii Nordici și pânzelor de Bedeleu, Fundoia și Râmetea din Apusenii Sudici;

În succesiunea formațiunilor sedimentare ale Autohtonului de Bihor se individualizează trei mari serii carbonatice cu importanță hidrogeologică deosebită:

- seria carbonatică triasică, groasă de până la 1500 m, constituită din calcare și dolomite anisene și calcare ladiniene și având în bază seria detritică permo-werfeniană;
- seria carbonatică jurasic-apțian inferioară, cu o grosime medie de 200-550 m. Seria are în bază depozite predominant detritice jurasic inferioare cu o grosime maximă de 70 m, constituite din argile și gresii cuarțitice (Formațiunea de Gresten), depozite care o separată de seria carbonatică triasică. După depunerea calcarelor jurasic superioare, domeniul de Bihor a fost exodat, suprafața lor fiind marcată de prezența unui paleocarst larg dezvoltat și de depunerea lentilelor de bauxită, urmate de calcarul cu pahiodonte inferior, apțian inferior (300 m). La partea superioară seria carbonatică este acoperită de o succesiune monotonă de marne cenușii groasă de 100-700 m (stratele de Ecleja).

- seria carbonatică apțiană, formată din calcarul cu pachiodonte mediu, cu o grosime de 60-350 m și dezvoltare lentiliformă.

Depozitele carbonatice ale Autohtonului de Bihor aflorază în Munții Pădurea Craiului pe o suprafață de 304 km², din care 29 km² se dezvoltă în grabenul Remeți.

Sucesiunile carbonatice din unitățile tectonice ale Sistemului Pânzelor de Codru se dezvoltă cu precădere în Munții Codru Moma și pe flancurile apusene ale Masivului Vlădeasa și Munților Bihor.

La sud de râul Arieșu Mic, între Câmpeni și Avram Iancu, se dezvoltă pe o suprafață de 90 km² platou carstic Poieni, modelat în calcarele cristaline ale Pânzei de Muncel-Lupșa.

Cele mai sudice apariții de depozite carbonatice din Munții Apuseni se găsesc în zona Rapolt, la nord de Mureș. Ele apar în constituția geologică a Insulei cristaline de Rapolt, sunt reprezentate prin calcare și dolomite cristaline și aparțin structural de Pânza Getică.

Elementele tectonice controlează direcțiile de dezvoltare a carstificării și circulației apelor subterane, atât la scară locală cât și regională. Falia Galbena, dezvoltată din zona Avram Iancu, până la Băile Felix-1 Mai, funcționează ca un dren major pentru apele din zonele carstice din vestul Munților Bihor și sud-vestul Munților Pădurea Craiului, antrenându-le într-o curgere rapidă spre nord-vest.

În contextul general al carstului din România, Munții Apuseni se individualizează atât prin densitatea ridicată a zonelor carstice cât și prin relieful de o diversitate și frumusețe deosebită.

Precipitațiile au o distribuție areală neuniformă, cu o valoare maximă pe aliniamentul Vlădeasa-Stâna de Vale-Padiș-Biharia, valoare care scade accentuat spre est. Scurgerea superficială reflectă atât regimul pluviometric variat al Munților Apuseni, cât și constituția lor geologică complexă, bazine hidrografice situate la altitudini medii similare, prezentând valori foarte diferite ale scurgerii specifice medii multianuale. Astfel, scurgerea specifică sca-

de de la 31,4 l/s/km², pentru râul Drăgan, situat în vestul munților, la numai 16,5 l/s/km², pentru Someșu Rece, situat în partea lor estică.

Studiile hidrogeologice efectuate de S.C. Prospecțiuni S.A. pentru cunoașterea potențialului de ape subterane al depozitelor carbonatice din Munții Apuseni, s-au desfășurat în perioada 1981-1996.

Cercetarea hidrogeologică a depozitelor carbonatice din Munții Apuseni în vederea evaluării potențialului de ape subterane, a fost abordată sistematic, fiecare masiv muntos fiind investigat timp de 2 ani (3 ani pentru Munții Pădurea Craiului), primul an fiind consacrat cartărilor hidrogeologice, iar următorul observațiilor și măsurătorilor hidro-meteorologice efectuate într-o rețea temporară instituită de hidrogeologii de la S.C. Prospecțiuni S.A., singuri sau în colaborare cu cercetătorii de la Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie și Institutul de Speologie „Emil Racoviță”.

Pe toată perioada cercetărilor au fost efectuate marcări cu trasori, multe dintre acestea fiind realizate în colaborare cu Colectivul de trasori al Institutului de Fizică Atomică, condus de Emilian Gașpar. În tabelele care sintetizează rezultatele acestor marcări sunt menționate persoanele care au participat la efectuarea lor. În carstul Munților Apuseni au fost efectuate până în prezent 195 de marcări cu trasori, dintre care 129 au fost efectuate de către autor, singur sau în colaborare cu alți cercetători.

Cercetările hidrogeologice au fost efectuate pe baza conceptelor moderne privind evoluția și structura hidrogeologică a terenurilor carbonatice, elementul de bază al acestora fiind sistemul carstic. Echivalente ale bazinului versante superficiale, dar având și o dezvoltare pe verticală, sistemele carstice au o structură și un mod de funcționare care poate fi determinat numai prin metode indirecte.

Seriile temporale de debite și precipitații, obținute din exploatarea rețelelor hidro-meteorologice temporare, sau a celor permanente din rețeaua INMH, au fost prelucrate prin metode specifice, acestea incluzând analiza curbelor de recesiune, studiu debitelor clasate și analize corelatorii și spectrale. În prelucrarea acestor date am folosit programul Stochastos, realizat la Moulis, Franța, de către D. D. Hulst, pe baza conceptelor elaborate de A. Mangin.

În descifrarea modului de funcționare al sistemelor carstice s-au utilizat deasemenea și informațiile furnizate de calitatea apelor, definită prin indicatorii

naturali proprii (compoziție chimică, temperatură, conductibilitate electrică, izotopi de mediu).

Măsurarea sistematică a conductivității electrice a apelor unor surse carstice a indicat variații mari ale acestui parametru pe parcursul unui an hidrologic, în medie cu 50%, subliniind fluctuația ridicată a mineralizației apelor carstice.

Pentru fiecare zonă cercetată a fost întocmită harta hidrogeologică, având, în general, ca bază geologică hărțile geologice ale României, scara 1:50.000, editate de Institutul Geologic Român. În lucrare sunt incluse 248 figuri (51 color), 53 de tabele și 83 de fotografii. Fiecare capitol este însoțit de o listă bibliografică extinsă, lucrările folosite de autor fiind citate în text.

MUNȚII PĂDUREA CRAIULUI

Munții Pădurea Craiului formează o unitate bine individualizată din punct de vedere geologic, în care elementele morfologice și hidrogeologice dominante sunt conferite de larga dezvoltare a rocilor carbonatice mezozoice, roci care află pe o suprafață de cca 330 km².

Geneza carstului din Pădurea Craiului este legată de perioadele de exondare a platformei carbonatice Bihor, din Triasicul superior, de la sfârșitul jurasicului și îndeosebi de etapa actuală, începută în Paleogen. Carstul celei de a doua generații este bine cunoscut, grație lucrărilor de explorare și exploatare a bauxitelor.

Munții Pădurea Craiului prezintă cea mai mare densitate de forme exo și endocarstice din România. La nivelul anului 1981 erau catalogate 680 de peșteri, dintre care 17 cu o lungime de peste 1 km. Menționăm că pe versantul nordic al masivului este situată cea mai lungă peșteră din România, Peștera Vântului de lângă Șuncuiș (cca. 50 km).

Cursurile superficiale din Munții Pădurea Craiului aparțin bazinelor hidrografice ale râurilor Crișu Repede și Crișu Negru, cumpăna apelor superficiale dintre aceste râuri având o poziție bine precizată numai în jumătatea sud-estică a masivului. În partea de nord-vest, în zona platourilor carstice, poziționarea cumpenei este incertă datorită absenței unei scurgeri superficiale organizate.

Munții Pădurea Craiului prezintă o rețea hidrografică cu un înalt grad de dezorganizare, ca urmare a intenselor procese de captare carstică care au condus la subteranizarea în mare parte a cursurilor superficiale. Procesele de captare carstică a rețelei hidrografice superficiale au condus la crearea unei

vaste zone endoreice, dezvoltată pe o suprafață de 247 km².

Apa cursurilor superficiale formate pe terenurile impermeabile care se infiltrază parțial sau temporar total la intrarea pe depozitele carbonatice ridică probleme mari la întocmirea bilanțului hidrogeologic. Pentru individualizarea din p.d.v. hidrogeologic a suprafeței bazinului hidrologic situată amonte de sectorul de captare parțială, s-a propus denumirea de suprafață de difluență, iar pentru desemnarea fenomenului, conceptul de difluență carstică de bazin.

Difluența carstică de bazin reprezintă divizarea disponibilului de apă al unui bazin hidrografic, ca urmare a prezenței unei captări parțiale, între o fracțiune infiltrată care alimentează o scurgere subterană dirijată în afara bazinului hidrografic propriu și o fracțiune care își continuă, permanent sau temporar, scurgerea superficială în aval de captare.

Suprafețele de difluență din Munții Pădurea Craiului se dezvoltă pe o arie de 107 km², cele mai extinse fiind: pârâul Topa-izbucul de la Aștileu (69 km²) și pârâul Mișid-izbucul Brătcanilor (12,5 km²).

Rețeaua de observații hidrologice temporare instituită în anul hidrologic X.1982-IX.1983, a furnizat date privind debitele medii zilnice ale principalelor izvoare carstice și ale cursurilor superficiale la ieșirea din zonele carstice. Împreună cu secțiunile hidrometrice din rețeaua INMH, acesta a controlat o suprafață de 525 km², ieșirile de ape din aceasta fiind de 5,75 m³/s, din care 4,45 m³/s revin scurgerii de suprafață, iar 1,9 m³/s revin izvoarelor principale de la periferia suprafeței de calcul.

Bilanțul întocmit arată că în anul hidrogeologic X.1982-IX.1983, ieșirile din suprafața de calcul au fost mai mari decât intrările, că rezervele de ape subterane au fost deosebit de solicitate. Din volumul total de apă ieșit din masivul carstic prin secțiunile de măsură de la periferia lui, 34,4% (1,98 m³/s) a fost preluat din rezervele acviferului formate în anii precedenți. Amintim faptul că anul hidrologic studiat a fost un an secetos, debitul mediu anual al pârâului Vida, dezvoltat aproape în exclusivitate pe terenuri carbonatice, reprezentând 68,8 % din media multianuală.

În anul hidrologic studiat, debitul mediu cumulat al principalelor izvoare carstice din Munții Pădurea Craiului (Aștileu, Moara Jurjii, Peștera de la Vadu Crișului, Izbândiș, Brătcani, Peștera cu Apă de la Bulz, Tăul fără Fund, Toplicioara, Roșia, Toplița de Roșia și Toplița de Vida), a fost de cca

2,83 m³/s, debitele lor minime însumând cca. 0,66 m³/s. Debitul mediu anual cumulat al celorlalte surse se estimează la cca. 1 m³/s.

Debitele medii anuale ale izvoarelor din Munții Pădurea Craiului prezintă mari fluctuații de la un an la altul, fiind direct influențate de regimul precipitațiilor. Spre exemplificare, debitul mediu al izbucului de la Aștileu a fost în anul hidrologic X.1982-IX.1983 de 575 l/s, iar în anul hidrologic următor de 356 l/s. Debitul minim înregistrat în perioadele de etiaj a scăzut de la 170 l/s în anul 1981, la 140 l/s în anul 1982, pentru a ajunge la 74 l/s în septembrie 1983, resimțind din plin perioade de secetă din perioada 1982-1983.

Până în prezent, în Munții Pădurea Craiului s-au efectuat 74 de marcări cu trasori de către diverși autori. Viteza medie aparentă înregistrată în aceste marcări a fost de 46 m/oră, iar distanța maximă stabilită între insurgențe și resurgențe a fost de 11,55 km (drenajul p. Peștișelului-izbucul de la Aștileu).

Pentru cunoașterea caracterului chimic al apelor sebtterane, au fost analizate peste 100 de probe. Apele din acest masiv sunt de tip Ca-HCO₃ și Ca, Mg-HCO₃, cu excepția apelor din bazinul inferior al pârâului Mișid, de tip Ca-SO₄.

Izvoarele care apar din dolomite se individualizează hidrochimic față de sursele care apar din calcare, prin conținutul lor ridicat în magneziu.

Apele acide, de tip Ca-SO₄ (cu valori ale pH situate sub 3), din bazinul inferior al pârâului Mișid, sunt rezultatul oxidării de către apele de infiltrație a piritelor din argilele refractare eojurasice care acoperă local calcarele și dolomitele triasice.

Un număr de 5 izvoare prezintă degajări de gaze cu o compoziție asemănătoare gazului atmosferic. Ele au temperaturi cuprinse între 10,3 și 19,5°C, iar gazele degajate din izvoare provin din gazele dizolvate în apă și ieșite din soluție ca urmare a detentei lor la sursă.

MUNȚII BIHOR ȘI MASIVUL VLĂDEASA

Constituția geologică complexă a Munților Bihor și a Masivului Vlădeasa, formată dintr-un mozaic de roci în care predomină calcarele și dolomitele, urmate de gresii, conglomerate și roci eruptive, se reflectă într-o multitudine de tipuri de relief, dintre care se detașează net relieful carstic, relief care prin întinderea, varietatea și amploarea formelor carstice situează această zonă pe primul loc în ierarhia regiunilor carstice din România.

În zona centrală a munților Bihor își au obârșii-le trei dintre cele mai importante râuri ale Munților Apuseni, Crișu Negru, Someșu Cald și Arieșu.

Fragmentarea intensă a depozitelor care participă la alcătuirea geologică a zonei prezentate a condus din punct de vedere hidrogeologic la crearea de sisteme carstice numeroase, unele deosebit de complexe, care înglobează în constituția lor sisteme carstice de dimensiuni mai mici, tipice fiind în acest sens exemplele oferite de sistemele carstice ale izburilor Tăuz și Galbena. Pentru acest motiv s-a preferat prezentarea hidrogeologiei acestor munți pe zone carstice și nu pe sisteme carstice.

În anul hidrologic X. 1984-IX. 1985, izvoarele carstice cu debitele medii cele mai mari au fost: izbulul Galbenei (550 l/s), Tăuz (529 l/s), Boga (500 l/s), Păuleasa (477 l/s), Alunul Mic (306 l/s), izbulul de la Cotețul Dobreștilor (274,5 l/s), Izvorul Crișului (217,9 l/s) și izbulul de la Giulești (77,7 l/s).

Unele din aceste izbucuri drenează sisteme carstice cu o inerție foarte mică, intens carstificate, preponderent conductive și foarte puțin capacitive. Informația ploaie este foarte puțin filtrată, precipitațiile intense fiind urmate imediat de viituri puternice. Debitul surselor scade rapid după încetarea ploilor, perioadele îndelungate de secetă conducând la reducerea drastică a debitului, uneori chiar până la oprirea scurgerii (ex. izbulul de la Giulești). Alte surse descarcă sisteme carstice cu caracteristici diametral opuse (ex. Izvorul Minunilor de la Stâna de Vale).

La unele surse ponderea scurgerii rapide în volumul de apă descărcat în perioadele de recesiune este importantă (38,2 % la izbulul de la Cotețul Dobreștilor și 37,4 % la izbulul Tăuz), iar la altele este foarte redusă (4% la izbulul Alunul Mic) sau nesemnificativă (0,8 % la Izvorul Minunilor).

Debitul mediu cumulat ale surselor carstice urmărite sistematic în anul hidrologic X.1984-IX.1985, a fost de cca 3 m³/s, la acesta adăugându-se cca. 1 m³/s, apreciat pentru debitul mediu cumulat al celorlalte surse din masivul muntos.

Marcările cu trasori efectuate până în prezent în Munții Bihor și Masivul Vlădeasa, au precizat un număr de 81 direcții de curgere ale apelor subterane, indicând o viteză medie de curgere a acestora de 75,08 m/oră, parcursul subteran cel mai lung fiind de 4500 m, extins între avenul din Hoanca Urzicarului și izbulul Păuleasa, iar denivelarea cea mai mare a fost de 665 m, între peștera Muncelu și izbulul Blidaru din bazinul p. Sighiștel.

Bilanțul hidrogeologic întocmit în anul hidrologic X.1984-IX.1985, pentru o suprafață de 527 km² din zona de dezvoltare maximă a depozitelor carbonatice a indicat o închidere între intrări și ieșiri, putându-se aprecia că în limita de eroare a datelor de bază utilizate, nu există relații tranșante de alimentare-drenare cu structuri acvifere limitrofe.

Apele sistemelor carstice sunt de tip bicarbonatat calcic, bicarbonatat calcic-magnezian și bicarbonatat magnezian-calcic, imprimat de compoziția chimică a depozitelor traversate (calcare și/sau dolomite), cu valori ale mineralizației cuprinse între 125 și 529,7 mg/l. Se remarcă o mineralizație mai ridicată a surselor care drenează sisteme carstice de tip unar, cu extindere mare (ex. Apa Caldă, Hoanca Seacă), sau de tip binar, cu o pondere redusă a bazinului versant necarstic (ex. sistemele carstice din arealul Ocoale-Gârda de Sus). Sistemele carstice de dimensiuni reduse și cu o pondere importantă a bazinelor versante necarstice au ape cu mineralizații mai reduse (ex. sistemele carstice de pe versantul vestic al Masivului Vlădeasa).

MUNȚII CODRU MOMA

Terenurile carbonatice din Munții Codru-Moma ocupă o suprafață de cca 165 km², repartizată astfel: zona Dumbrăvița de Codru-Moneasa-Dezna, (62 km²); zona Clăptescu, (13 km²) și platoul Vașcău, (90 km²).

Între râul Crișu Negru la nord și localitatea Moneasa la sud, depozitele carbonatice formează o bandă continuă, care se încadrează în structura geologică generală monoclinală, cu căderi spre est, a părții centrale a Munților Codru. Această bandă principală, constituită din calcare și dolomite triasice, cu o lățime medie în afloriment de 2-3 km, este urmată de o a 2-a, situată la est de banda principală, cu o lățime medie de numai 50-100 m, formată din calcare jurasic inferioare („marmura de Moneasa”). Depozitele groase, predominant argilo-grezoase, noriene și rhaetiene, care separă cele două benzi sunt practic impermeabile, izolând acumulările acvifere localizate în cele două benzi. Spre sud, în perimetrul localității Moneasa, depozitele carbonatice se afundă sub planul de încălecare al Pânzei de Moma.

În extremitatea nordică a Munților Codru se dezvoltă platoul carstic Dumbrăvița de Codru, drenat de către izvorul Morii de la Borz. Sistemul carstic este alimentat în proporție de 95% din precipitațiile care cad pe suprafața de aflorare a calca-

relor și dolomitelor, ponderea bazinelor versante impermeabile fiind de numai 5%.

Marcările cu trasori efectuate în partea centrală a Munților Codru, în depresiunea Brătcoiaia, au pus în evidență prezența unei difluențe importante a apelor superficiale infiltrate prin ponoare. O parte din aceste sunt antrenate spre nord, descărcându-se prin izbulcul Finișului și izbulcul Feredeui, iar o altă parte se deplasează spre sud, regăsindu-se în izvorul Grota Ursului de la Moneasa și în apele termale de aici.

Privită în ansamblu, zona carstică dezvoltată între Brătcoiaia și pârâul Moneasa, împreună cu bazinul ei versant extins spre vest până în creasta Izoi, formează un sistem carstic unic, cu acviferul parțial termalizat în terminația sudică. Apele termale de la Moneasa reprezintă un amestec între ape carstice și ape provenite din gresiile cuarțitice și conglomeratele crestei Izoi, antrenate într-o circulație profundă spre sud, ascensionale pe fracturile transversale pe structura geologică monoclinală din zona Moneasa. În apropierea suprafeței ele se amestecă local cu apele carstice descărcate prin Grota Ursului.

Principalele iviri de ape termale de la Moneasa sunt situate pe pârâul Băilor, temperatura maximă a acestor fiind de 31,2°C. Sondele prin care se exploatează acviferul carstic debitează artezian ape cu temperaturi cuprinse între 16 și 32,8°C. Chimismul apelor carstice reci și termale din zona Moneasa-Tinoasa este bicarbonat calcic-magnezian cu mineralizare mică, cuprinsă între 200 și 400 mg/l.

Depozitele carbonatice ale platoului Vașcău acoperă o suprafață de 90 km² și formează o stivă a cărei grosime crește de la vest la est, atingând o valoare maximă apreciată la 2500 m în apropierea localității Vașcău. Alimentarea acumulărilor acvifere localizate în aceste depozite se realizează în cea mai mare parte direct din precipitații și subordonat, din apele de șiroire provenite de pe versanții necarstici limitrofi platoului, cursuri care se infiltrează în subteran la intrarea în zona carstică. Platoul Vașcău prezintă o suprafață endoreică compactă cu o extindere de 73,3 km², una dintre cele mai mari din România.

De platoul Vașcău este legată prima marcă cu trasori a apei unui curs subteran din România. Ea a fost efectuată de geologul român S. Mihuția în anul 1901, când, prin marcarea cu praf de mangan a apei pârâului Țarina, a demonstrat legătura dintre pierderea apei acestui curs în peștera Câmpeneasca și apele izvorului Boiu de la Vașcău.

Pentru stabilirea direcțiilor de curgere a apelor subterane și a parametrilor acestei curgeri, în Platoul Vașcău au fost efectuate 15 marcări cu trasori. Viteza aparentă medie de deplasare a trasorilor (prima sosire) a fost de 81,4 m/oră.

Izvorul Boiu descarcă cea mai mare parte din apele platoului. Marcările cu trasori efectuate au precizat că el își extinde raza de influență în întregul arie sud vestică a platoului Vașcău, de la peștera Câmpeneasca până la Ponoară și izvorul Sfârș, din vecinătatea văii Zugăului. Ponoarele prin care este alimentat sistemul carstic, sunt situate la distanțe de 1,7-8,15 km de resurgența Boiu.

Observațiile permanente efectuate în perioada X.1986-IX.1987 au indicat că izvorul Boiu este sursa cu cel mai mare debit din Munții Codru-Moma (0,588 m³/s) și una dintre cele mai mari din Munții Apuseni. Valorile extreme ale debitului izvorului au fost 0,069 și respectiv 6,0 m³/s. Din volumul de apă descărcat de izbulcul Boiu în anul hidrologic amintit, doar 59,3 % provine din scurgerea de bază.

Pe lângă izvorul Boiu, platoul carstic este drenat prin numeroase alte surse ale căror sisteme carstice pătrund mai mult sau mai puțin în acesta, marcările cu trasori și măsurătorile hidrometrice făcând posibilă aprecierea extinderii sistemelor. Cele mai importante sisteme sunt: Șopotea, Tisa, izvorul de la păstrăvăria Crisciorel, Pepineaua, Rășchirata și izbulcul din Valea Seacă. Suma debitelor medii anuale ale surselor carstice din Munții Codru Moma, în anul hidrologic X.1986-IX.1987, este apreciată la cca 2,1 m³/s.

Apele cursurilor superficiale care se infiltrează prin ponoare la intrarea pe terenurile carbonatice, au o compoziție chimică dobândită prin levigarea gresiilor cuarțitice situate în partea sudică a platoului. Cationii Ca⁺⁺ și Na⁺+K⁺ sunt egali cantitativ, iar Mg⁺⁺ lipsește. Aceste ape sunt slab mineralizate. Izvoarele epicarstice sunt de tip Ca-HCO₃ sau Mg(Ca)-HCO₃, în concordanță cu natura depozitelor carbonatice din care apar (calcare sau dolomite). Ele au o mineralizare ridicată. Apa izvorului Boiu este de tip Ca(Mg)-HCO₃, ca de altfel și apele majorității celorlalte surse.

În partea vestică a orașului Vașcău, din calcarele neotriasice ale platoului și din aluviunile Crișului Negru și ale pârâului Boiu, apar patru izvoare hipotermale cu temperaturi cuprinse între 14,5 și 17,2°C, un debit cumulat de cca. 15 l/s și degajări violente de gaze cu o compoziție asemănătoare

gazului atmosferic. Ele sunt situate pe sistemul de fracturi orientat NV-SE, de-a lungul căruia partea sud-vestică a bazinul neogen al Beiușului se afundă în trepte spre nord-est.

PLATOUL POIENI

Platoul Poieni, se dezvoltă la sud de râul Arieșu Mic, pe o suprafață de 88 km². În cadrul lui, calcarele cristaline aflorază pe o suprafață de 45,5 km². Ele se dezvoltă și la sud de zona de izvoare a râului Crișu Alb (11 km²) și în bazinul superior al pârâului Uibărești (1,5 km²).

Morfosculptural, Platoul Poieni reprezintă o suprafață de eroziune, care aparține Platformei Fărcașa-Cârligați. Spre nord platoul este delimitat de un abrupt, cu o denivelare de 300-500 m îndreptat spre cursul râului Arieșu Mic. Celelalte limite ale platoului cu văile limitrofe Vidrișoara, Crișu Alb și Sohodol prezintă același caracter, cu versanți abrupti, dar cu valori absolute ale denivelărilor mai reduse.

Valea Morii, prin afluenții săi, Dolea Mare și Zugău împarte platoul Poieni în două părți, cu extinderi diferite: o parte vestică, acoperită în cea mai mare parte de bazinul endoreic Poieni (12,4 km²) și o parte estică în care se individualizează morfologic depresiunea Sicoiești-Dăieni (2,4 km²).

Privit în ansamblul său, platoul carstic Poieni este practic lipsit de cursuri de ape superficiale, datorită atât infiltrației rapide a precipitațiilor, cât și lipsei unor roci impermeabile acoperitoare, care să faciliteze organizarea unor cursuri riguroase capabile să traverseze platoul.

În fisurile și golurile carstice ale calcarelor cristaline sunt localizate acumulări acvifere importante al căror pat impermeabil este format din șisturile cristaline ale Pânzei de Muncel. În partea sudică a perimetrului aceste acumulări acvifere sunt sub presiune, acoperișul lor fiind format din depozitele senoniene ale Unității de Bucium (cuvertura sedimentară a Pânzei de Muncel) și de cele cretacice ale Pânzei de Criș.

Alimentarea acumulărilor acvifere se realizează în cea mai mare parte direct din precipitațiile care cad pe suprafața de aflorare a calcarelor. Pe rama sud-estică a platoului, pe aliniamentul vf. Răchita-Napoiești, izvoarele care descarcă acumulările acvifere din depozitele senoniene, predominant grezoase, participă și ele la alimentarea acviferelor carstice.

Lipsa unor intercalații impermeabile în masa calcarelor cristaline sugerează prezența unui acvi-

fer carstic unic, cu descărcare periferică, regizată de sistemele de fracturi și fisuri care afectează masa calcarelor cristaline.

Acumulările acvifere din platoul Poieni se descarcă printr-o serie de izvoare situate la periferia lui. Izvoarele de la baza versantului nordic, din bazinul hidrografic al râului Arieșu Mic, sunt izvoare de contact litologic, care descarcă acumulările acvifere la limita calcarelor cristaline cu șisturile grafitoase și sercitoase din baza lor. Principalele izvoare din această parte a platoului sunt: izvorul Morii, Lertii, Pișoiaia Vidrii, Zugău și La Izvor. Ele nu sînt captate și prezintă, cu excepția ultimului, depuneri masive de tuf calcaros.

Izvorul Morii de la Ponorel este sursa cu cel mai mare debit. În anul hidrologic X.1988-IX.1989 debitul lui mediu a fost de 232,1 l/s cu fluctuații cuprinse între 47,5 și 1700 l/s.

Izvorul Feredeu este a doua sursă ca mărime a debitului din Platoul Poieni. Apariția lui este legată de o mică fereastră tectonică, care scoate la suprafață, de-a lungul unor fracturi, calcare cristaline în mijlocul masei de flîș grezo-calcaros. Sistemul carstic al izbucului se extinde în partea sud-estică a Platoului Poieni, fapt dovedit prin marcări cu trasori efectuate. Izvorul este captat.

Măsurătorile hidrometrice efectuate în anul hidrologic X.1988-IX.1989, au indicat un debit mediu anual cumulat al surselor din Platoul Poieni de cca 830 l/s.

MUNȚII TRASCĂU

Munții Trascău au o orientare generală NE-SV și formează o unitate morfologică bine individualizată în relief datorită altitudinii ridicate a crestei principale, cu mult superioară zonelor limitrofe. Această creastă, lungă de 43 km se dezvoltă între valea Arieșului, la Buru, și pârâul Lunca Metesului. Lățimea ei depășește rareori 2 km, extremele situându-se între 3-4 km în perimetrul vf. Bedeleu și în Ciurnă și doar câțiva zeci de metri la nord-est de vf. Strigău. Continuitatea crestei Munților Trascăului este fragmentată de două cursuri de apă, Râmețul și Galda, în trei tronsoane cu extinderi diferite.

Rețeaua hidrografică a Munților Trascău este tributară în totalitate râului Mureș, atât direct prin apele colectate de pe versantul răsăritean prin pârâurile Valea Aiudului, Gârbova, Râmeț și Galda, cu afluenții săi Cetea, Cricov și Craiva, cât și prin mijlocirea a doi afluenți potențiali, Arieșu și Ampoiu,

râuri care ocolesc masivul muntos pe la nord și sud.

În Munții Trascău calcarele afloră pe o suprafață de cca. 87 km², din care calcarele cristaline le revin 19,2 km². Acumulările acvifere localizate în depozitele carbonatice se alimentează practic, în exclusivitate din precipitații, participarea cursurilor superficiale, la acest proces fiind fără importanță. Măsurătorile sistematice de debite efectuate pe pârâul Râmeț și pârâul Galda, aval și amonte de zona calcaroasă a crestei principale a Munților Trascău, nu au indicat prezența unor relații de alimentare-drenare semnificative între aceste cursuri superficiale și acumulările acvifere din calcare.

Fragmentarea intensă tectonică și morfologică a calcarelor din Munții Trascău se reflectă hidrogeologic în prezența a numeroase sisteme carstice, cu extindere limitată, ce se descarcă prin izvoare cu debite reduse. Conturul benzii de calcare din creasta principală Ciumerna-Bedelev este brodat cu o salbă de izvoare, cartografierea lor marcând fără greș extinderea calcarelor în zonele unde ele sînt acoperite de deluvii.

Majoritatea izvoarelor sunt de contact litologic datorită suspendării calcarelor față de văile înconjurătoare. Izvoarele apar pe versanți și sunt situate frecvent cu mult deasupra nivelului local de eroziune. Constatarea este valabilă pentru toate sursele importante de pe versantul apusean al crestei principale. În anul hidrologic X.1989-IX.1990, debitul mediu anual cumulat al izvoarelor din Munții Trascău a fost de cca 530 l/s.

Izvoarele de pe flancul răsăritean al benzii principale de calcare din Munții Trascău apar la cote mai ridicate decît cele de pe versantul opus datorită situației contactului calcare-keratofire la altitudini superioare, uneori chiar pe culme. Din acest motiv ele au debite mai mici, cumpăna apelor subterane din calcare, fiind deplasată spre est. Surse carstice de tip gravitațional apar la baza nivelului local de eroziune și sunt caracteristice pentru baza versantului vestic al Pietrei Secuiului. În centrul localității Râmetea, acumulările acvifere sunt sub presiune.

INSULA CRISTALINĂ RAPOLT

Insula cristalină a Rapoltului este situată în extremitatea sudică a Munților Apuseni, are o suprafață de cca 70 km², din care calcarele și dolomitele cristaline le revine un areal de 25,8 km². Aceste roci formează o bandă orientată est-vest, cu o lungime de 14 km și o lățime maximă de 3-4 km, situ-

ată în axul anticlinoriului cristalin. Întregul edificiu cristalin și formațiunile acoperitoare ale acestuia, sunt afectate de două sisteme de falii, un sistem mai vechi, orientat NE-SV și unul mai nou, cu orientarea N 30° - 70°V, sisteme care fragmentează anticlinoriul într-o serie de compartimente.

Principalele cursuri superficiale, Boiu, Bobâlna, Rapoțel și Șesuri, taie banda de depozite carbonatice pe direcția nord-sud și prezintă un caracter temporar al scurgerii, ca urmare a infiltrațiilor masive care se produc în talweg pe segmentele în care aceste cursuri traversează faliile celui de al doilea sistem.

În calcarele și dolomitele cristaline sunt localizate acumulări acvifere importante, alimentate din precipitații și din apele cursurilor superficiale formate pe terenurile necarstice situate la nord de banda de calcare. În anul hidrologic X.1995-IX.1996, pe suprafețele acoperite de depozitele carbonatice, s-au infiltrat în subteran ape care cumulează un debit de cca 200 l/s.

Acviferul localizat în calcarele și dolomitele cristaline este de tip fisural-carstic. El se descarcă parțial în perimetrul insulei cristaline de Rapolt, prin izvoare reci (Clocota- debit mediu 17,1 l/s, Boiu - 7,05 l/s etc.), termale (sursele de la Geoagiu Băi - 38,8 l/s, izvoarele de la Feredee - 26 l/s, izvorul Rapoțel - 3,5 l/s) și minerale (forajul de la Banpotoc - 4,0 l/s), aceste ieșiri însumând un debit mediu de 108 l/s.

Diferența dintre infiltrațiile de ape realizate pe suprafața carbonatică (intrări) și debitele surselor prin care se descarcă acviferul fisural-carstic în perimetrul insulei cristaline (ieșiri) este de 90 l/s. Aceste ape infiltrate, care nu reapar la zi în perimetrul insulei cristaline, alimentează o curgere carstică profundă care se descarcă probabil spre sud, pe sistemul de fracturi orientat NV-SE, sistem care pune în relație hidrogeologică directă acviferul fisural-carstic cu depozitele permeabile cretacice superioare și cu aluviunile din lunca Mureșului. Nu este exclusă deasemenea, ipoteza prezenței unei circulații profunde a apelor carstice spre vest, pe direcția de afundare a anticlinoriului.

Apele subterane din calcarele și dolomitele cristaline sunt bicarbonatate calcice cu mineralizații situate sub 1 g/l. Analizele efectuate pentru evaluarea conținuturilor în elemente toxice, pesticide, bacterii totale și coliforme și a fluxului de radiații alfa și beta, indică în general prezența unor ape subterane de calitate, potabile conform normativelor în vigoare.

Datorită condițiilor hidrogeologice particulare ale acviferului fisural-carstic din insula cristalină Rapolt, debitele izvoarelor sunt reduse, iar în perioadele de etiaj prelungit, acestea devin foarte mici, ajungându-se la situația ca valoarea rezervelor dinamice să fie foarte redusă.

În extremitatea estică, în zona Geoagiu Băi, acviferul fisural-carstic este termalizat ca urmare a unor aporturi de ape calde ascensionale pe sisteme de fracturi profunde, fracturi care afectează atât calcarele cristaline, cât și depozitele cretacic superioare din acoperișul acviferului. Surse de ape termale apar deasemenea în localitatea Rapolțel și pe valea Bobâlna.

În zonele Chimindia și Banpotoc, acviferul fisural carstic este deschis prin foraje. Apele sunt impregnate cu CO_2 ascensional pe liniile de fracturi care afectează zona.

BAZINUL BEIUȘULUI

Fundamentul alpin al bazinului s-a scufundat în Miocen de-a lungul unor falii crustale. Fractura pe care s-a scufundat partea nord-estică a bazinului este evidențiată printr-un sistem de falii cartate de geologi din valea Arieșului Mic până la Tășad și Betfia. Sistemul are vizibilitatea morfologică maximă în Munții Bihor unde a impus tectonic traseul rectiliniu al văii Galbena, nume dat și sistemului de falii.

Sistemul de fracturi crustale Galbena reprezintă un dren major care colectează parțial scurgerea de suprafață și subterană de pe rama nord-estică a depresiunii și o antrenează într-o curgere subterană rapidă spre nord-vest, spre zona Felix-1 Mai. Drenul susține deasemenea alimentarea acumulărilor acvifere din fundamentul și umplutura bazinului.

Fundamentul bazinului are o constituție heterogenă formată din roci mezozoice, paleozoice și proterozoice aparținând Sistemului Pânzelor de Codru din Munții Apuseni de Nord. Depozitele acestui sistem încăleacă formațiunile Unității de Bihor, fruntea sariajului formând un aliniament care brodează rama nord-estică a bazinului, traseu afectat în mare parte de fracturile sistemului Galbena.

Din dolomitele și calcarele triasice de pe rama și din centrul bazinului apar izvoare cu temperaturi de până la 24°C . Aceste depozite formează un colector important în fundamentul bazinului, deschis prin sonde la Beiuș și Ștei unde temperatura apelor

subterane ajunge la 84°C . Direcțiile de curgere ale apelor termale din partea centrală a fundamentului bazinului gravitează spre zona Coșdeni-Răbăgani-Borz, spre izvoarele care apar în cele două ferestre de eroziune și pe malul Crișului Negru.

Acviferul triasic este alimentat pe liniile de fracturi de-a lungul cărora a căzut fundamentul bazinului cu o pondere sporită pentru aporturile de pe rama nord-estică cunoscută prin potențialul hidrologic ridicat și prin facilitățile mari de infiltrație și circulație a apelor oferite de faliile sistemului Galbena.

Caracterul chimic al apelor termale din fundament este Ca-Na-HCO_3 cu treceri la un caracter de tip sulfatat, $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$. Apele din umplutura neogenă a bazinului sunt în majoritate de tip Na-HCO_3 .

ZĂCĂMÂNTUL TERMAL FELIX-1 MAI

Zăcământul este situat la intersecția sistemului de falii crustale Galbena pe care s-a scufundat în Miocen partea nord-estică a fundamentului Bazinului Beiușului cu sistemul de fracturi Velența de-a lungul căruia s-a scufundat fundamentul Bazinului Panonic din această zonă.

Apele termale de la Felix-1 Mai sunt localizate în calcarele cretacic inferioare care se afundă spre vest de dealul Șimleu sub depozitele neogene formând o coamă îngustă, un horst ce cade în trepte pe fracturi orientate nord-sud, asociate sistemului Velența. Horstul este mărginit de sectoare căzute pe falii orientate nord-vest-sud est.

Temperatura apelor vehiculate pe drenul Galbena care alimentează zăcământul termal este ridicată de fluxul termic important al bazinului Beiușului ele ajungând la Felix-1 Mai ca ape termale cu temperaturi maxime de $47,1^\circ\text{C}$. Anomalia termică a bazinului este evidențiată de apele termale exploatare la Beiuș cu temperaturi de până la 84°C .

Depozitele senoniene și neogene care acoperă calcarele cretacic inferioare formează un ecran impermeabil pentru acviferul sub presiune din calcarele cretacic inferioare. Ele limitau dinamica apelor subterane înainte de eroziunea lor în zona Peța-Ochiul Mare și formarea aici a unei zone de descărcare a acviferului carstic.

Deschiderea acviferului carstic pe p. Peța a condus la activarea circulației apelor subterane, a dinamicii apelor termale de pe drenul Galbena, antrenarea lor ascensională pe zona de zdrobire a faliei Velența și dirijarea lor pe sub cuvertura im-

permeabilă spre sursele de pe pârâul Peța situate la cotele cele mai scăzute din areal.

Senzorii de presiune și temperatură amplasați în forajele de exploatare și conservare și în lacul Ochiul Mare au indicat prezența unui acvifer sub presiune cu o mișcare ondulatorie a suprafeței piezometrice regizată de succesiunea ciclurilor hidrologice și de exploatarea zăcământului. Amplitudinea anuală a acestei oscilații este de cca 2,5 m și se înregistrează în toate sondele susținând ideea unui acvifer unic.

Prezența ciclurilor hidrologice la originea oscilațiilor suprafeței piezometrice a acviferului termal este evidențiată de corelațiile strânse dintre hidrograful suprafeței piezometrice și seriile de debite ale hidrografelor cursurilor superficiale. Impactul amplitudinii debitului de exploatare a zăcământului este evidențiat de informațiile oferite de evoluția conductivității electrice a apelor pompatе.

În ultimile decenii debitarea liberă a apelor din forajele de exploatare a dus la scăderea continuă a nivelului piezometric al acviferului termal. Primul semnal de alarmă privind micșorarea potențialului de debitare al surselor a fost tras în anul 1985, declinul lui devenind vizibil pentru toată comunitatea începând cu anul 2012, odată cu deteriorarea severă a cadrului natural al ariei protejate Ochiul Mare.

În toate sondele din zona Felix-1 Mai (colector cretacic) și din zona Oradea (colectoare cretacic și triasic), trendul pe termen lung al suprafeței piezometrice este brodat cu oscilații ritmice semidiurne cu amplitudini de până la 20 cm produse de marea terestre. Ele prezintă valori maxime în perioade-

le cu Lună nouă și Lună plină și minime în primul și ultimul pătrar,

Seriile orare de cote ale suprafeței piezometrice au fost corectate pentru eliminarea sarcinii barometrice și analizate folosind Fast Fourier Transform pentru evidențiere prezenței oricărei frecvențe periodice.

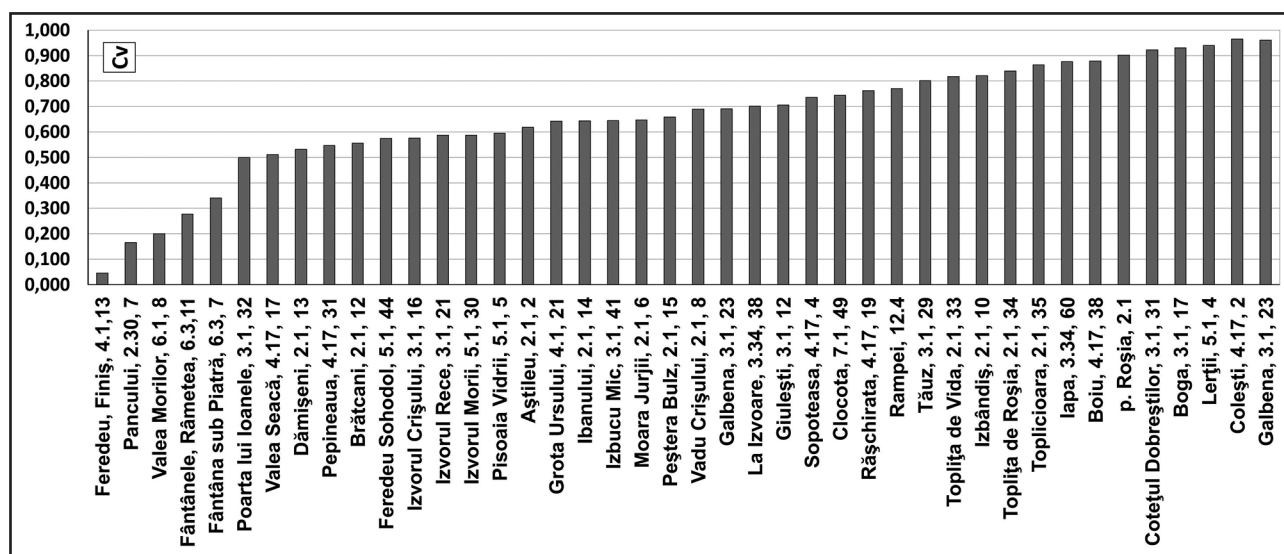
Prelucrările au ilustrat prezența componentelor mareice în toate sondele evidențindu-se prin valoarea mare a valorilor Fourier componentele M2, principal lunară semidiurnă și K1, lunar-solară diurnă, componente specifice acviferelor sub presiune. Ele au valorile maxime pe aliniamentul forajelor F1PSC-4087-Balint-4011, asimilat aflurilor maxime de ape termale, aliniament cu o transmisivitate ridicată impus de falile sistemului Velența.

Periodicități datorate mareelor terestre se remarcă și în seriile de temperaturi ale apelor pompatе.

ZĂCĂMÂNTUL TERMAL DE LA GEOAGIU BĂI

Apele termominerale din sudul Munților Metaliferi sunt manifestări ale aureolei generate de un magmatism tânăr pleistocen timpuriu asociat reactivării faliei crustale Sud Transilvane, evidențiat în zonă prin corpul andezitic Măgura Uroiului cu o vârstă de numai 1,6 Ma.

Zăcământul de ape termale Geoagiu Băi, situat în extremitatea estică a Insulei cristaline Rapolt, este format din două acvifere suprapuse separate de un orizont impermeabil cretacic superior gros de 16-48 metri, absent pe alocuri: în bază un acvifer termal de tip fisural-carstic, sub presiune,



Ierarhizarea surselor carstice cercetate din Munții Apuseni după valoarea coeficientului Cv. (Numele sursei este urmat de numărul hărții în care ea apare și de numărul ei pe harta respectivă.)

localizat în calcare cristaline paleozoice, (acviferul primar sau principal), iar la partea superioară un acvifer freatic, localizat în depozite cuaternare constituite din travertine, aluviuni, turbă și mълuri negre depuse într-un mediu lacustru, termalizat de apele primul acvifer ascensionale pe fracturi, (acviferul secundar).

Apele acviferului termal primar au o temperatură maximă de 32,4°C, sunt sub presiune cu nivelul piezometric situat cu cca 2,5-6 m deasupra terenului. Senzorii de presiune și temperatură introduși în sursele de ape termale din acviferul primar indică o interferență hidrodinamică puternică și imediată între ele. Nivelul lui piezometric prezintă oscilații anuale sezoniere regizate de regimul precipitațiilor.

Apele acviferului termal carstic sunt exclusiv hidrogenercarbonatate-calcice-magneziene, cu reziduu sec la 180°C puțin peste limita cu apelor oligominerale, (500 mg/l). Reziduu sec la 180°C al apelor este situat între 600 și 720 mg/l. Apele termale au conținuturi de CO₂ dizolvat situate în vecinătatea limitei de 250 mg/l, valoare acceptată ca limită între apele plate și carbogazoase.

Apele termale au depus în timp cantități mari de hidrogenercarbonați de calciu care au format un platou de travertin dezvoltat la est de stațiunea balneară. Probe de rocă recoltate din peretele nordic al carierei Geoagiu analizate la Laboratorul de geocronologie al Universității New Mexico din SUA au indicat o vârstă de 482.163±40.565 ani, sugerând existența activităților termale începând încă di Pleistocenul Mediu.

BAZINUL NEOGEN AL BORODULUI are o adâncime maximă de 500-600 m în extremitatea estică și un fundament cu depozite carbonatice la suprafața lui. Prezența apelor termale în fundamentul Bazinului Borodului a fost identificată prin sonda 4784 Tileagd care a deschis calcarele din fundament pe intervalul 1509-2168, debitând apă cu o temperatură de 56°C. Sonda 4785 Aleșd debitează apă termală de 44°C din calacarele și dolomitele deschise în intervalul 674-1028 m.

BAZINUL NEOGEN AL ZARANDULUI este un bazin cu adâncime maximă a fundamentului preneogen situată la cca 1700 m în zona Răpsig-Aldești. Litologia suprafeței fundamentului este cunoscută numai în zona Cărand unde este reprezentată prin

conglomerate și gresii cuarțitice permieni. Forajul 4660 săpat aici a indicat o temperatură de 53°C în talpă și lipsa unor aporturi importante de ape. Izvoare cu ape termale apar la Cărand, Buteni și Laz, iar ape minerale carbogazoase sunt debitate de forajele săpate la Mocrea.

IERARHIZAREA SISTEMELOR CARSTICE

Coefficientul de variație al seriilor temporale de debite, Cv, este un indicator global care ilustrează gradul de organizare al sistemelor carstice, modul de alimentare, transport și descărcare al apelor unui acvifer carstic. El reprezintă raportul dintre deviația medie și media aritmetică a unei serii anuale de debite medii zilnice.

În figura alăturată prezentăm o ierarhizare a unor sisteme carstice cercetate din Munții Apuseni pe baza coeficientului Cv. Prin ape de o calitate foarte bună, asociate valorilor mici ale Cv, se remarcă izbulcul Feredeș de la Finiș, izvorul Pancului de la Remeți și sursele care descarcă acviferul sub presiune din fundamentul depresiunii Râmetea, situată la vest de Piatra Secuiului.

DICȚIONAR DE TERMENI

Acvifer carstic, AC. Terenuri cu ape subterane cu o curgere de tip carstic. Pe verticală în AC se disting zonele nesaturată și saturată. La limita superioară a primei zone este posibilă prezența unui acvifer epicarstic.

Zona nesaturată (sau de infiltrație). Acviferul carstic prezintă două modalități diferite de infiltrație, neexistente la alte acvifere: una rapidă, prin ponoare, și una lentă de tip difazic, care creează rezerve de apă și în care CO₂ dizolvat în apa de ploaie provoacă o disoluție importantă.

Zona saturată (denumită și zona inundată sau zona înecată) este partea acviferului carstic cu cea mai dezvoltată organizare. Rețeaua ierarhizată de conducte asigură funcția transmisivă a acviferului carstic, iar microfisurile și porii din matricea necarstificată a rocii, împreună cu golurile carstice conectate la drenaj prin zone cu pierderi mari de sarcină (sisteme anexe drenului), determină funcția capacitivă a acestuia.

Contrar acviferelor poroase și fisurate, acviferul carstic este supus unei evoluții morfologice datorită disoluției rocii și evacuării sarcinii dizolvate de către scurgerea subterană. Această evoluție modifică considerabil caracteristicile sale hidroge-

ologice inițiale, fapt care conduce la existența unui ansamblu continuu de acvifere carstice, de la un pol original simplu, poros sau fisurat, până la un pol unde structura curgerii este foarte evoluată, redusă la un singur dren.

Analiza corelatorie și spectrală, ACS, (JENKINS, WATTS, 1968), BOX, JENKINS (1976), PAPOULIS (1964), PRIESTLEY (1981), este o metodă de estimare a parametrilor care permite caracterizarea funcționării sistemelor studiate. Intoduse în hidrogeologie de YEVJEVICH (1969) și dezvoltată în domeniul hidrogeologiei carstice în special de către MANGIN (1981).

Folosirea analizei corelatorii și spectrale necesită serii temporale neîntrerupte și cu durate identice de precipitații și debite. Ea descrie la început structura seriilor de timp (cu componente aleatorii și periodice, tendințe etc.), iar apoi stabilește forma hidrografului unitar și în final atrage atenția asupra multipleror relații dintre intrări și ieșiri.

Analiza în domeniul temporal - analiza corelatorie. Corelograma simplă, sau funcția de autocorelare, traduce dependența evenimentelor între ele pentru intervale de timp din ce în ce mai mari, permițând caracterizarea efectului memorie al procesului studiat. Un proces aleatoriu, sau din contra, unul bine structurat, va fi marcat printr-o descreștere mai mult sau mai puțin rapidă a corelogramei. Cu cât un eveniment, surprins la un moment dat, are o influență pe termen lung, cu atât corelograma sa va avea o descreștere mai lentă. Aplicată la serii de debite din sisteme diferite, ea arată importanța relativă și rolul regulator al rezervelor globale ale sistemului. Numărul de zile necesar pentru descreșterea corelogramei la valori inferioare sau egale cu 0,2, definește „efectul memorie”, fiind un indicator de inerție al sistemului.

Analiza în domeniul frecvențial – analiza spectrală. Spectrul de densitate de varianță, exprimă componentele seriilor de timp în domeniul frecvențial. Valori mari ale frecvenței în jurul valorii zero indică existența unei tendințe. Prin împărțirea valorii maxime a spectrului la 2, se obține timpul de regularizare. El caracterizează durata de influență a unui impuls unitar asupra sistemului, deci lungimea răspunsului impulsional. Fiecare pik indică prezența unor fenomene periodice. Frecvența de la care valorile devin neglijabile, este cunoscută ca frecvență de tăiere (f). Peste aceasta, în do-

meniul frecvențelor înalte, spectrul indică numai prezența zgomotului de fond. Cu cât frecvența de tăiere este mai mică, cu atât sistemul este mai inert, deci mai puțin carstificat.

Corelograma încrucișată. Dacă semnalul de intrare este un fenomen cvasi aleatoriu și sistemul este linear și invariant, corelograma încrucișată reprezintă răspunsul impulsional al sistemului. Răspunsul la un impuls „ploaie”, a cărui intensitate medie este considerată ca unitară, poate fi asimilat hidrografului unitar, această funcție devenind un estimator esențial al calității de drenare și a importanței rezervelor.

Bf - indicele scurgerii de bază. Raportul între debitul minim lunar al celei mai secetoase luni din an și debitul mediu anual.

„*Carstul este mediul în care, ca urmare a fenomenelor de dizoluție, apare o morfologie constituită esențial din goluri cu o anumită organizare*”, (MANGIN, 1994).

Coeficientul de variație al seriilor temporale de debite, Cv, (I. ORĂȘEANU, 2010), este raportul între deviația medie și media unei serii anuale de debite medii zilnice. El variază între 0 și 1, valorile mari indicând izvoare cu o mare variabilitate a debitelor, asociate sistemelor carstice foarte dezvoltate, cu o organizare bună a curgerii subterane. Valorile mici indică situații opuse. Ele pot fi întâlnite de asemenea la izvoarele care descarcă sisteme carstice sub presiune cu alimentare constantă pe contur (ex. din cursuri superficiale). Valoarea coeficientului Cv este de asemenea dependentă de constituția litologică a versantului necarstic (pentru sisteme binare), de prezența lacurilor subterane cu volume mari de apă, de conductivitatea hidraulică a umpluturii golurilor subterane și de regimul precipitațiilor, ultima mențiune fiind susținută de prezența unei corelații bune între coeficientul Cv și varianța ploilor. Cv este un indicator global care ilustrează gradul de organizare al sistemelor carstice, modul de alimentare, transport și descărcare al apelor acestora. Valorile mici ale Cv, (sub 0,4), traduc în general surse cu ape de bună calitate, care nu se tulbură, prezintă variații reduse ale debitelor și compoziției chimice.

Conductivitatea electrică. Stabilirea evoluției în timp a mineralizației apei unei surse se realizează prin măsurarea conductivității ei electrice, CE, parametru ușor de obținut pe teren și cu o mare reproductibilitate.

Urmărirea evoluției CE a apelor izvoarelor carstice din mai multe zone din Munții Apuseni, (Padiș-Galbena, Ghețar, Stîna de vale, Moneasa, etc), s-a realizat cu măsurători sistematice in situ făcute la intervale de 2-7 zile și cu senzori de înregistrare continuă a CE. Pentru fiecare sursă cercetarea s-a derulat pe minimul un ciclu hidrologic și a evidențiat aspecte importante privind atât modul de variație sezonieră a amplitudinii acestui parametru, cât și nivelul de omogenizare al valorilor CE. Prelucrarea datelor obținute a furnizat informații importante privind gradul de structurare al sistemelor carstice.

Distribuția pe parcursul unui an a mărimii valorii CE a apei unui izvor carstic este influențată de numeroși factori dintre care amintim: ● distribuția și intensitatea precipitațiilor care cad pe suprafața sistemului carstic. Apele provenite din precipitații au CE foarte mică, 20-40 $\mu\text{S}/\text{cm}$, și infiltrarea lor în acvifer produce scăderea CE, ● modul de realizare a infiltrației, (difuz sau punctual prin ponoare), ● tipul sistemului carstic, (unar sau binar), ● ponderea diferitelor tipuri de ape care participă la alimentarea izvorului, ● timpul de rezidență al apelor în subteran.

În condiții meteo obișnuite evoluția anuală a CE a unui izvor carstic se derulează astfel: ● vara CE crește ușor ca urmare a scăderii precipitațiilor, a creșterii timpului de rezidență a apelor în subteran evidențiată și de scăderea lentă a debitelor. Perioadele ploioase sunt marcate de micșorarea CE a apei la sursă. ● Ploile de toamnă produc scăderea CE prin aporturi de ape slab mineralizate. ● Iarna, lipsită de infiltrații datorită reținerii precipitațiilor în stratul de zăpadă, se traduce prin creșterea lentă a CE ca urmare a perioadei lungi de stocare a apelor în subteran. Debitul sursei se reduce uneori drastic, iar apele din sistemele anexe au un tranzit foarte lent însoțit de mineralizarea lor puternică. ● Primăvara, impulsul creat de sarcina hidrolică suplimentară provenită din topirea zăpezilor în zona de alimentare a acviferului produce inițial expulzarea apelor carstice profunde, mineralizate. Valoarea CE prezintă acum o creștere importantă urmată de o scădere prelungită cauzată de sosirea la sursă a apelor slab mineralizate provenite din topirea zăpezilor și din ploile de primăvară.

Acumulările importante de ape din Munții Apuseni sunt localizate în calcarele și dolomite

și prezintă ape de tip Ca-CO_3 , $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-CO}_3$ sau $\text{Mg}(\text{Ca})\text{-CO}_3$, cu CE de 300-450 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Rocile carbonatice se dezvoltă între pachete mari de gresii cuarțitice sau roci eruptive, roci care afloră pe suprafețe extinse în cadrul sistemelor carstice binare. Acviferele localizate în aceste roci necarstice, (gresii cuarțitice și roci eruptive), sunt de tip fisural, au ape de tip Ca-CO_3 , cu mineralizații scăzute cu CE de până la 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Scurgerea superficială formată pe aceste roci alimentează sistemul carstic cu ape slab mineralizate, CE= 30-80 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Acviferele fisurale susțin scurgerea de bază în perioadele de etiaj.

În vestul Munților Bihor debutul topirii zăpezilor însoțit de evacuarea din acvifere a apelor puternic mineralizate se produce în medie în lunile aprilie-mai. În anul 2012 mineralizația apei izbului Boga a început să crească la 4 mai, (pag. 103), iar în anul următor creșterea CE a apei izbului Galbena a debutat la 29 aprilie, (pag. 104). Creșterile CE au durat cca o lună.

În cazul acviferelor carstice exploatate prin pompare cu foraje, evoluția naturală a CE este influențată în sensul creșterii aportului de ape din zonele de alimentare ale acviferului, mai slab mineralizate.

Curbele de frecvență a CE evidențiază gradul de structurare al acviferelor și se realizează prin distribuția pe clase de frecvență a CE a apei surselor pentru un ciclu hidrologic. Ele stabilesc frecvența de apariție a fiecărei clase, (M. BAKALOWICZ, 1982).

Distribuția plurimodală a CE a apelor izvoarelor este caracteristică sistemelor carstice bine structurate cu un dren principal funcțional care transmite nealterat la sursă semnalul din zona de infiltrație, sisteme care facilitează apele cu istorii geochemice proprii din zona de alimentare a sistemului să ajungă rapid la izvor fără o omogenizare semnificativă cu apele înmagazinate în sistemele anexe ale acviferelor carstice. Acviferele poroase și fisurate nu posedă o organizare a drenajului, caracterele geochemice ale apelor de infiltrație se vor omogeniza, iar distribuția valorilor CE este unimodală.

Curba de distribuție a CE evidențiază diferențele de comportament ale acviferelor poroase, fisurale și carstificate, este amprenta lor hidrogeologică. Curbele de distribuție furnizează o imagine a modalităților de alimentare a zonei saturate, iar

întocmirea lor pentru un ciclu hidrologic sau o viitură permite definirea certă a gradului de dezvoltare a carstului funcțional din acest acvifer.

Curbele de distribuție a CE întocmite pentru izvoarele care descarcă ape din sisteme carstice importante din Munții Apuseni indică o distribuție plurimodală a claselor de CE cu evidențierea generală a două maxime produse prin sosirea separată la sursă a apelor provenite din rocile carbonatice, mai mineralizate, și din cele fisurate, din gresii și roci eruptive, mai diluate, pag. 104 și 119.

Difluența carstică de bazin, (I. ORĂȘEANU, A. IURKIEWICZ, 1982, I. ORĂȘEANU, 1985), reprezintă divizarea disponibilului de apă al unui bazin hidrografic, ca urmare a prezenței unei captări parțiale, între o fracțiune infiltrată care alimentează o scurgere subterană dirijată în afara bazinului hidrografic propriu și o fracțiune care își continuă, permanent sau temporar, scurgerea superficială în aval de captare. Noțiunea de suprafață de difluență are o conotație hidrologică, în constituția ei putând intra atât terenuri carstice cât și versantul necarstic. **Suprafețele de difluență** fac parte integrantă din sistemul carstic la a cărui alimentare participă prin fracțiunea infiltrată. Evaluarea volumelor de apă cu care acestea participă la alimentarea sistemului se face pe criterii hidrologice, iar debitul scurs în aval de sectorul de captare se consideră ca ieșire din sistem.

Epicarst, zonă epicarstică. Partea superioară a zonei nesaturate a acviferului carstic. Are de obicei câțiva metri grosime, poate fi acoperită sau nu de o cuvertură de sol, este alterată, cu o porozitate ridicată (de obicei 5 la 15%) și o permeabilitate mare. Este fracturată datorită relaxării eforturilor tectonice acumulate la punerea în loc a rocilor carbonatice, fiind deosebit de favorabilă proceselor de alterare și carstificare. Poate stoca volume importante de apă. **Acviferul epicarstic** are o porozitate și o conductivitate hidraulică semnificativ mai mari decât substratul (porozitate 1-2%) și joacă un rol fundamental în intensificarea schimburilor cu biosfera și alimentarea zonei saturate. Apele din zona epicarstică au o curgere preponderent orizontală.

Hidrograful debitelor izvoarelor. (DROQUE, 1963, FORKASIEWICZ & PALOC, 1965, MIJATOVIC, 1967, MANGIN, 1975, PADILLA et al., 1994, Kresic, Stevanovic, 2010. Acviferele carstice prezintă în general caracteristici extrem de heterogene și în consecință, datele cantitative

obținute din anumite puncte ale sistemului prin pompări sau marcări cu trasori sunt reprezentative numai pentru zone restrânse situate în apropiere și pot fi rareori extrapolate la întregul acvifer. În schimb, hidrograful debitelor izvoarelor prezintă răspunsul întregului acvifer la precipitații și poate fi utilizat pentru caracterizarea hidrogeologică a acestuia.

Interpretarea hidrografului debitelor surselor carstice din perioada de recesiune furnizează informații importante privind modul de curgere din interiorul masivului carstic. Forma hidrografului este influențată atât de mărimea acviferului carstic, de extinderea și constituția litologică a bazinului versant necarstic (în cazul sistemelor carstice binare), de modul de producere al infiltrației în zona nesaturată, cât și de caracteristicile curgerii în zona saturată, zonă în care apele sunt antrenate în paralel, într-o curgere rapidă, desfășurată pe o rețea de conducte (drenuri), și una lentă sau difuză, desfășurată prin porii, fisurile și jointurile de stratificație din matricea rocii, lărgite sau nu de ape.

Curba de recesiune, (de secare, epuizare), este definită ca partea descrescătoare a hidrogramei. α este coeficientul de recesiune, de dimensiuni $[T^{-1}]$ și reprezintă panta drepte de secare în coordonate semilogaritmice. Fizic, α este legat de pierderea de sarcină suferită de scurgerea de bază (în absența infiltrației); cu cât α este mai mic, cu atât pierderile de sarcină sunt mai importante, fapt ce antrenează relaxarea evacuării maselor de apă din zona saturată.

Bazat pe constatarea existenței unei legături strânse între funcționarea și constituția carstului, MANGIN (1975), a propus o definiție a trăsăturilor constituente ale sistemelor carstice plecând de la analiza funcționării lor hidrodinamice. În această clasificare, acviferul este definit plecând de la două criterii: forma primei părți a curbei de recesiune, curba de scădere rapidă a debitelor și importanța carstului înecat. Clasificarea sistemelor carstice se face pe baza a două variabile, i și k , prima reprezentând valoarea funcției scăderii rapide a debitelor după viitură, iar k estimează importanța carstului înecat prin calcularea puterii reguloare a acviferului, ca raport între volumul dinamic maxim obținut în timpul celei mai lungi perioade de epuizare observată și volumul anual mediu tranzitat în cursul aceleiași perioade.

Plecând de la reprezentarea în graficul $i-k$ a unor sisteme carstice studiate detaliat din p.d.v.

hidrogeologic și speologic, diferite ca funcționare hidrodinamică și constituție, Mangin a împărțit graficul menționat în mai multe domenii, (vezi fig. 2.11), reprezentând principalele tipuri de sisteme carstice, astfel: (I). $k < 0,1$; $i < 0,25$ – sisteme foarte carstificate în aval, cu rețele speologice foarte dezvoltate; (II). $0,1 < k < 0,5$; $i < 0,25$ – sisteme foarte carstificate în amonte, care debușează în aval într-un carst înecat larg dezvoltat (cazul sistemelor în evoluție); (III). $k < 0,5$; $0,25 < i < 0,5$ – sisteme mai carstificate în amonte decât în aval cu întârzieri în alimentare, datorate fie terenurilor necarstice, fie unei cuverturi nivale importante; (IV). $k < 0,5$; $i > 0,5$ – domeniul sistemelor complexe.

n_v – **indicele de variație al debitelor**. Raportul dintre debitele medii zilnice maxime și minime înregistrate pe parcursul unui an.

Sistemul carstic, SC, reprezintă domeniul (de suprafață și subteran) drenat de o sursă carstică sau un grup de surse carstice interconectate hidrologic. În cadrul SC sunt incluse atât terenurile carstice caracterizate în principal prin prezența unei scurgeri subterane de tip carstic, (acviferul carstic), cât și terenurile necarstice a căror scurgere participă în totalitate sau parțial, prin fenomene de difluență de bazin, la alimentarea aceleiași unități de drenaj. SC formate în exclusivitate din terenuri carstice se numesc sisteme carstice unare și se suprapun acviferelor carstice, iar cele care includ și terenurile necarstice care participă la alimentarea lor se numesc sisteme carstice binare. În această ultimă situație sistemul carstic este mai mare decât acviferul carstic.

Abordarea sistemică și funcțională a carstului folosește sistemul carstic ca unitate de referință și este bazată pe studiul relației intrare-ieșire (MANGIN, 1983, 1984). Metoda folosește seriile temporale de debite și de ploii extinse pe o perioadă de minimum un ciclu hidrologic. Cu cât aceste serii sunt mai lungi, cu atât rezultatele sunt mai bune. Pentru o interpretare sugestivă a parametrilor calculați, este necesară considerarea unei clasificări de referință, formată din patru sisteme carstice, simple și foarte bine studiate, (MANGIN, 1994). În această clasificare, fiecare tip a fost definit folosind patru parametri: - „efectul memorie”, obținut din corelogramă, furnizează unele informații despre valoarea rezervelor, precum și despre extinderea drenajului subteran; - frecvența de tăiere, care descrie efectul de filtrare al acviferului; - timpul de regularizare, definit prin durata răs-

punsului impulsionar (hidrograful unitar); - forma răspunsului impulsionar al sistemului, obținută din corelograma încrucișată.

Clasificarea sistemelor carstice pe baza interpretării rezultatelor ACS se etalează între două extreme. Pe de o parte un sistem carstic cu un acvifer perfect drenat, neinerțial, fără memorie și fără rezerve, cu un efect memorie redus, o modificare nesemnificativă a impulsului ploaie și o durată scurtă a răspunsului impulsionar (tipul „Aliou”). Hidrograful unitar este ascuțit și puțin etalat. Acest tip de acvifer este caracteristic sistemelor foarte carstificate, care dispun de o structură funcțională. Pe de altă parte, la polul opus, se situează sistemele slab drenate și inerțiale (de tip „Torcal”), cu memorie (și rezerve) importantă, bandă spectrală foarte îngustă, durată mare a răspunsului impulsionar (timp de regularizare de 70 zile). Forma hidrografului unitar este rotunjită și etalată. Acest tip este caracteristic sistemelor fisurate și puțin carstificate. Intre cele două extreme, au fost incluse două tipuri de sisteme carstice cu proprietăți intermediare (tipurile „Baget” și „Fontestorbes”).

Suprafață endoreică, suprafață drenată în totalitate în subteran. Cursurile de apă (dacă există) nu au legătură la suprafață cu rețeaua hidrografică periferică, tributară mărilor și oceanelor.

Trasorii hidrologici sunt substanțe care se introduc în mod deliberat în sistemele acvifere cu scopul determinării distribuțiilor lor spațiale și temporale, deci implicit pentru stabilirea unor parametri hidrodinamici sau a unor caracteristici ale mediului (E. GAȘPAR, 1994, E. GAȘPAR, I. ORĂȘEANU, 1987, W. KASS, 1998). Ei trebuie să fie ușor detectabili și măsurabili la diluții ridicate; să lipsească sau să fie în concentrații foarte reduse în mediul traversat; să nu interacționeze fizic, chimic sau biologic cu mediul traversat; să aibă o stabilitate foarte mare; să aibă aceiași funcție de răspuns (distribuție a duratelor de tranzit prin sistem) ca și a mediului traversat, deci să-și conserve masa (să fie conservativ), starea și proprietățile inițiale; prin degradare să nu rezulte produse toxice; ieftini și ușor de găsit pe piață.

Principalele categorii de trasori sunt: radioactivi (tritiu, Iod-131, Brom-82, Clor-38, Cobalt-60); activabili (substanțe detectate și măsurate folosind tehnica analizei prin activare cu neutroni. Iod, Brom, Indiu, disprosiu, Lantan); chimici (NaI, Na₂Cr₂O₇, NaCl, KCl, NaNO₃); fluorescenți (flu-

oresceina, uranina, rodamina, agenți de albire optică etc.).

Fluoresceina. În anul 1871, A. V. BAEYER, câștigătorul premiului Nobel pentru chimie în anul 1905, a descoperit fluoresceina prin amestecarea resorcinolului și a anhidridei ftalice în proporție moleculară 2:1, folosind clorura de zinc drept catalizator. Formula chimică: $C_{20}H_{10}O_5$. Fluoresceina se prezintă sub formă de cristale roșii, solubile în apă la 20°C numai până la 0,05 g/l. Este foarte solubilă în alcool și eter. Fluorescența puternică a fluoresceinei anionice, solubilitatea ei mare în apa cu săruri alcaline, limita de detecție scăzută, interacțiunea modestă cu acviferul și prețul favorabil, o recomandă de peste o sută de ani ca traserul de neînlocuit în testele de trasări.

Uranina (acid yellow). Formula chimică: $C_{20}H_{10}Na_2O_5$. Extincția maximă: 491 nm (absorbția principală), 322 nm (maximum secundar), fluorescența maximă: 512 nm. Solubilitatea în apă (20°C): >600 g/l, insolubilă în benzen, petrol, ethyl acetat; foarte solubilă în propanol, 1-butanol, acetonă: 10 g/l în etanol la temperatura camerei.

De multă vreme, sarea sodată a fluoresceinei, vândută și cunoscută sub denumirea de uranină, este preferată pentru aceste teste. Cristalele de uranină sunt de culoare roșie închisă, nefluorescente. Diluate puternic în apă ele disociază în cationi de sodiu și anioni de uranină, ultimii fluorescenți. Gradul de disociere este influențat de pH-ul soluției, maximum de fluorescență fiind atins la valoarea pH-ului de 8,5. În soluții neutre (pH=7,0), fluorescența reprezintă doar 80% din valoarea înregistrată la pH=8,5, iar la pH=5, aceasta scade la 20%. Influența pH-ului asupra fluorescenței soluției de uranină este reversibilă. Testele efectuate în apele acide (ex. mlaștini) au dat rezultate negative, uranina trecând în forma cationică, nefluorescentă și absorbabilă. La pH neutru, fluorescența maximă a uraninei este la 512 nm, această valoare depinzând însă de sensibilitatea instrumentului de măsurare și de concentrația soluției.

Agenții oxidanți puternici, în special cei utilizați ca dezinfectanți în purificarea apelor (dioxidul de clor, clorul și ozonul), distrug uranina, motiv pentru care la stațiile de tratare a apelor, probele de apă pentru detectarea uraninei se vor recolta în amonte de acestea.

Lumina distruge uranina dizolvată. Cantitatea de uranină dintr-o soluție inițială de 1 μg/l, expusă la lumina zilei, se reduce la 0,2 μg/l în 12 zile

dacă aceasta se păstrează în sticle de culoare maro și se descompune complet după 7 zile în sticle transparente.

Uranina nu este absorbită de mineralele argiloase. Soluțiile cu uranină traversează rocile care conțin aceste minerale fără scăderea concentrațiilor în colorant, uranina putând fi asumată ca un traser quasi ideal.

Pentru mărirea stabilității fluorescenței probelor recoltate, este indicat ca măsurarea lor să se facă la pH 10, prin adăugarea de EDTA. Fluoresceina are spectru de excitație maxim la 491 nm și spectru de emisie maxim la 512,5 nm, iar sensibilitatea fluorimetrelor performante ajunge până la $10^{-12,5}$.

Rodamina B este un tetraetil clorhidrat de rodamină, cu formula $C_{28}H_{31}O_3Na_2Cl$. Este un colorant cationic, de culoare roșu aprins, puternic reținut de către argile, coloizi și suspensii, ca de altfel de orice material. Pentru acest motiv, probele de apă în marcările efectuate cu rodamină se recoltează numai în flacoane de sticlă. Se dizolvă în apă (20 g/l), metanol pur (800 g/l), acid acetic (400 g/l), acetonă (95 g/l); Spectru de excitație maxim - 555 nm, spectru de emisie maxim - 582 nm. Vizibilă în soluții apoase până la concentrații de $10^{-6} \dots 10^{-7}$ g/cm³. Concentrație minimă detectabilă în laborator - 10-11g/cm³.