CONSTANTIN RUSU

MASIVUL RARĂU

Studiu de geografie fizică

EDITURA ACADEMIEI ROMÂNE

București, 2002

Copyright © Editura Academiei Române, 2002.
Toate drepturile asupra acestei ediții sunt rezervate editurii.

Adresa: **EDITURA ACADEMIEI ROMÂNE**
Calea 13 Septembrie, nr. 13, sector 5
P.O. Box 5 – 42, RO – 76117
București, România
Tel.: 401-411 90 08; 401-410 32 00
Fax:401-410 34 48
E-mail: edacad@ear.ro
Internet: http://www.ear.ro

Redactor: DOINA ARGEȘANU
Culegere text: LILIANA GHERCIU
Tehnoredactor: MIHAI CIPRIAN MĂRGĂRINT
Cartografia: CONSTANTIN RUSU
Editare imagini: MIHAI CIPRIAN MĂRGĂRINT
Coperta: ȘTEFAN KOCSIS

Bun de tipar: 8 martie 2002 Format: 16/70 x 100,
Coli de tipar: 26 + 14 pliante
C.Z. pentru biblioteci mari: 91 (498:234.42 - 11)
C.Z. pentru biblioteci mici: 91
I.S.B.N.: 973–27–0888–3

Imprimat în România

MASIVUL RARĂU
Studiu de geografie fizică

THE RARĂU MASSIF
A Study in Physical Geography

CUPRINS

PREFAȚĂ (NICOLAE BARBU) 7

1. INTRODUCERE 13
   1.1. Scopul şi obiectivele lucrării 13
   1.2. Aşezare geografică şi limite 14
   1.3. Istoricul cercetărilor 18

2. GEOLOGIA 21
   2.1. Istoricul cercetărilor geologice 21
   2.2. Stratigrafia şi alcătuirea litologică 23
   2.3. Tectonica 34
   2.4. Considerații petrografice 38

3. RELIEFUL 45
   3.1 Aspecte morfografice şi morfometrice 45
   3.2. Tipurile genetice şi formele de relief 57
   3.3. Procesele geomorfologice actuale şi tendința evoluției reliefului ... 107

4. CLIMA 123
   4.1. Istoricul cercetărilor climatice 123
   4.2. Metodologia de cercetare 124
   4.3. Factorii genetici ai climei 126
   4.4. Caracterizarea principalelor elemente şi fenomene climatice 129
   4.5. Regionarea climatică şi topoclimatică 186

5. APELE 193
   5.1. Rețeaua hidrografică 194
   5.2. Apele subterane 207

6. FLORA ŞI VEGETAȚIA 213
   6.1. Istoricul cercetărilor asupra florei şi vegetației 213
   6.2. Considerații generale. Evoluția şi succesiunea florei şi vegetației 214
   6.3. Flora 218
   6.4. Vegetația 220
   6.5. Productivitatea naturală şi importanța economică a vegetației 226

7. FAUNA 235

8. SOLURILE 239
8.1. Procese pedogenetice şi principalele lor forme de manifestare în Masivul Rarău 239
8.2. Dinamica principalelor elemente chimice cu semnificaţie pedogenetică 258
8.3. Distribuţia unor microelemente în solurile Masivului Rarău 259
8.4. Distribuţia spaţială şi însuşirile solurilor din Masivul Rarău 262
8.5. Raionarea pedogeografică a Masivului Rarău 329
8.6. Concluzii pedogeografice 335

9. PROBLEME ALE OCROTIRII NATURII 337
9.1. Consideraţii generale 337
9.2. Rezervaţii forestiere 337
9.3. Rezervaţii floristice 342
9.4. Rezervaţii geologice, paleontologice şi de relief 344
9.5. Alte rezervaţii 348

10. REGIONAREA FIZICO–GEOGRAFICĂ A MASIVULUI RARĂU 351
10.1. Consideraţii generale 351
10.2. Prezentarea subunităţilor fizico–geografice 355

11. CONCLUZII 381

BIBLIOGRAFIE 387

ABSTRACT 399

CONTENTS 419

PREFAŢĂ

Cartea de faţă vine să încununeze, la un nivel indiscutabil superior, o bogată literatură beletristică şi ştiinţifică asupra acestui masiv muntos. De aici şi întrebarea logică: „De ce Rarăul, alături de Ceahlău, este printre cei mai frecvent vizitaţi şi mai des pomeniţi munţi ai Moldovei"?. Ca unul care am cunoscut îndeaproape acest masiv încă de pe vremea când studiam „Obcinele Bucovinei", cu care Rarăul se învecinează la nord, consider că răspunsul, aparent complex, poate fi simplificat la cele două tentaţii majore pe care le exercită: turistică şi ştiinţifică. De altfel, cele două direcţii sunt complementare, căci o delimitare netă, cel puţin în cazul de faţă, devine arbitrară. Nu poţi să fii în preajma unor obiective turistice ca „Pietrele Doamnei", „Peştera Liliecilor", „Cheile Zugrenilor" etc., fără să meditezi asupra motivaţiei lor ştiinţifice. Şi asta pentru că Rarăul este o „carte deschisă", un „muzeu în natură", deopotrivă atractiv şi instructiv pentru turişti şi pentru cercetători în ale ştiinţei, chiar dacă accentul este pus pe un aspect sau altul.

* * *

Desigur că iniţial a prevalat latura turistică, percepţia anticipând explicaţia. Din acest punct de vedere, Rarăul este favorizat de multitudinea şi splendoarea obiectivelor sale naturale, de urmele şi însemnările trecutului legendar şi istoric sau de excepţionalele producţii artistice şi spirituale ale populaţiei din interiorul şi din împrejurimile sale. Căci natura şi omul s-au înfrăţit aici într-o multimilenară existenţă, Rarăul fiind pentru dacii liberi şi mândrii lor continuatori de astăzi un „templu" de veneraţie, un „calendar" al manifestărilor zilnice şi sezoniere, plastic surprins de Geo Bogza, când afirmă că: „Soarele răsare şi apune pe Rarău, norii se adună sau se împrăştie de pe Rarău, Moldova şi Bistriţa curg de pe o parte şi de cealaltă a Rarăului, turmele urcă sau coboară de pe Rarău". El surprinde faptul că „Rarăul reprezintă dimensiunea fundamentală a lumii, latura cosmică a vieţii şi istoriei" pentru populaţia din zonă.

Evidenţierea acestor minunate obiective şi intrarea lor în circuitul turistic naţional şi mondial ar fi avut de suferit dacă Rarăul nu ar fi fost avantajat de poziţia sa geografică şi de accesibilitatea reliefului său pentru toate categoriile de turişti.

Situat între tronsoanele de văi transversale şi adânci, ale Moldovei la nord şi Bistriţei la sud, Rarăul beneficiază de două mari căi de tranzit transcarpatic dintre Moldova, pe de o parte, Transilvania şi Maramureş pe de altă parte. Acestea sunt de altfel şi principalele căi de acces spre masiv, dotate cu artere rutiere modernizate şi de importanţă naţională în ambele cazuri, plus o mult frecventată arteră feroviară, ce dublează pe cea rutieră, din partea nordică (respectiv din lungul Culoarului depresionar transversal nord–carpatic: Bârgău – Dorna Mestecăniş – Valea Moldovei). Oraşul Câmpulung Moldovenesc şi satul Pojorâta la nord, Cabana Zugreni şi satul Chiril la sud, ca puncte de plecare spre interiorul Rarăului, dispun de suficiente şi agreabile spaţii de cazare, aprovizionare şi divertisment. Cele două principale căi de acces, nordică şi sudică, sunt secondate de şeaua şi valea Izvorul Giumalăului, ce separă acest masiv de cel al Giumalăului de la vest, şi de valea Şandrului – bazinul superior (Gemenea–Slătioara) al pârâului Stulpicani, ce delimitează Rarăul de Obcinele Voroneţului de la est, asigurând astfel accesul, auto şi/sau pietonal, dinspre toate punctele cardinale.

Relieful Rarăului, avantajează turismul prin altitudinea sa de munte mijlociu, lipsit de creste alpine şi prăpăstii ameţitoare, pretabil deci escaladării cu eforturi moderate. De reţinut şi forma sa generală de cupolă, de masiv izodiametric pe flancurile căruia se scurg radiar – divergent numeroase pâraie, captate la poale de văile care îl limitează. Dar, privit la o scară mijlocie, Rarăul poate fi asemuit cu o cetate de piatră, o fortăreaţă naturală, la care centura apelor periferice (Moldova cu Izvorul Giumalăului şi pârâul Şandru, apoi Bistriţa cu pâraiele Colbu şi Chiril), văi cu altitudinile cele mai joase (600–800 m) ce joacă rol de şanţ exterior, urmat spre interior de un inel de măguri şi muncei (Cocorul, Bodea, Runcu, Măgura, Adam şi Eva, Munceii Rarăului, Bâtca Neagră, Dealul Toancelor, Arşiţa, Bâtcile Slătioarei, Şandru) cu înălţimi mijlocii (1000–1300 m) şi cu rol de val exterior de apărare, după care, prin intermediul unor înşeuări sau depresiuni interioare, se înalţă abrupt bastionul central, abordabil totuşi atât pe văiugile torenţiale, cât şi pe contraforturile împădurite, până se ajunge pe platoul superior la cca 1500 m, luminos, odihnitor, în mijloc cu Motelul Rarău (1520 m) şi dominat pe alocuri de culmi domoale cu pajişti subalpine (Vf. Rarău 1651 m, Todirescu) sau stânci ruiniforme de o sălbatică frumuseţe (Pietrele Doamnei 1634 m, Popii Rarăului 1628 m), Piatra Şoimului, Piatra Zimbrului ş.a. Efortul urcuşului este răsplătit de admirabilele privelişti oferite de masivul în sine şi de împrejurimi, fapt ce a prilejuit renumitului geograf Victor Tufescu să-i atribuie apelativul de „Tirolul Bucovinean".

Tot de poziţia sa dominantă în regiune, şi îndeosebi de marele drum transcarpatic ce trece pe la poalele sale nordice (pe valea Moldovei), se leagă

multe legende şi evenimente istorice din trecutul Moldovei, care măresc farmecul turistic al Rarăului. El a fost martorul multor migraţii de populaţii estice în drumul lor spre apus, la loc de frunte situându-se invazia tătarilor din 1241, al cărei traseu este presărat cu numeroase toponime ca „Drumul Tătarilor", „Vârful Tătarca", „Bâtca Tătărcii, „Valea Tătarca", „Poiana Tătarului" etc. A fost martorul trecerii voievozilor descălecători şi întemeietori ai statului feudal Moldova, Dragoş şi Bogdan, primul fiind rămas în legendă prin vânătoarea de zimbri şi topicul de „Moldova". A urmărit organizarea în vecinătatea sa, încă din secolul al XII-lea, a acelui „Ocol al Câmpulungului", un fel de „republică" de care aminteşte Dimitrie Cantemir, în fond o uniune prefeudală de obşti săteşti, ce stăpânea pământul în devălmăşie şi se bucura, chiar şi în timpul statului feudal Moldova, de o anumită autonomie în drepturi şi privilegii, dar care a dispărut după anexarea Bucovinei de către imperiul austriac (1775). A privit trecerea spre şi dinspre Transilvania a voievodului Petru Rareş, oferind chiar adăpost temporar coconilor şi prea luminatei sale doamne Elena, în amintirea căreia poporul a denumit „Pietrele Doamnei" stâncile la baza cărora legenda spune că ea a îngropat „toate odoarele ţării" spre păstrare în perioada pribegiei dintre prima şi a doua domnie a soţului său. A consemnat şi trecerea pe aici a domnitorului Moldovei Mihail Racoviţă, care, în 1717, la întoarcerea dintr-o campanie victorioasă în Transilvania, a dispus ridicarea unui obelisc omagial pe valea Moldovei în amonte de Vama, existent şi cunoscut şi astăzi sub numele de „Stâlpul lui Vodă". A asistat la aducerea de colonişti germani pentru exploatări miniere sau forestiere, ce au întemeiat noi aşezări pe valea Moldovei (Gura Putnei, Prisaca Dornei) ori s-au adăugat la cele existente (Gura Humorului, Moldoviţa, Câmpulung, Pojorâta, Fundu Moldovei, plus Iacobeni şi Cârlibaba pe valea Bistriţei). A fost martor al răscoalei sătenilor din satele fostului Ocol al Câmpulungului împotriva stăpânirii habsburgice (1805) şi al altor răscoale ce au culminat cu revoluţia din 1848, când Câmpulungul a fost (alături de Rădăuţi şi Suceava) unul dintre importantele centre revoluţionare ale Bucovinei. A fost teatrul unor importante lupte din primul război mondial, dovadă urmele de fortificaţii de pe platoul Rarăului, şi a participat vibrant la actul unirii Bucovinei cu ţara din 1918. Sunt acestea doar spicuiri din tumultoasa istorie medievală şi modernă a Moldovei, la care Rarăul a participat direct sau a privit cu patriarhală înţelegere de la înălţimea-i dominantă.

Un loc aparte al spiritualităţii Rarăului şi împrejurimilor îl constituie vechea şi intensa viaţă monahală, ale cărei lăcaşuri, locuri de permanentă reculegere şi de adăpost în vremuri de restrişte, sunt astăzi obiective turistice de prim interes pentru vizitatori. Astfel, legenda spune şi istoria nu contestă că, în Poiana Sihăstriei (nume edificator) de la poalele nordice ale masivului (950 m),

Petru Rareş a ctitorit în 1541, pe locul unui vechi schit, Mănăstirea Rarău, ce a durat sute de ani înainte de a intra în paragină, amintirea ei fiind continuată de un stâlp cu cruce de piatră până ce, în ultimii ani ai secolului al XX-lea, câmpulungenii au ridicat o nouă mănăstire de călugări. Un alt aşezământ monahal, înfiinţat cu călugări de la vechea mănăstire a Sihăstriei, a fost şi este Schitul Rarău (bisericuţă şi construcţii anexe), amplasat într-o frumoasă poiană din „dosul" muntelui (1025 m), respectiv în bazinul pârâului Chiril, de pe versantul sudic (bistriţean) al Rarăului. Este cazul să amintim aici şi de vestitele mănăstiri din vecinătate (Voroneţ, Humor, Moldoviţa, Sucevita) care – datorită vechimii, expresivităţii artistice a picturilor exterioare şi mesajului lor filozofic – sunt incluse de UNESCO între capodoperele universale şi care sunt vizitate cu evlavie şi admiraţie de orice turist, român sau străin, în trecere prin această parte a României.

Dar interesul turistic este captat în egală măsură de creaţiile populare artistice, etnografice şi folclorice, zămislite îndelung cu talent şi sensibilitate pentru frumos. Nimic din ce natura locului a pus omului la îndemână nu a rămas nevalorificat cu gust şi măiestrie. Impresionează fericita îmbinare a meşteşugurilor utilitare cu arta încrustărilor şi decoraţiunilor pietrei şi lemnului, cele două materii prime de bază, prin care ni se demonstrează că civilizaţia pietrei şi lemnului sunt superioare, funcţional şi estetic, civilizaţiei betonului şi sticlei. Habitatul uman este satisfăcut nu numai în latura materială ci şi în cea psiho–sentimentală. Orice turist prin Rarău şi împrejurimi se convinge că fiecare localitate, fiecare gospodărie – începând cu uneltele de muncă, continuând cu casa şi mobilierul ei, cu anexele, porţile, fântânile, gardurile şi terminând cu aranjamentele florale – se constituie în veritabile tentaţii de vieţuire, de muncă cinstită şi tihnă reconfortantă, de puritate morală, de evadare cel puţin temporară din haosul marilor oraşe. Acest mod de viaţă predominant naturistă, satisfăcută de tipul de economie binară, forestieră şi pastorală, lasă timp liber producţiilor artistice, reflectate în prelucrarea blănurilor şi pieilor, a ţesăturilor şi cusăturilor, a costumelor naţionale de o rară inventivitate şi frumuseţe, a încondeierii ouălor şi confecţionării obiectelor de artizanat, ca şi în datinile, obiceiurile şi alte producţii folclorice de o recunoscută autenticitate şi de mare atracţie turistică.

Toate aceste obiective, oferite de natura şi omul Rarăului şi a regiunii pe care o polarizează, conturează un fond turistic de excepţie, ce poate satisface toate categoriile de turism: de drumeţie (itinerant), de sfârşit de săptămână (week–end) sau de timp mai îndelungat (sejur), inclusiv de pescuit, vânătoare şi alte ramuri sportive.

* * *

Cartea intitulată „Masivul Rarăului", elaborată de profesorul Constantin Rusu de la Departamentul de Geografie al Universităţii „Al.I.Cuza" din Iaşi, este cea mai cuprinzătoare şi mai competentă analiză a cadrului natural din acest important masiv muntos al Carpaţilor Orientali de pe teritoriul României, o mult aşteptată „Monografie fizico–geografică a Rarăului". Ea răspunde tuturor exigenţelor ştiinţifice în domeniu, inclusiv acelor turişti din mass–media care doresc o cunoaştere mai aprofundată a semnificaţiei unora sau altora dintre numeroasele obiective naturale ale Rarăului.

Valoarea cărţii este rezultanta unor îndelungate şi pertinente cercetări şi cartări de teren, urmate de multiple analize de laborator sau prelucrări matematico–statistice, şi finalizate prin judicioase interpretări factoriale şi geografic–integratoare, care, dublate de o stilizare captivantă, fac ca Rarăul să devină „seducător" şi sub aspect ştiinţific.

Este de apreciat cu cât discernământ a selectat autorul orice sursă bibliografică, cu câtă migală a pătruns în intimitatea fiecărui component al mediului geografic, intuindu-l atât ca entitate concretă cât şi ca subsistem, urmărindu-l apoi în modul de integrare şi exprimare în peisajul geosistemic al Rarăului, satisfăcând astfel, pe de o parte aspectul ştiinţific fundamental, pe de altă parte pe cel metodologic al interconexiunilor sistemice. Dacă asupra unora dintre componenţi (geologic, climatic, biotic), autorul s-a consultat îndeaproape cu/sau, pentru a nu greşi, a antrenat în colaborare reputaţi specialişti din aceste domenii (de unde tot respectul nostru pentru spiritul de înaltă responsabilitate profesională), geografizarea acestora şi faptul că studiul aprofundat al celorlalţi componenţi: relieful, apele şi solurile îi aparţine în întregime şi în premieră pentru Rarău, denotă nivelul superior de originalitate al acestei lucrări.

Întregul demers al cercetării factorilor de mediu, cu modul lor individual de manifestare, dar şi cu carenţele, recomandările practice şi soluţiile tehnice pentru remediere prin care se asigură caracterul aplicativ al cercetării, este folosit de autor în capitolul final „Regionarea fizico–geografică a Masivului Rarău", capitol de excelentă calitate şi deplină originalitate. Dacă în capitolele anterioare este de admirat capacitatea de analiză factorială a cercetătorului, de această dată admirăm puterea de sinteză a dascălului, care reuşeşte să ne prezinte, cu didactică claritate, locul Rarăului în sistemul taxonomic geografic al Carpaţilor, imaginea de ansamblu prin care Rarăul se personalizează în spaţiul Carpaţilor Orientali şi diversitatea peisajului său la nivel de district şi subdistrict. Este meritul incontestabil al autorului că, într-un masiv relativ izolat şi deci cu un presupus avansat grad de omogenitate, reuşeşte, cu scrupulozitatea-i recunoscută, să diferenţieze un număr impresionant de subunităţi fizico–geografice, fiecare

convingător motivate prin specificul peisajului, importanței economice și potențialului turistic.

Nu putem omite nici capitolul de „Ocrotirea naturii", cu atât mai mult cu cât Rarăul, tot mai intens solicitat de turiști, este expus deteriorării mediului său ambietal, cu consecințe negative asupra economiei agro-silvice și, de ce nu, chiar turistice. Autorul ne demonstrează însă că Rarăul, cu excepția unor mici enclave mai afectate, se bucură încă de un patrimoniu natural generos, între altele și datorită unui număr important de rezervații ce conservă ecosisteme sau rarități din toate domeniile naturii (forestiere, floristice, zoologice, geologice, paleontologice, geomorfologice), unele cu valoare de unicat în țară și peste hotare. Este și motivul pentru care domnul Constantin Rusu face o argumentată pledoarie de decretare a întregului masiv drept spațiu ocrotit sub numele de „Parcul Natural al Rarăului", statut pe care noi îl considerăm întru totul îndreptățit.

Așadar, suntem în fața unei lucrări de aleasă ținută academică, ce ne prezintă Rarăul în contextul genezei și evoluției sale paleogeografice până la realizarea configurației sale actuale, cu întregul său cortegiu de peisagii, rezervații și obiective de înaltă atracție științifică și turistică, totul trecut prin filtrul deontologiei profesionale și responsabilității civice. Dacă la acestea mai adăugăm logica structurării conținutului, „clasică" în schema ei conceptuală dar consistent susținută prin metode și mijloace instrumentale „moderne" de estimare, bogatul și expresivul material ilustrativ, exprimarea adecvată conținutului pentru a fi inteligibilă și pentru cei mai puțin familiarizați în domeniu, ne convingem că suntem în posesia unei lucrări de mare valoare teoretică și de larg interes pentru cercetătorii avizați.

Conștient de valoarea științifică a cărții și de utilitatea ei în organizarea economică, inclusiv turistică, a teritoriului studiat, o recomand cu căldură tuturor celor ce, într-o formă sau alta, au tangență cu domeniul fundametal al științelor naturii, specialiștilor implicați în latura productivă a rezultatelor științifice fără a altera echilibrul ecosistemic și calitatea mediului ambiant acestui spațiu montan, tuturor celor interesați de frumusețile acestei capodopere a naturii care este Rarăul.

Prof. univ. dr. Nicolae Barbu
Universitatea „Al. I. Cuza" Iași

1. INTRODUCERE

1.1. SCOPUL ȘI OBIECTIVELE LUCRĂRII

Parte componentă a teritoriului carpatic, Masivul Rarău (județul Suceava) oferă o gamă foarte largă de aspecte ale cunoașterii pentru cercetători geologi, geomorfologi, climatologi, botaniști și silvicultori, pedologi, dar și pentru mulți alți specialiști în științele geonomice și cele tehnice. Această regiune montană a fost îndelung și intens cercetată sub aspectul majorității elementelor cadrului natural (îndeosebi sub raport geologic) și i s-au dedicat ample studii privitoare la unele componente ale mediului (stratigrafie și tectonică, silvicultură, relief), însă până astăzi nu s-a elaborat nici o lucrare de sinteză fizico-geografică, deși secvențial, multe aspecte particulare au fost amplu sau sintetic tratate, cu o competență desăvârșită, de către diverși specialiști în domeniu. Pe de altă parte, complexitatea fenomenelor și diversitatea opiniilor lasă permanent loc de interpretări, cel puțin plauzibile, cât și unor variate modalități de abordare sau, de ce nu, chiar și unei noi raportări a problematicii în discuție la complexitatea mediului geografic.

Prin studiul elaborat încercăm să oferim o imagine unitară asupra unei regiuni cu o îndelungată și complexă evoluție paleogeografică, la care se adaugă alcătuirea geologică complexă și relieful variat, în care elementele structural-tectonice, litologice, morfologice și fito-pedo-climatice, care asamblându-se divers și intercondiționându-se reciproc, au generat un complex montan, armonios în diversitate, cu o serie de particularități ce îl individualizează în raport cu unitățile vecine. De asemenea, pe baza aspectelor elementelor de interferență și continuitate, am încercat să stabilim locul acestei regiuni în ansamblul Carpaților Orientali, ca și raporturile față de unitățile înconjurătoare.

Dacă, la acest nivel de ierarhizare (unitate de ordinul VI în ansamblul carpatic românesc), în cazul Masivului Rarău se poate vorbi și de subordonare regională (ansamblul Giumalău-Rarău, care se integrează Munților Bistriței mijlocii), majoritatea componentelor cadrului natural pledează însă pentru unitate teritorială și individualitate fizico-geografică, puse în evidență de o serie de trăsături specifice.

Prin structura și conținutul acestei lucrări – concepută ca un studiu de geografie fizică – ne-am propus să reliefăm, la nivelul cunoștințelor actuale, personalitatea geografică distinctă a unui teritoriu relativ restrâns, dar care aduce în peisajul carpatic o autentică notă de unicitate și care, în ultimul secol, a suscitat un mare interes din partea specialiștilor. În același timp, s-a încercat tratarea unor capitole în viziune ecologică, în vederea sprijinirii demersului economic actual, sub impactul presiunii antropice asupra teritoriului, dar și îngrijorați de tendința cvasigenerală de înrăutățire a calității mediului.

Structurarea informației și conținutul științific s-au realizat de o manieră „clasică", în cadrul a zece capitole, utilizând metodele tradiționale dar și cele moderne, pe baza unui consistent material faptic și a unui foarte bogat fond de date. Pe lângă reliefarea punctelor de vedere afirmate în literatura de specialitate, a conceptelor și concepțiilor din geografia românească, s-au exprimat și puncte de vedere proprii, cu precădere în planul problematicii geografice de mare actualitate și de interes practic. Conținutul lucrării se bazează, în cea mai mare parte, pe cercetări științifice personale, cu numeroase campanii de teren pentru fiecare capitol în parte, dublate de o activitate specifică de laborator (analize geochimice și pedologice), de sinteză, prelucrare și interpretare a datelor (relief, floră și vegetație, sol).

Conținutul fiecărui capitol cuprinde tratarea sintetică a problematicii majore, iar punctele de vedere aduse în discuție sunt personale, fără a avea pretenția de a epuiza toate aspectele care se pretează la interpretări diferite. Pentru fiecare parte a lucrării s-a încercat rezolvarea în teren a controverselor prin implicarea specialiștilor din domenii stricte de activitate sau din științe conexe (geologi, geomorfologi, climatologi, botaniști), evitând (pe cât posibil) ambiguitățile și erorile inerente în cazul unui demers de asemenea factură. Pe de altă parte, după tratarea aspectelor științifice, la finele fiecărui capitol s-au abordat și probleme cu caracter practic, aplicativ, cu referință directă la rocile și substanțele minerale utile, problemele de bilanț morfogenetic, potențialul utilizabil al energiei eoliene și hidrice, bonitarea și favorabilitatea ecologică a pajiștilor etc. În tratarea unor capitole au existat situații care au necesitat realizarea unor regionări ale componentelor fizico–geografice (tipuri de climat și topoclimate caracteristice, asamblaj pedogeografic, diferențieri floristice etc.), în vederea stabilirii criteriilor pentru regionarea fizico–geografică a teritoriului. Pe baza elementelor „cheie" și a particularităților acestui ansamblu montan s-au formulat o serie de concluzii care încearcă să surprindă individualitatea masivului în peisajul Carpaților Orientali și aspectele comune cu ale unităților vecine.

Lucrarea de față s-a realizat într-un timp mai îndelungat (poate chiar prea lung), dar în cadrul fiecărui capitol în parte s-a pornit de la surprinderea esenței proceselor și fenomenelor, urmărindu-se importanța acestora în cadrul ansamblului, la care se adaugă relevanța lor în peisaj. În acest scop, a fost necesar un timp îndelungat, corespunzător derulării campaniilor de teren (cartarea pedologică, geomorfologică etc.), în vederea obținerii fondului de date climatice și hidrologice, cât și pentru întocmirea materialelor cartografice. Din toate acestea a rezultat o complexă abordare fizico–geografică, concepută într-o viziune unitară, integratoare, cât și o sumă de concluzii utile în plan științific și aplicativ.

1.2. AȘEZARE GEOGRAFICĂ ȘI LIMITE

Masivul Rarău este situat în partea central–nordică a Carpaților Orientali. Din punct de vedere morfostructural, regiunea face parte din zona cristalino–mezozoică a Carpaților Orientali, fiind situată la marginea estică a acesteia, unde îmbracă forma unui sinclinal.

În evoluția gândirii geografice românești s-au cristalizat mai multe concepte privitoare la regionarea geografică a teritoriului țării, fără însă a se ajunge la o concluzie unitară. După *Monografia geografică a R. P. R., Geografie fizică* (1960), Rarăul aparține districtului central din ținutul Carpaților Orientali de Nord, subprovincia carpatică a provinciei central–europene. Sintezele mai noi *(Geografia României*, vol. III, 1987), utilizează gradațiile matematice pentru definirea și ierarhizarea unităților și subunităților de relief, exprimate prin ordine, cu ajutorul cărora se realizează o mai clară ordonare și transpunere pe hartă a acestora. Conform acestui sistem, **Rarăul** constituie o unitate de relief de *ordinul VI*, ce aparține **Munților Giumalău–Rarău** (*ordinul V*), din cadrul **Munților Bistriței** (*ordinul IV*), **Carpații Moldavo–Transilvani** (grupa centrală) (*ordinul III*), a **Carpaților Orientali** (*ordinul II*), din cadrul **Carpaților Românești** (*ordinul I*). Această concepție a fost avansată de *V. Mihăilescu* (1963), continuată de *Al. Roșu* (1980) și susținută în *Geografia României*, vol. III, 1987.

I. Sîrcu (1971) separă în cadrul munților cristalini din Carpații Orientali o subunitate a *munților klipelor calcare*, cu trei sectoare, Rarăul fiind inclus în cel nordic.

În toate lucrările de regionare fizico–geografică a Carpaților Orientali se pornește de la câteva caracteristici esențiale cum ar fi: prezența unor fâșii morfostructurale majore, paralele, orientate nord–sud; existența unor bombări largi în alternanță cu afundări axiale, cu urmări clare în diferențierea altimetrică a reliefului; evidențierea unor particularități ale componentelor cadrului natural, în special ale ansamblajului fito–pedo–climatic.

În ceea ce ne privește, considerăm că parametrul ce dă unitate marilor ansambluri montane este *funcționalitatea și fizionomia peisagistică* și nu neapărat totalitatea formelor de relief. La nivel regional, pentru ierarhizarea geosistemică de rang superior se pune accent pe menținerea unei anumite eterogenități, dar la nivel inferior legitatea de bază rămâne raportul intim dintre componentele sistemului, între care unele capătă un rol polarizator, ceea ce imprimă anumite caractere specifice.

Pe aceste criterii, Rarăul constituie o subunitate montană cu o funcționalitate geosistemică bine definită, prin comparație cu unitățile de același rang (Masivul Giumalău, Munții propriu-ziși ai Bistriței). La un nivel superior de ierarhizare, Masivul Rarău poate fi inclus Munților Bistriței, având în vedere criteriul esențial al divizării morfostructurale longitudinale. De aceea, nu putem fi de acord cu *D. Tudose* (1974) care, reluând unele idei mai vechi, include Masivele Giumalău și Rarău la Munții Bistriței, oferindu-le același rang de mărime ca ale unor subunități de relief din respectiva regiune. Oricât de important ar fi criteriul structural, acesta nu poate substitui toate celelalte elemente care formează asamblajul fizico–geografic, cu trăsături definitorii și caractere specifice în regiunea de care ne ocupăm.

Pentru stabilirea limitelor Masivului Rarău s-au luat în considerare toate aspectele peisajului geografic. În unele cazuri, limitele asupra cărora ne oprim nu trebuie înțelese ca linii de demarcație netă, pentru că, de cele mai multe ori, unele aspecte proprii ale cadrului natural se continuă și dincolo de aceste limite, fiind elemente general valabile ale regiunilor muntoase (*N. Barbu*, 1976). În acest context, până la un punct, delimitarea unui teritoriu are un caracter convențional, limitele trebuind considerate ca *zone de discontinuitate geografică relativă* (*V. Mihăilescu*, 1963).

Pe trei direcții (nord, est și vest) limitele Masivului Rarău nu pun probleme deosebite, fiind acceptate de majoritatea specialiștilor (vezi harta așezării geografice și limitelor).

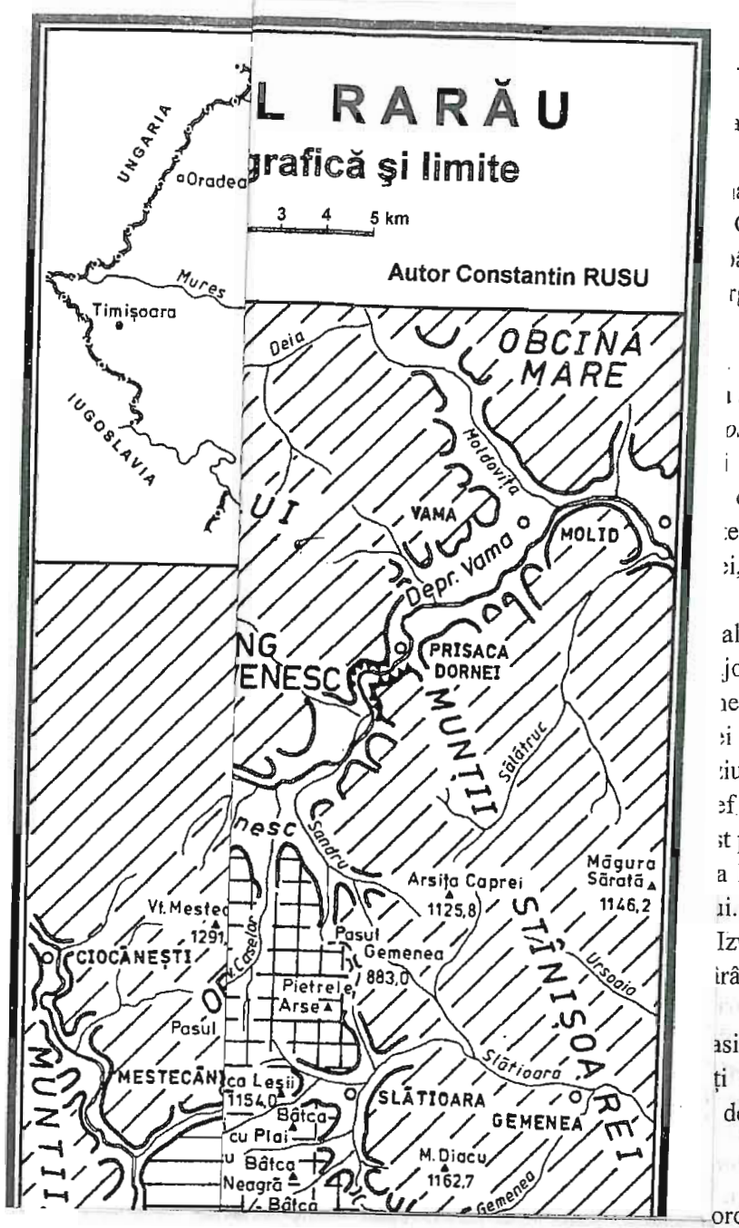
Limita nordică este cea mai clar conturată. *V. Mihăilescu* (1936, 1963, 1969) conferă ariei mai coborâte: Bârgău – Dorna – Mestecăniș – Valea Putnei – Valea Moldovei – Gura Humorului o valoare de importantă limită transversală (la nivelul Carpaților Orientali), marcată de o puternică lăsare axială. Această *arie de discontinuitate geografică relativă* separă Carpații Maramureșului și Bucovinei (Beskido–Maramureșeni) de Carpații Moldavo–Transilvani.

Spre nord, Masivul Rarău vine în contact cu Obcinele Bucovinei, în lungul văii Moldova, între localitatea Pojorâta și confluența cu pârâul Șandru. Între aceste puncte, valea Moldovei cuprinde două sectoare depresionare, Pojorâta și Câmpulung Moldovenesc, modelate în depozite marno–argiloase ale wildflișului și, respectiv, în litofaciesul șisturilor argiloase ale flișului intern. Sectoarele depresionare sunt despărțite de un segment de vale îngustă, cu aspect de defileu, săpat în formațiuni grezo–conglomeratice de Muncelu, (*Cheile Pojorâtei* sau *Defileul Pojorâta–Sadova*). Lungimea văii Moldovei între punctele extreme ale limitei nordice este de 16,45 km, iar altitudinea coboară de la 699 m la 594 m.

Asupra acestei limite nu există dubii, toți autorii menționând-o ca atare (*V. Mihăilescu*, 1936, 1963, 1969; *I. Sîrcu*, 1971; *D. Tudose*, 1974; *Al. Savu*, 1975; *N. Barbu*, 1976; *Al. Roșu*, 1980; *T. Morariu* și colab., 1980; *Valeria Velcea* și *Al. Savu*, 1982; ș.a.).

Limita de est comportă unele discuții. În această regiune, cristalinul de pe flancul estic al sinclinalului vine în contact cu flișul carpatic de-a lungul unei importante linii tectonice. Încă din 1899, *S. Athanasiu* arăta că limita dintre Munții Stânișoarei și Rarău trece *printr-o linie de depresiuni prin văile Slătioara și Gemenea*. După *V. Mihăilescu* (1963), limita estică este dată de *depresiunea de eroziune diferențiată Ostra*, iar *I. Ichim* (1979), alăturându-se părerilor anterioare, consideră drept limită *ulucul depresionar de înălțime Brăteasa–Gemenea–Slătioara, de origine tectono–erozivă.*

Deși în acest sector caracterul transversal al văilor importante este evident, există văi secundare sau sectoare de vale axate în lungul acestui culoar (ex. Valea Babei), iar punerea în evidență sub aspect morfologic a ulucului depresionar se datorează altitudinii mai pronunțate a aliniamentului de bâtci dolomitice de pe flancul estic al sinclinalului. Limita de est pornește din valea Șandrului, trece prin pasul Gemenea (883 m), urmărește Valea Babei, cursul superior al Slătioarei,



alea Hogea (afluent al

ari discuții. Sectorul Chiril marcând limita ârâul Aramei, Bistrița rgească brusc și să fie

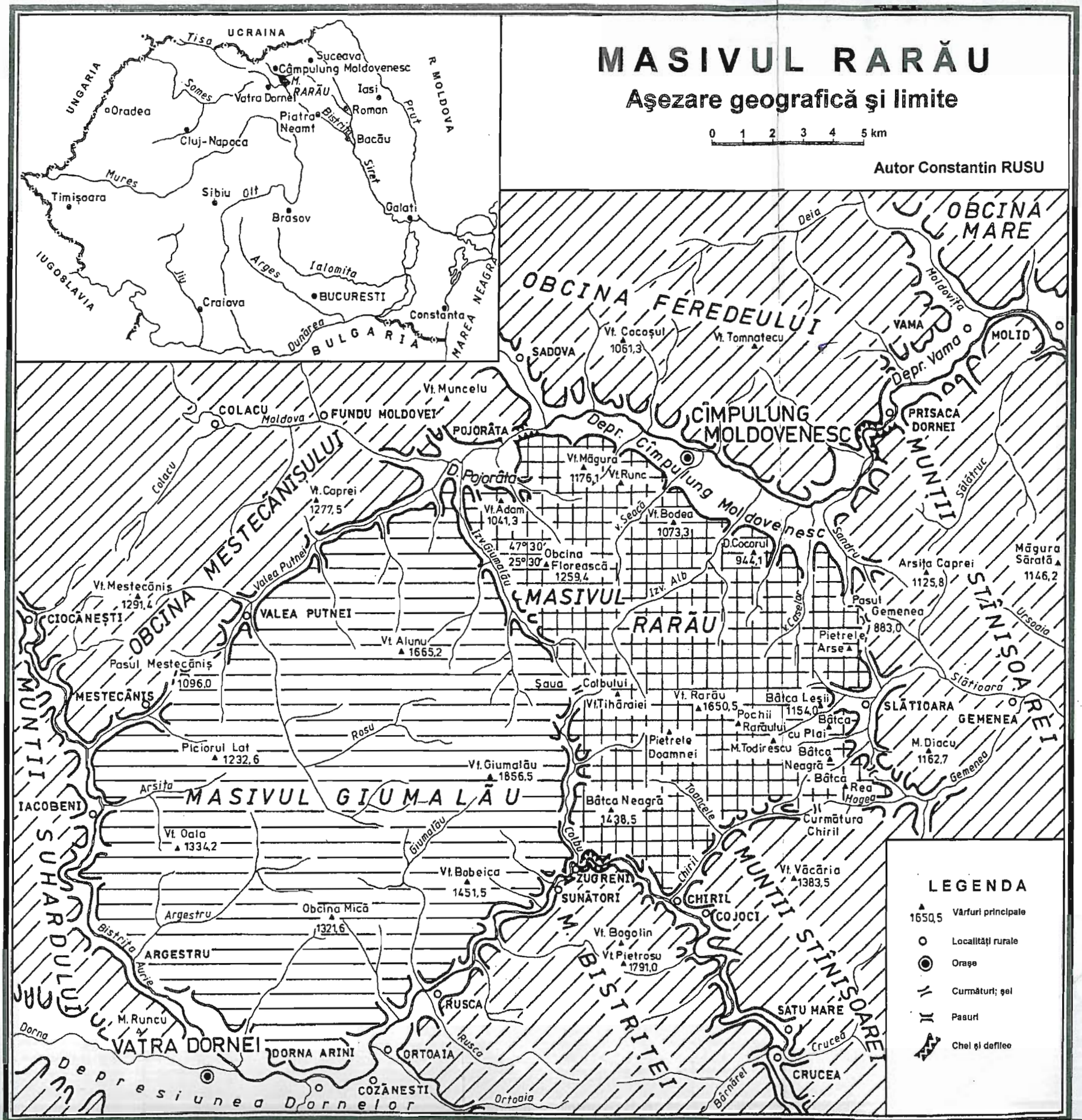
. opinia unor autori se continuă pe stânga ose (1974), include la unui *soclu cristalin* ceea ce ne privește, e din șisturi cristaline, i, constituie o unitate

alea Chiril, trece prin joritatea argumentelor entul menționat toate i marginale se reduc iunii selective, o bună f păstrându-se doar o t perimetru la *sectorul* a Munții Bicazului, în ii.

Izvorului Giumalăului, râul Colbu (afluent al

asivului Rarău, pe baza ți factori ai peisajului de regiunile din jur,

ord), valea Șandrului– ea (la sud) și Izvorul pus analizei este situat °32'32" (râul Moldova udinal, între 25°28'06" și 25°39'30" (Slătioara) imitele menționate este


MASIVUL RARĂU
Aşezare geografică şi limite
0 1 2 3 4 5 km
Autor Constantin RUSU
UCRAINA
UNGARIA
IUGOSLAVIA
BULGARIA
R. MOLDOVA
MAREA NEAGRA
Tisa
Somes
Mures
Olt
Jiu
Arges
Ialomita
Siret
Prut
Bistrita
Dunărea
Suceava
Câmpulung Moldovenesc
M. RARĂU
Vatra Dornei
Iasi
Roman
Piatra Neamt
Bacău
Oradea
Cluj-Napoca
Timişoara
Sibiu
Brasov
Galati
BUCURESTI
Craiova
Constanta
OBCINA MARE
OBCINA FEREDEULUI
Deia
Moldovita
VAMA
MOLID
Depr. Vama
SADOVA
Vt. Cocoşul 1061,3
Vt. Tomnatecu
Vt. Muncelu
COLACU
Moldova
FUNDU MOLDOVEI
POJORÂTA
CÎMPULUNG MOLDOVENESC
PRISACA DORNEI
Depr. Cîmpulung Moldovenesc
Vt. Măgura 1176,1
Vt. Runc
D. Pojorâta
Colacu
Vt. Caprei 1277,5
Vt. Adam 1041,3
Izv. Giumalău
47°30'
25°30'
Obcina Florească 1259,4
v. Seacă
Vt. Bodea 1073,3
D. Cocorul 944,1
Sandru
Sălătruc
MUNŢII STÎNIŞOAREI
Arsiţa Caprei 1125,8
Măgura Sărată 1146,2
Vt. Mestecăniş 1291,4
CIOCĂNEŞTI
OBCINA MESTECĂNIŞULUI
Valea Putnei
VALEA PUTNEI
MASIVUL RARĂU
Izv. Alb
v. Caselor
Pasul Gemenea 883,0
Ursoaia
Pietrele Arse
Vt. Alunu 1665,2
Pasul Mestecăniş 1096,0
MESTECĂNIŞ
Şaua Colbului
Vt. Tihăraiei
Vt. Rarău 1650,5
Bâtca Leşii 1154,0
Pochii Rarăului
Bâtca cu Plai
SLĂTIOARA
Slătioara
GEMENEA
Rosu
Piciorul Lat 1232,6
Pietrele Doamnei
M. Todirescu
Bâtca Neagră
M. Diacu 1162,7
Gemenea
Vt. Giumalău 1856,5
Arsiţa
MASIVUL GIUMALĂU
Bâtca Rea
Hogea
IACOBENI
Bâtca Neagră 1438,5
Toancele
Curmătura Chiril
Vt. Oala 1334,2
Giumalău
Colbu
Vt. Bobeica 1451,5
ZUGRENI
SUNĂTORI
Chiril
CHIRIL
COJOCI
Vt. Văcăria 1383,5
MUNŢII SUHARDULUI
Argestru
Obcina Mică 1321,6
Vt. Bogolin
Vt. Pietrosu 1791,0
M. BISTRIŢEI
MUNŢII STÎNIŞOAREI
Bistrita Aurie
ARGESTRU
RUSCA
SATU MARE
M. Runcu
Dorna
VATRA DORNEI
DORNA ARINI
ORTOAIA
Rusca
Crucea
CRUCEA
Depresiunea Dornelor
COZĂNESTI
Ortoaia
Bârnărel
LEGENDA
1650,5 Vârfuri principale
Localităţi rurale
Oraşe
Curmături; şei
Pasuri
Chei şi defilee

Pentru stabilirea limitel
aspectele peisajului geografic
trebuie înțelese ca linii de der
aspecte proprii ale cadrului r
elemente general valabile a
context, până la un punct, de
limitele trebuind considerat
(*V. Mihăilescu*, 1963).

Pe trei direcții (nord, e
deosebite, fiind acceptate
geografice și limitelor).

Limita nordică este
1969) conferă ariei mai cob
Valea Moldovei – Gura Hur
nivelul Carpaților Orientali)
discontinuitate geografică
(Beskido–Maramureșeni) de

Spre nord, Masivul R
văii Moldova, între localitat
puncte, valea Moldovei
Câmpulung Moldovenesc, r
respectiv, în litofaciesul
depresionare sunt despărțit
săpat în formațiuni grezo
Defileul Pojorâta–Sadova)
limitei nordice este de 16,4

Asupra acestei limit
(*V. Mihăilescu*, 1936, 1963
N. Barbu, 1976; *Al. Roșu*
Al. Savu, 1982; ș.a.).

Limita de est comp
flancul estic al sinclinalu
importante linii tectonice.
Stânișoarei și Rarău trec
Gemenea. După *V. Mihă*
eroziune diferențiată Ostr
consideră drept limită
Slătioara, de origine tecto

Deși în acest sector
există văi secundare sau
Babei), iar punerea în e
datorează altitudinii mai
flancul estic al sinclinalu
pasul Gemenea (883 m), urmărește Valea Babei, cursul superior a

curmătura din estul Muntelui Diacu (962 m) și sfârșește în valea Hogea (afluent al râului Gemenea).

Limita de sud este cea care comportă cele mai mari discuții. Sectorul sud–vestic este clar conturat, valea Bistriței între Zugreni și Chiril marcând limita cu Pietrosul Bistriței. Între confluențele cu valea Colbului și pârâul Aramei, Bistrița are un aspect tipic de vale în chei, pentru ca în aval să se lărgească brusc și să fie însoțită de terase.

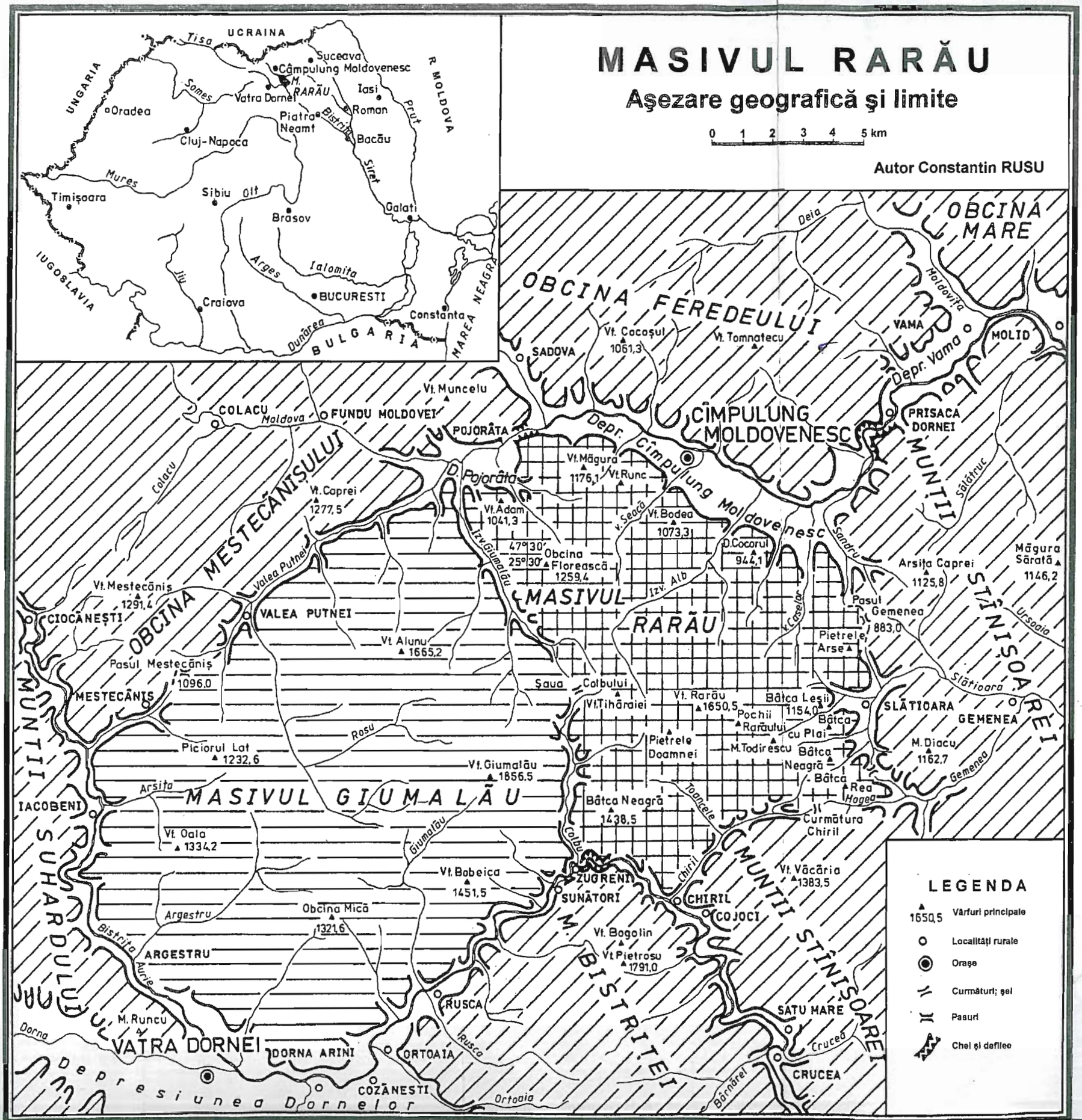
Situația se complică în partea sud–sud–estică. În opinia unor autori (*S. Athanasiu, M. David, D. Tudose, I. Ichim*), Masivul Rarău se continuă pe stânga Bistriței, până spre confluența cu pârâul Cotârgași. *D. Tudose* (1974), include la Munții Bistriței întreg acest ansamblu pe baza existenței unui *soclu cristalin comun, pe care se grefează forme de relief similare*. În ceea ce ne privește, considerăm că Munții Bistriței, alcătuiți în cea mai mare parte din șisturi cristaline, cu înălțimi ce depășesc cu mult pe cele din stânga Bistriței, constituie o unitate naturală de sine stătătoare.

Limita sudică asupra căreia ne-am oprit urmărește valea Chiril, trece prin Curmătura Chiril (1215 m) și sfârșește în valea Hogea. Majoritatea argumentelor pledează în favoarea acestei limite, căci la sud de aliniamentul menționat toate elementele structurale care iau parte la alcătuirea cuvetei marginale se reduc considerabil, iar ca urmare a manifestării diferențiate a eroziunii selective, o bună parte din depozitele mezozoice au fost îndepărtate, în relief păstrându-se doar o serie de klipe calcare izolate. *I. Sîrcu* (1971) încadrează acest perimetru la *sectorul mijlociu al klippelor calcare*, care ține de la Rarău până la Munții Bicazului, în timp ce *V. Mihăilescu* (1963) îl denumește Munții Grebenului.

Limita vestică nu comportă discuții deosebite. Cursul Izvorului Giumalăului, înșeuarea accentuată (1295 m) de la Fundul Colbului și pârâul Colbu (afluent al Bistriței) constituie limita dintre Rarău și Giumalău.

Structura geologică și tectonica foarte complicată a Masivului Rarău, pe baza cărora se grefează forme de relief specifice, cât și ceilalți factori ai peisajului geografic, individualizează net această unitate muntoasă de regiunile din jur, conferindu-i unicitate și personalitate proprie.

Masivul Rarău se întinde între valea Moldovei (la nord), valea Șandrului–Pasul Gemenea–Slătioara (est), văile Bistrița–Chiril–Hogea (la sud) și Izvorul Giumalăului–Colbu (la vest). Între aceste limite, teritoriul supus analizei este situat între 47°23'47" (confluența pârâului Chiril cu Bistrița) și 47°32'32" (râul Moldova la Câmpulung Moldovenesc) latitudine nordică, iar longitudinal, între 25°28'06" (confluența Izvorului Giumalăului cu Moldova, la Pojorâta) și 25°39'30" (Slătioara) longitudine estică. Suprafața totală a Masivului Rarău între limitele menționate este de 164,35 km².


MASIVUL RARĂU
Aşezare geografică şi limite
0 1 2 3 4 5 km
Autor Constantin RUSU
UCRAINA
UNGARIA
IUGOSLAVIA
BULGARIA
R. MOLDOVA
MAREA NEAGRĂ
Tisa
Somes
Mures
Olt
Jiu
Arges
Ialomita
Dunărea
Prut
Siret
Bistrita
Suceava
Câmpulung Moldovenesc
M. RARĂU
Vatra Dornei
Iasi
Roman
Piatra Neamt
Bacău
Oradea
Cluj-Napoca
Timişoara
Sibiu
Brasov
Galati
BUCURESTI
Craiova
Constanta
OBCINA MARE
OBCINA FEREDEULUI
Deia
Moldovita
VAMA
MOLID
Depr. Vama
SADOVA
Vf. Cocoşul 1061,3
Vf. Tomnatecu
Vf. Muncelu
COLACU
Moldova
FUNDU MOLDOVEI
POJORÂTA
CÎMPULUNG MOLDOVENESC
PRISACA DORNEI
Depr. Cîmpulung Moldovenesc
Vf. Măgura 1176,1
Vf. Runc
D. Pojorâta
Colacu
Vf. Caprei 1277,5
Vf. Adam 1041,3
Vf. Bodea 1073,3
v. Seacă
D. Cocorul 944,1
Sandru
Sălătruc
MUNŢII STÎNIŞOAREI
Arsiţa Caprei 1125,8
Măgura Sărată 1146,2
47°30'
25°30'
Obcina Florească 1259,4
Izv. Giumalău
Izv. Alb
Valea Putnei
OBCINA MESTECĂNIŞULUI
Vf. Mestecăniş 1291,4
CIOCĂNEŞTI
VALEA PUTNEI
MASIVUL RARĂU
Pasul Gemenea 883,0
Pietrele Arse
Ursoaia
Vf. Alunu 1665,2
Pasul Mestecăniş 1096,0
MESTECĂNIŞ
Şaua Colbului
Vf. Tihăraiei
Vf. Rarău 1650,5
Bâtca Leşii 1154,0
Pochii Rarăului
Bâtca cu Plai
SLĂTIOARA
GEMENEA
Slătioara
Rosu
Piciorul Lat 1232,6
Pietrele Doamnei
M. Todirescu
Bâtca Neagră
M. Diacu 1162,7
Gemenea
Vf. Giumalău 1856,5
Arsiţa
MASIVUL GIUMALĂU
Bâtca Rea
Hogea
IACOBENI
Bâtca Neagră 1438,5
Toancele
Curmătura Chiril
Vf. Oala 1334,2
Giumalău
Colbu
Vf. Bobeica 1451,5
ZUGRENI
SUNĂTORI
Chiril
CHIRIL
COJOCI
Vf. Văcăria 1383,5
MUNŢII SUHARDULUI
Argestru
Obcina Mică 1321,6
Vf. Bogolin
Vf. Pietrosu 1791,0
M. BISTRIŢEI
MUNŢII STÎNIŞOAREI
Bistrita Aurie
ARGESTRU
RUSCA
SATU MARE
M. Runcu
Dorna
VATRA DORNEI
DORNA ARINI
ORTOAIA
Rusca
Cruceă
CRUCEA
Depresiunea Dornelor
COZĂNESTI
Ortoaia
Bârnărel
LEGENDA
1650,5 Vârfuri principale
Localităţi rurale
Oraşe
Curmături; şei
Pasuri
Chei şi defilee

1.3. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Evoluția cercetărilor geografice asupra Masivului Rarău este legată de studierea unor regiuni mai întinse, concomitent cu abordarea unor probleme de strictă specialitate din spațiul amintit anterior. Literatura geografică cu referire directă la regiunea Rarăului este foarte vastă și diversificată, unele domenii fiind disecate de la detaliu sau reunite în sinteze de certă valoare științifică. Deoarece în tratarea fiecărui factor fizico–geografic vom aborda și analiza aportul diferiților specialiști, considerăm că în prealabil este necesar să încercăm o periodizare a cercetărilor geografice, în funcție de contribuțiile majore la cunoașterea regiunii. Interesant este faptul că în condițiile în care Rarăul este unul din masivele montane cele mai studiate, interesul stârnit de asamblajul fizico–geografic, dar și de componentele mediului geografic este tot mai mare pe zi ce trece.

În evoluția cercetărilor geografice s-au conturat mai multe etape:

a) **Etapa de până la sfârșitul primului război mondial** este marcată de o serie de informații cu caracter general, dar și de unele lucrări care tratează aspecte de geologie și vegetație. Primele informații cu caracter geologic aparțin unor autori străini: *F. S. Beudant* (1822), *L. de Lillienbach* (1834), *Fr. Herbich* (1873, 1878) ș.a. Primele cercetări sistematice de geologie aparțin lui *K. Paul* (1872, 1873, 1874, 1876, 1883), cea mai importantă fiind monografia din 1876. *K. Paul* este urmat de *E. Mojsisovich* (1879, 1882), *B. Walter* (1876) și *V. Voltz* (1903). *V. Uhlig* (1907) elaborează prima lucrare de sinteză asupra tectonicii Carpaților și introduce denumirea de *cuvetă marginală mezozoică a Rarăului*. Dintre autorii români pot fi amintiți *Gr. Ștefănescu* (1885), *S. Athanasiu* (1899), *T. Nicolau* (1905). Contribuțiile la studiul florei aparțin lui *Fr. Herbich* (1859), *J. Knapp* (1872), *D. Brândză* (1888), *A. Procopianu–Procopovici* (1892), *C. Hormuzachi* (1911).

b) **Etapa cuprinsă între cele două războaie mondiale** se remarcă prin apariția unor lucrări de sinteză care fundamentează criteriile privind individualizarea unor subunități carpatice, geneza reliefului, interdependențe dintre elementele geologice și aspectul reliefului sau pun bazele conceptuale ale geografiei regionale. Acestei etape îi aparțin contribuțiile lui *Emm. de Martonne* (1924), *S. Mehedinți* (1930), *A. Nordon* (1933), *V. Mihăilescu* (1936), *I. Simionescu* (1937). În această perioadă contribuțiile geologice precumpănesc. Se conturează două curente în ceea ce privește abordarea tectono–structurală a teritoriului: *I. Atanasiu* (1927), *G. Macovei* (1927), *D. Ștefănescu* (1937), *Th. Krăutner* (1929, 1933), *I. Băncilă* (1940) – adepții structurii "normale" și *I. Popescu–Voitești* (1929, 1942), *D. Preda* și *M. Ilie* (1940) – reprezentanții teoriei șariajelor. Preocupările de natură floristică se amplifică și se diversifică: *A. Muhldorf* (1926), *M. Gușuleac* (1932, 1937), *Tr. Ștefureac* (1941) se preocupă de teritoriul rezervației *Codrul secular Slătioara*; *Em. Țopa* (1928, 1936) și *I. Prodan* (1939) aduc noi contribuții biogeografice asupra regiunii Rarăului.

c) **Cea de-a treia etapă (după 1945)** se remarcă prin amplificarea preocupărilor cu caracter fizico–geografic. În această perioadă apar numeroase lucrări cu caracter monografic, referitoare la ansamblul carpatic și Carpații Orientali, dar și numeroase sinteze pe domenii bine definite.

Lucrările cu caracter geologic rămân cele mai numeroase, prin contribuții valoroase sub aspect paleontologic, mineralogic și tectono–structural. Sub aspect geologic se remarcă studiile întreprinse de: *I. Băncilă* și *C. V. Papiu* (1953), *M. Savul* (1953), *M. Ilie* (1957), *D. Patrulius* (1950), *Gr. Popescu* și *D. Patrulius* (1964), *R. Dimitrescu* (1960, 1965), *D. Patrulius* și colab. (1965). Contribuții esențiale asupra geologiei regiunii aduc *V. Mutihac* (1968) și *I. Turculeț* (1971). Ambii autori publică și alte lucrări importante: *V. Mutihac* (1965, 1966, 1969, 1970, 1971, 1988–1989); *I. Turculeț* (1963, 1964, 1966, 1971). Problemele tectono–structurale sunt în atenția a numeroși autori: *I. Bercia* și colab. (1967, 1976), *T. Joja* și colab. (1968), *H. Krăutner*, *Fl. Krăutner* (1974), *H. Krăutner* și colab. (1981), *M. Mureșan* (1976, 1983), *I. Balintoni* (1981), *I. Balintoni, I. Gheuca* (1977, 1982), *L. Nedelcu* (1982). Contribuții efective pentru cunoașterea stratigrafiei, structurii geologice și poziției tectonice au fost aduse de cercetările mai noi: *M. Săndulescu* (1973, 1974, 1976, 1981), *M. Săndulescu* și *Jana Săndulescu* (1965), *V. Mutihac*, *L. Ionesi* (1974), *M. Săndulescu* și colab. (1976).

Sub aspect geomorfologic se remarcă o serie de cercetări limitate strict la regiunea de care ne ocupăm: *I. Sîrcu* și colab. (1971, 1972), *I. Popescu–Argeșel* și *I. Iosep* (1972), *V. Băcăuanu* și *Irina Ungureanu* (1990). Mult mai numeroase sunt lucrările monografice cu caracter fizico–geografic și cele dedicate reliefului, la care se adaugă cele care abordează regiuni limitrofe, Carpații Orientali sau întregul ansamblu montan: *Monografia geografică a R. P. Române*, vol. I, 1960, apoi contribuțiile de autor: *M. David* (1949), *V. Mihăilescu* (1963, 1969); *V. Tufescu* (1966), *I. Sîrcu* (1971), *Gr. Posea* și colab. (1974), *Al. Savu* (1975), *Al. Roșu* (1980), *T. Morariu* și colab. (1980), *Valeria Velcea* și *Al. Savu* (1982).

De asemenea, au apărut și o serie de ample lucrări cu caracter regional: *Geografia României*, vol. I, *Geografie fizică* (1983) și vol. III, *Carpații românești și Depresiunea Transilvaniei* (1987), cât și abordări secvențiale sau cu caracter fizico–geografic ale unor masive din jur: *D. Tudose* (1974), *N. Barbu* (1976) și *I. Ichim* (1979).

Sub aspect climatic, necesită a fi menționate lucrările de mare anvergură elaborate de I. M. H.: *Atlasul climatologic al R. P. R.* (1949–1954), *Clima R. P. R.*, vol. I și II (1961–1962, reeditată în 1966), *Atlasul climatologic* (1965). De asemenea, meritorii sunt contribuțiile autorilor care abordează anumite aspecte climatice la nivelul întregii țări, sau numai pentru partea estică a României: *I. Gugiuman* și colab. (1960), *D. Țîștea* (1961), *I. Gugiuman* (1970), *Gh. Neamu* și colab. (1970), *Octavia Bogdan* și colab. (1973, 1976), *M. Apăvăloaei, N. Barbu* (1975), *M. Apăvăloaei, L. Apostol* (1984, 1988), *L. Apostol, M. Apăvăloaei* (1984), *I. Hârjoabă* și *L. Crețu* (1984), *L. Apostol* și colab. (1985). Contribuții mai noi la studiul climei din Masivul Rarău au adus: *L. Apostol, C. Rusu* (1990, 1991, 1992–1993), *C. Rusu* și *L. Apostol* (1991, 1992–1993).

Preocupările ştiinţifice din domeniile hidrologiei şi hidrogeologiei au fost mai puţine, având un caracter general sau cu referire la cursurile unor râuri est–carpatice, din sectoarele extramontane. În această categorie se încadrează lucrările lui *I. Ujvári* (1959, 1960, 1972), *Anuarele hidrologice* (1950–1992), *Râurile României. Monografie hidrologică* (1971) ş.a.

Sub aspectul florei şi faunei se remarcă numeroasele studii şi cercetări monografice sau care vizează o problematică strictă. Cele mai reprezentative sunt contribuţiile aduse de *M.Răvăruţ* şi colab. (1969), *V. Leandru* şi *G. Stanciu* (1977), *P. Raclaru* (1967, 1970, 1977, 1979), *D. Mititelu* şi colab. (1980), *D. Popovici* şi colab. (1985). Valorificarea potenţialului silvoproductiv sau anumite aspecte ale cercetărilor pratologice sunt urmărite în lucrările întocmite de: *N. M. Geambaşu* (1984), *A. Grîneanu* şi colab. (1967), *D. Popovici* şi *P. Ciubotaru* (1972, 1977). Problematica ocrotirii naturii este abordată de *Tr. Ştefureac* (1965, 1970), *Em. Ţopa* (1969), *T. Seghedin* şi *Ana Răducu* (1969) etc.

În ceea ce priveşte cercetările cu caracter pedogeografic, acestea s-au dezvoltat sporadic, într-o primă fază, pentru ca ulterior să cunoască un reviriment, concomitent cu activitatea de publicare a hărţilor solurilor din partea de est a României. În prima categorie se includ contribuţiile cu caracter mai general ale lui *N. Florea* şi *M. V. Fridland* (1960), *N. Florea* şi colab. (1969, 1983), apărute în lucrări de extensie, precum *Monografia geografică a R. P. Române*, *Geografia României*, vol. I ş.a., dar şi unele studii referitoare la flora şi vegetaţia forestieră: *N. M. Geambaşu* (1984), *D. Popovici* şi colab. (1985). Din cea de-a doua categorie pot fi menţionate lucrările lui *N. Barbu* şi colab. (1981, 1984), *Gh. Lupaşcu* şi colab. (1984), *C. Rusu* şi colab. (1984), pentru regiunile limitrofe, apoi *C. Rusu* (1984, 1987), *C. Rusu* şi *Angela Lupaşcu* (1987), *Maria Bucureşteanu* şi *C. Rusu* (1988) referitoare la Masivul Rarău.

Timp de peste un secol, Rarăul a fost divers şi minuţios cercetat, vizându-se multiple aspecte ale cadrului natural şi potenţialului economic. Complexitatea proceselor, tipurilor şi formelor de relief, dublată de puternica fascinaţie pe care o exercită asupra cercetărilor din diverse domenii, vor întreţine şi în viitor interesul pentru această regiune carpatică.

2. GEOLOGIA

Masivul Rarău, cu o alcătuire petrografică diversificată, dar, mai ales, cu o tectonică foarte complexă, corespunde *sinclinalului marginal extern*, situat la periferia estică a zonei cristalino–mezozoice, din partea nordică a Carpaţilor Orientali. Acest *sinclinal* este cunoscut în literatura de specialitate şi sub numele de *cuveta Rarău* (sau *Rarău–Breaza*). Umplutura *sinclinalului* este formată din depozite de vârstă mezozoică, iar flancurile sunt alcătuite din formaţiuni metamorfice prealpine.

În extremitatea nord–estică a Masivului Rarău aflorează însă şi depozite sedimentare mezozoice care aparţin zonei flişului intern al Carpaţilor Orientali. În cele ce urmează ne vom opri asupra unor aspecte privind alcătuirea litologică, structura şi tectonica acestei regiuni, pornind de la concepţia geologică actuală, conform căreia în regiune se dezvoltă mai multe pânze de şariaj.

2.1. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Literatura geologică asupra Masivului Rarăului este foarte vastă şi diversificată, această unitate fiind minuţios cercetată şi analizată în detaliu. În evoluţia cunoaşterii regiunii se deosebesc mai multe etape, fiecare marcând un progres evident faţă de cele anterioare, generând noi puncte de vedere, dar şi opinii uneori contradictorii.

Primele informaţii şi date cu caracter geologic sunt cuprinse în lucrări generale sau însemnări de călătorie, aparţinând unor autori străini, astăzi doar cu o valoare istorică. În această categorie intră contribuţiile lui *F. S. Beaudant* (1822), *L. de Lillienbach* (1834), *F. Herbich* (1873, 1878) ş.a. Primele lucrări de detaliu asupra Rarăului aparţin lui *K. Paul* (1872, 1873, 1874, 1876, 1883), cea mai importantă contribuţie fiind monografia din 1876 care sistematizează datele geologice, realizează prima hartă geologică şi prima sinteză stratigrafrică a acestei regiuni. Unele aspecte stratigrafice şi paleontologice sunt cunoscute din lucrările lui *E. Mojsisovics* (1879, 1882), *B. Walter* (1876) şi *V. Voltz* (1903). În lucrarea de sinteză asupra tectonicii Carpaţilor, *V. Uhlig* (1907) introduce pentru prima dată denumirea de *cuveta marginală mezozoică a Rarăului* şi emite ipoteza existenţei unor pânze de şariaj în cuprinsul sinclinalului marginal extern. Dintre autorii români, cercetări asupra regiunii au întreprins în această perioadă *Gr. Ştefănescu* (1885), *S. Athanasiu* (1899, 1913) şi *T. Nicolau* (1905).

Cea de-a doua etapă (după 1920) cuprinde numeroase contribuții, atât asupra unor zone mai largi, cât și cu referire directă asupra regiunii Rarău. *I. Atanasiu* (1927) aduce noi date asupra sinclinalului marginal extern, susținând ideea unei structuri normale, iar *G. Macovei* (1927) încearcă un prim studiu de sinteză asupra Carpaților Orientali. *D. Ștefănescu* (1937) presupune prezența Șisturilor Negre în interiorul cuvetei, iar *Th. Kräutner* (1929, 1933) întocmește o monografie asupra acestei regiuni, incluzând și o hartă geologică de ansamblu asupra compartimentului nordic al sinclinalului, admițând ipoteza structurii normale. În opoziție cu ideea unei structurii normale se dezvoltă și amplifică concepția lui *V. Uhlig*, adoptată și în lucrările lui *I. Popescu–Voiteşti* (1929, 1942), *D. Preda* și *M. Ilie* (1940). Pentru o structură normală se pronunță și *I. Băncilă* (1940), care aderă la ideea lui *I. Atanasiu*.

După 1950, cercetările geologice capătă o amploare deosebită, prin studii minuțioase sub aspect paleontologic, mineralogic și tectono–structural. Deși datele paleontologice se înmulțesc, în unele probleme persistă anumite controverse. *I. Băncilă* și *C. V. Papiu* (1953), într-un studiu petrografic asupra jaspurilor roșii și verzi, le acordă acestora vârsta ladiniană, socotindu-le în continuitate de sedimentare cu dolomitele. Tot de jaspuri se ocupă și *M. Savul* (1953). *M. Ilie* (1957), *D. Patrulius* (1960), *Gr. Popescu* și *D. Patrulius* (1964) publică substanțiale monografii asupra geologiei regiunii. Ample referiri asupra geologiei Rarăului se întâlnesc și în lucrările lui *R. Dimitrescu* (1960, 1965), *D. Patrulius* și colab. (1965).

Contribuții esențiale asupra evoluției geologice a regiunii aduc *V. Mutihac* (1968) și *I. Turculeț* (1971). Primul se ocupă atât de fundamentul cristalin cât și de sedimentarul autohton și alohton, în timp ce al doilea autor se oprește asupra studiului depozitelor triasice, jurasice și cretacice. *V. Mutihac* cuprinde în sinclinalul Rarăului întreg compartimentul nodic al sinclinalului marginal extern, de la obârșia văii Ostra (la S), până la granița de nord a țării, iar *I. Turculeț* denumește această unitate cuveta Rarău–Breaza. În afara acestor lucrări de referință, ambii autori publică și alte contribuții științifice valoroase: *V. Mutihac* (1965, 1966, 1969, 1970, 1971, 1988–1989), *I. Turculeț* (1963, 1964, 1966, 1971).

Alte lucrări importante se referă la unele probleme tectonice și structurale ale formațiunilor metamorfice: *I. Bercia* și colab. (1967, 1976), *T. Joja* și colab. (1968), *H. Kräutner, Fl. Kräutner* (1974), *H. Kräutner* și colab. (1981), *M. Mureşan* (1976, 1983). Pe aceleași coordonate se înscriu și contribuțiile lui *I. Balintoni* (1981), *I. Balintoni, I. Gheuca* (1977, 1982), *I. Balintoni* și colab. (1983), după cum *L. Nedelcu* (1982) pune în evidență noua unitate tectonică de Chiril.

Începând din anul 1965, geologia Masivului Rarău intră în atenția lui *M. Săndulescu,* care aduce noi și valoroase aprecieri asupra geologiei regiunii. *M. Săndulescu* (1973, 1974, 1976, 1981), *M. Săndulescu, Jana Săndulescu* (1965), *M. Săndulescu* și colab. (1976) contribuie semnificativ la cunoașterea stratigrafiei, structurii geologice și a poziției tectonice a unor formațiuni mezozoice sau mai vechi din sinclinalul Rarău.

Pe linia prospectării și valorificării economice a unor resurse de minerale utile se înscriu proiectele, memoriile și rapoartele geologice efectuate de colectivul de specialiști de la *I. P. E. G. Suceava* din Câmpulung Moldovenesc (*Geomold* S.A.), privitoare la anumite perimetre de interes prospectiv din Masivul Rarău.

2.2. STRATIGRAFIA ȘI ALCĂTUIREA LITOLOGICĂ

Alcătuirea geologică a Masivului Rarău este deosebit de complexă, cu formațiuni geologice prealpine și alpine ce aparțin unor unități diferite, atât sub raport structural, cât și sub aspect petrochimic (vezi harta geologică). În continuare vom face o prezentare de ansamblu a principalelor formațiuni în ordine stratigrafică, fără a ține seama de poziția lor structurală, aspect care va fi abordat în capitolul de tectonică.

2.2.1. Formațiuni metamorfice prealpine

2.2.1.1. Grupul de Bretila–Rarău. Este constituit exclusiv din roci cu un grad ridicat de metamorfism, reprezentând cele mai vechi formațiuni metamorfice din Carpații Orientali, cu o alcătuire litologică în care predomină micașisturile cu granați, amfibolitele și gnaisele muscovit–biotitice.

Elementul litologic cel mai caracteristic este gnaisul ocular de Rarău cu microclin roz. Metamorfismul acestor formațiuni se încadrează în faciesul amfibolitelor cu almandin. Întreaga serie este puternic afectată de fenomene de diaftoreză, mai ales în preajma planului de la baza pânzei de Chiril. Grupul de Bretila–Rarău aflorează pe flancurile sinclinalului mezozoic, mai ales pe cel vestic, unde ocupă un aliniament continuu, dar puternic faliat, începând de la Pojorâta, pe la vest de Vârfurile Adam și Eva, prin Obcina Florească, Gura Plaiului, Vârful Tihăraiei, până la Curmătura Chiril și Vârful Arșița, din sudul Masivului Rarău. Pe flancul estic al sinclinalului, rocile mezometamorfice ale pânzei de Rarău, apar discontinuu, sub forma unui aliniament îngust, până în valea Izvorul Malului. Întrucât la nord de această vale rocile pânzei de Rarău nu se mai întâlnesc, este de presupus că urma planului de șariaj al pânzei este acoperită de formațiunile sedimentare bucovinice.

Duritatea foarte mare a rocilor de constituție cât și poziția tectonică a seriei, determină menținerea lor în relief sub forma unui aliniament de vârfuri (Munceii Înșirați ai Rarăului), care culminează la aproape 1600 m (Vârful Tihăraiei).

Sub aspect pedogenetic, aceste roci dirijează evoluția actualului etaj pedospodic, apariția unor roci cu un chimism neutral (amfibolitele) fiind răspunzătoare de întârzierea proceselor de podzolire humico–feriiluvială, de la altitudini de peste 1400 m.

2.2.1.2. Formațiunea de Negrișoara. Această formațiune ia parte la alcătuirea unei pânze prealpine (Pânza de Pietrosu Bistriței) (*I. Balintoni, I. Gheuca,* 1977). Include gnaisele porfiroide de Pietrosu, roci mezo–metamorfice de vârstă precambrian superioară, ce aflorează la sud de vârful Giumalău, în valea Colbului, în defileul de la Zugreni și pe versantul drept al Bistriței. Sunt roci dure, pregnante în relief (*Cheile Bistriței*), pe care s-au format soluri scheletice, superficiale.

Formațiunea de Negrișoara este alcătuită din gnaise porfiroide de Pietrosu, la care se adaugă și un orizont al paragnaiselor cuarțitice cu biotit, cu un chimism global de la slab–moderat acid la neutral.

2.2.1.3. Formațiunea de Chiril. Constituie o entitate litologică retrometamorfozată în faciesul șisturilor verzi care aflorează într-o fâșie continuă, în vestul regiunii, interpusă între gnaisele de Rarău (în est) și grupul de Tulgheș (la vest). Formațiunea de Chiril se poate urmări în versantul drept al văii Izvorul Giumalăului, spre obârșia pârâului Toancele, între văile Giurgălău – Ungureni și Râpa – Măgura, din bazinul Chirilului. Întreaga formațiune este afectată de un retromorfism regional.

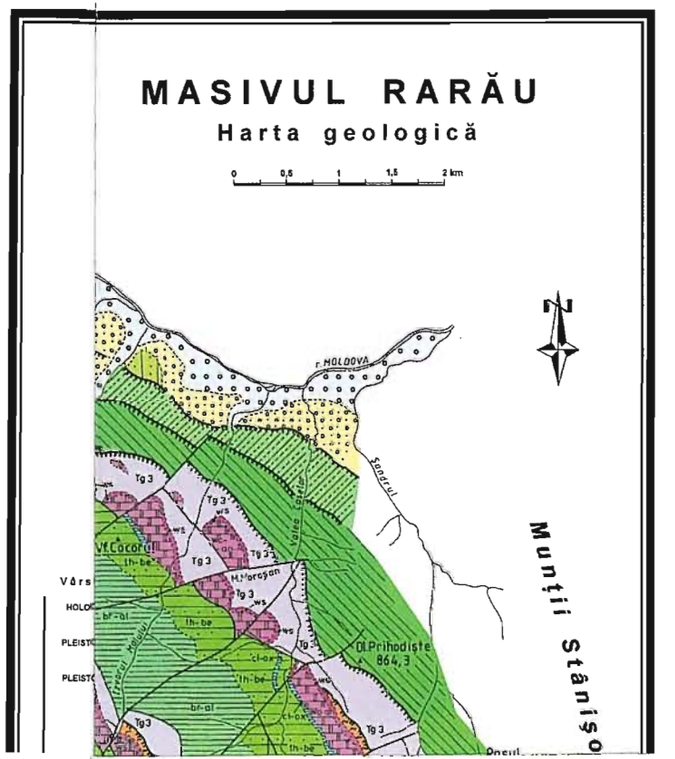
Sub aspect litologic, această formațiune este alcătuită din șisturi sericito–cloritoase, uneori cuarțoase sau cu biotit, asociate cu nivele de roci albe cuarțo–feldspatice și șisturi verzi. Existența retromorfismului puternic care a afectat Formațiunea de Chiril conduce la ipoteza unui metamorfism primar mezozonal. Vârsta protolitului (a rocilor primare) este posibil proterozoică, nefiind exclusă o echivalare cu grupul de Bretila–Rarău. Nerecunoașterea unui plan de discontinuitate între cele două unități lito–stratigrafice (*L. Nedelcu*, 1980, 1982, *H. Kräutner*, 1984), ar putea descide alte ipoteze.

Comparativ cu gnaisele de Rarău, Formațiunea de Chiril este mult mai puțin evidentă în peisaj, la aceasta contribuind îndeosebi eterogenitatea petrografică și mineralogică, aspect sub care această formațiune este asemănătoare – mai ales sub aspect pedogenetic – grupului de Tulgheș.

2.2.1.4. Grupul de Tulgheș. Are o dezvoltare relativ mare, cu implicații majore în morfologia de amănunt și în pedogeneză. Cercetările geologice au condus la divizarea acestui grup în cinci formațiuni, compuse la rândul lor din unul sau mai mulți membri (*H. Kräutner*, 1984). Aceste unități lito–stratigrafice se întâlnesc sub forma unor fâșii continue în vestul, sudul și în estul Masivului Rarău, fiind deranjate local de sisteme de falii oblice și direcționale. În unele sectoare, succesiunea litostratigrafică normală este incompletă datorită unor dislocații direcționale importante.

În Masivul Rarău, Grupul de Tulgheș care participă la alcătuirea Pânzei Bucovinice cuprinde o stivă groasă de formațiuni terigene și vulcano–sedimentare, cu unele mineralizații slabe (formațiuni de vârstă cambrian–ordovician inferioară).

A. Formațiunea Tg_1 mai este cunoscută și sub numele de Formațiunea cuarțitică. În Masivul Rarău include o suprafață foarte restrânsă, aflorând în Cheile Bistriței și pe versantul stâng al Colbului, înainte de confluența cu Bistrița (Zugreni). Delimitată în bază de planul de șariaj al Pânzei de Putna și în acoperiș de Formațiunea Tg_2, această entitate lito–stratigrafică cuprinde nivele de cuarțite și roci cuarțo–feldspatice de Toancele, cât și șisturi sericito–cloritoase cu intercalații de cuarțite feldspatice albe sau cenușii, rubanate. Duritatea rocilor, chimismul acid, în condițiile unui relief accidentat, cu o mare energie de relief, sunt cauze ale instalării unor soluri subțiri, bogat scheletice, din clasele: spodosoluri, umbrisoluri și neevoluate.



extrem de reduse, în
uperior. Cuprinde o
subțiri de calcare sau
sericitoase. Alături de
ștriței, aceste unități
ii, dantelărie de piatră

e reprezentată printr-o
ă în continuitate de
rinde o alternanță de
mai multe orizonturi
are unor perioade cu
xtrusive formate în
mulate în perioadele

terigenă în care se
ia. Succesiunea lito–
le șisturi verzi, apoi
roci să se încheie cu
nitate sunt cunoscute
rul Isipoaia aflorează

e roci metavulcanice
arate prin metmorfite
constituit din șisturi
etatufuri riolitice de
grafitoase și clorito–
ulfuri Leșu Ursului.
ub forma unei benzi
Colbu, până în valea

–cloritoase între care
asociate cu șisturi cu
se întâlnesc șisturi
ite negre. Membrul
și valea Bistriței (la
în contact cu Stratele
t în fruntea Pânzei
dezvoltată în bazinul

ră a formațiunii Tg_3.
ează decât la sud de
n partea sud–vestică
ătuit din metatufuri

MASIVUL RARĂU

Harta geologică

0 0,5 1 1,5 2 km

Obcina Feredeului

r. MOLDOVA

Vf Măgura

Vf Runc

Vf Eva

Vf Adam

Vf Bodia

Vf Cocorul

Dl Prihodiște 864,3

Pasul Gemenea

Muntii Stănișoarei

Obcina Florească

Gura Plaiului

Masivul Giumalău

Vf Tihăraș

Saua Calbului

Vf Rarău

Pietrele Doamnei

Vf Todirescul

Pochiul Rarăului

Bîtca cu Plai

Bîtca Neagră

Vf Bîtca Rea

Vf Arșița

Curmătura Chiril

Vf Bîtca Neagră 1439,9

M Boșca

Vârsta / Simbol

Vârsta	Simbol	
HOLOCEN		Depozite aluviale recente
PLEISTOCEN		Depozite aluviale ale teraselor joase
PLEISTOCEN		Depozite aluviale ale teraselor superioare
		Con aluvial
		Grohotișuri
		Alunecări de teren
		PÂNZA DE AUDIA
ALBIAN		Gresii glauconitice
		PÂNZA FLIȘULUI CURBICORTICAL
VRACONIAN-ALBIAN		Fliș curbicortical
		PÂNZA DE CEAHLĂU
VALANGINIAN-HAUTERIVIAN		Strate de Sinaia
		PÂNZELE TRANSILVANE ȘI OLISTOLITE
BARREMIAN-APTIAN	K_1	Calcare organogene
TITHONIC	th	Calcare albe
DOGGER	J_2	Calcare grezoase și grezo-calcare
		Sienite (roci alcaline)
CARNIAN	cr	Calcare stratificate cu silex
CAMPILIAN-ANISIAN	wc-an	Calcare masive și dolomite calcaroase
SEISIAN	ws	Gresii cuarțitice micatere
WERFENIAN	we	Strate de Werfen
		PÂNZA BUCOVINICĂ CUVERTURA SEDIMENTARĂ
		Olistolite
BARREMIAN-ALBIAN	br-al	Formațiunea de wildflis
	br-al	Brecii
	br-al	Megabrecii
		Roci bazice
HAUTERIVIAN-BARREMIAN	h-br	Grezo - conglomerate de Muncelu
TITHONIC-VALANGINIAN	th-wg	Strate cu Aptychus
TITHONIC-BERRIASIAN	th-bc	Strate de Pojorâta
CALLOVIAN-OXFORDIAN	cl-ox	Jaspuri roșii și verzi
DOGGER	J_2	Gresii calcaroase și microconglomerate
CARNIAN-NORIAN	cr-no	Calcare masive organogene
ANISIAN-LADINIAN	an-ld	Jaspuri și calcare cu accidente silicioase
CAMPILIAN-ANISIAN	wc-an	Dolomite, dolomite litate
SEISIAN	ws	Conglomerate și gresii cuarțitice
		UNITATEA DE PUTNA (AUTOHTONUL BUCOVINIC) GRUPUL DE TULGHEȘ FORMAȚIUNEA Tg 5
PALEOZOIC		Roci blasto-detritice Cuarțite negre Calcare Șisturi cuarțo-feldspatice sericitoase Șisturi sericito-grafitoase Șisturi sericito-cloritoase
		FORMAȚIUNEA Tg 4 MEMBRUL AFINET
PALEOZOIC		Cuarțite, șisturi cuarțitice

după: Popescu, Patrulius (1964); Mutihac (1968); Turculeț (1971); Săndulescu (1973); Balintoni (1981)

MEMBRUL PÂRÂUL CRUCII

PALEOZOIC
- Șisturi verzi de p. Crucii
- Șisturi cu porfiroblaste de albit
- Cuarțite
- Cuarțite negre
- Șisturi sericito-grafitoase
- Metatufuri riolitice de Dealul cu fagi
- Șisturi sericito-cloritoase

MEMBRUL BASCA

PALEOZOIC
- Roci blasto-detritice de Arșița Rea
- Alternanțe de cuarțite cu filite sericito-grafitoase
- Cuarțite și cuarțite negre grafitoase +/- șisturi cuarțitice grafitoase
- Metatufuri riolitice de Prasca
- Șisturi cuarțitice sericito-cloritoase cu magnetit
- Șisturi sericito-grafitoase
- Șisturi sericito-cloritoase

FORMAȚIUNEA Tg 3 MEMBRUL FUNDU MOLDOVEI

PALEOZOIC
- Orizontul cu sulfuri Fundu Moldovei (șisturi sericitoase cuarțitice cu nivele de sulfuri)
- Metatufuri riolitice de Fundu Moldovei
- Șisturi sericito-cloritoase cuarțitice

MEMBRUL MOROȘAN

PALEOZOIC
- Șisturi cu porfiroblaste de albit
- Șisturi sericito-grafitoase
- Cuarțite negre grafitoase
- Metatufuri riolitice de Bîtca Popii
- Șisturi cuarțitice sericito-cloritoase și clorito-sericitoase

MEMBRUL LEȘU URSULUI

PALEOZOIC
- Orizontul cu sulfuri Leșu Ursului
- Metatufuri riolitice de Leșu Ursului
- Metaepiclaste clorito-albitice și riolitice
- Șisturi sericito-grafitoase
- Șisturi sericito-cloritoase

MEMBRUL ISIPOAIA

PALEOZOIC
- Șisturi sericito-grafitoase

FORMAȚIUNEA Tg 2 MEMBRUL SUPERIOR

PALEOZOIC
- Șisturi sericito-grafitoase
- Calcare cristaline

FORMAȚIUNEA Tg 1

PALEOZOIC
- Șisturi cuarțitice sericito-cloritoase
- Cuarțite și roci cuarțofeldspatice

PÂNZA DE RARĂU

PROTEROZOIC MEDIU
- Gnaise de Rarău
- Micașisturi +/- granat
- Amfibolite

PÂNZA DE CHIRIL (FORMAȚIUNEA AMFIBOL-LEPTINITICĂ)

PROTEROZOIC MEDIU
- Gnaise retromorfe (șisturi sericito-cloritoase +/- feldspat)
- Gnaise albe leptinitice retromorfe (roci sericito-cuarțo-feldspatice)
- Amfibolite retromorfe
- Șisturi cuarțitice cloritoase laminate

UNITATEA DE PIETROSU BISTRIȚEI

PROTEROZOIC ? (PRECALIMBRIAN SUPERIOR)
- Gnaise porfiroide de *Pietrosu*

ALTE SEMNE CONVENȚIONALE

- Pânză de șariaj
- Digitație
- Falie
- Limite geologice
- Mineral

Formațiunea de Negrișoara
care se adaugă și un orizont al
global de la slab–moderat acid la

2.2.1.3. Formațiunea d
retrometamorfozată în faciesul și
în vestul regiunii, interpusă între
vest). Formațiunea de Chiril se
Giumalăului, spre obârșia pârâul
Râpa – Măgura, din bazinul Ch
retromorfism regional.

Sub aspect litologic, aceast
cloritoase, uneori cuarțoase sau c
feldspatice și șisturi verzi. Exis
Formațiunea de Chiril conduce l
Vârsta protolitului (a rocilor prim
echivalare cu grupul de Bre
discontinuitate între cele două ur
H. Kräutner, 1984), ar putea desci

Comparativ cu gnaisele de R
evidentă în peisaj, la aceasta cont
mineralogică, aspect sub care acea
aspect pedogenetic – grupului de T

2.2.1.4. Grupul de Tulgheș
majore în morfologia de amănun
condus la divizarea acestui grup în
sau mai mulți membri (*H. Kräutner*
nesc sub forma unor fâșii continu
fiind deranjate local de sisteme de
succesiunea litostratigrafică norm
direcționale importante.

În Masivul Rarău, Grupul d
Bucovinice cuprinde o stivă groasă
cu unele mineralizații slabe (formați

A. Formațiunea Tg_1 mai est
cuarțitică. În Masivul Rarău include
Bistriței și pe versantul stâng al
(Zugreni). Delimitată în bază de pla
de Formațiunea Tg_2, această entitate
roci cuarțo–feldspatice de Toancele,
de cuarțite feldspatice albe sau cenuș
în condițiile unui relief accidentat,
instalării unor soluri subțiri, bogat sc
și neevoluate.

B. Formațiunea Tg_2 (grafitoasă) aflorează pe suprafețe extrem de reduse, în Cheile Bistriței, fiind reprezentată doar prin membrul superior. Cuprinde o secvență de cuarțite negre cu șisturi grafitoase și intercalații subțiri de calcare sau șisturi calcaroase, cărora li se adaugă roci cuarțo–feldspatice sericitoase. Alături de formațiunea Tg_1 și gnaisele porfiroide de Pietrosul Bistriței, aceste unități litostratigrafice compun măreția Cheilor Bistriței de la Zugreni, dantelărie de piatră modelată de năvalnicul râu.

C. Formațiunea Tg_3 (vulcano–sedimentară riolitică) este reprezentată printr-o stivă groasă de roci metamorfice (1200–2500 m), dispusă în continuitate de sedimentare peste cuarțitele negre ale formațiunii Tg_2. Cuprinde o alternanță de roci vulcanice și roci terigene, în cadrul căreia se pot distinge mai multe orizonturi de metavulcanite separate de metasedimente, corespunzătoare unor perioade cu activități vulcanice intermitente. Pe baza produselor extrusive formate în principalele faze de activitate vulcanică și a sedimentelor acumulate în perioadele de calm vulcanic s-au diferențiat următorii membri (unități):

C_1. Membrul Isipoaia cuprinde o stivă preponderent terigenă în care se intercalează un orizont reper de metatufuri riolitice de Isipoaia. Succesiunea litostratigrafică începe cu șisturi sericito–cloritoase, urmate de șisturi verzi, apoi metatufuri riolitice, pentru ca la partea superioară pachetul de roci să se încheie cu un nivel grafitos, asociat cu cuarțite negre. În această subunitate sunt cunoscute mici diseminări de sulfuri polimetalice în trei nivele. Membrul Isipoaia aflorează pe suprafețe restrânse în versantul stâng al Colbului.

C_2. Membrul Leșu Ursului înglobează o asociație de roci metavulcanice rezultate din produsele a două faze de activitate eruptivă, separate prin metmorfite de natură terigenă. Fondul acestei asociații de roci este constituit din șisturi sericito–cloritoase între care se interpun două nivele de metatufuri riolitice de Fundu Moldovei (inferior și superior), apoi șisturi sericito–grafitoase și clorito–albitice sau riolitice. Partea mediană cuprinde nivelul cu sulfuri Leșu Ursului. Formațiunile litologice ale acestui membru se întâlnesc sub forma unei benzi continui (faliată atât direcțional cât și oblic), din pârâul Colbu, până în valea Bistriței (la vest de Bâtca Neagră).

C_3. Membrul Moroșan include șisturi cuarțitice sericito–cloritoase între care se intercalează nivele de metatufuri riolitice de Bâtca Popii, asociate cu șisturi cu porfiroblaste de albit. La partea superioară a succesiunii se întâlnesc șisturi sericito–grafitoase care, local, apar în asociații cu cuarțite negre. Membrul Moroșan se întâlnește în vestul regiunii, între pârâul Colbu și valea Bistriței (la confluența cu pârâul Aramei), dar mai ales în est, unde intră în contact cu Stratele de Sinaia, din cadrul Pânzei de Ceahlău, fiind poziționat în fruntea Pânzei Bucovinice. Această unitate litostratigrafică este cel mai bine dezvoltată în bazinul superior al pârâului Slătioara.

C_4. Membrul Fundu Moldovei constituie partea superioară a formațiunii Tg_3. În partea estică a Masivului Rarău, acest membru nu aflorează decât la sud de pârâul Hogea, dezvoltarea cea mai amplă înregistrându-se în partea sud–vestică (Bâtca Neagră). Termenul inferior al membrului este alcătuit din metatufuri

riolitice de Fundu Moldovei care cuprind o masă omogenă de roci cuarțo–felspatice, urmate de o stivă de șisturi cuarțitice clorito–sericitoase, cu biotit și granat. Nivelul cu sulfuri Fundu Moldovei reprezintă termenul superior, constituit dintr-o asociație de șisturi sericitoase cuarțitice, la care se adaugă strate subțiri de șisturi sericitoase albe cu diseminări de sulfuri, șisturi clorito–sericitoase cu sulfuri și cuarțite. Nivelele cu sulfuri sunt urmărite prin lucrări miniere pe valea Bașca, confluența acesteia cu pârâul Colbu, în Bâtca Neagră și pe pârâul Aramei.

Formațiunea Tg_3 (vulcano–sedimentară), alcătuită în principal din șisturi sericito–cloritoase, metatufuri riolitice, șisturi grafitoase și cuarțite, corespunde unor zone cu o deosebită fragmentare, în care predomină relieful structural și petrografic. Întrucît majoritatea mineralelor componente au un chimism acid (cuarțul, cloritul, sericitul și albitul, granatul sau chiar și biotitul), solurile formate pe rocile formațiunii Tg_3 sunt evoluate genetic, aparținând cambisolurilor oligobazice (în treapta inferioară de relief) și spodosolurilor (la altitudini mai mari).

D. Formațiunea Tg_4 (blasto–detritică, cuarțito–filitică) include roci epimetamorfice, rezultate din metamorfozarea unor roci sedimentare, depuse după perioada de activitate maximă a vulcanismului riolitic, identificându-se doar două strate subțiri de metatufuri riolitice corespondente la două momente tardive de activitate vulcanică. În succesiunea lito–stratigrafică a acestei formațiuni s-au separat trei subunități.

D_1. Membrul Bașca aflorează atât în extremitatea sud–estică (între pârâul Hogea și Pârâul lui Ion), cât și în cea sud–vestică (Bâtca Neagră), unde se dezvoltă între obârșia pârâului Colbu și valea Chiril, cu un facies tipic în valea cu același nume (Bașca). Acest membru începe la partea inferioară cu un nivel subțire de șisturi sericito–grafitoase, care suportă șisturi sericito–cloritoase cuarțitice cu diseminări de magnetit. Nivelul reper al membrului Bașca îl constituie metatufurile riolitice de Prașca, peste care se dispune o asociație cuarțo–filitică cu o grosime de circa 300–400 m. Partea superioară a succesiunii este alcătuită din roci blasto–detritice de Arșița Rea.

Preponderența rocilor puternic acide (cuarțite, metatufuri riolitice) determină debazificarea foarte rapidă a complexului adsorbtiv al solurilor, cu formarea cambisolurilor oligobazice și spodosolurilor. Existența rocilor melanocrate (șisturi grafitoase și filite sericito–grafitoase) condiționează apariția unor soluri din clasa umbrisolurilor.

D_2. Membrul Pârâul Crucii se dezvoltă sub forma unei benzi continue între înșeuarea Fundu Colbului și pârâul Chiril, în bazinele pâraielor Bașca și Toancele. Această asociație este reprezentată prin roci sericito–cloritoase cu porfiroblaste de albit, cuarțite, șisturi sericito–grafitoase și metatufuri riolitice de Dealul cu Fagi. Partea superioară a succesiunii se încheie cu șisturi verzi de Pârâul Crucii.

D_3. Membrul Afinet corespunde unui aliniament îngust și discontinuu, puternic faliat, situat în partea sud–vestică a Masivului Rarău, între înșeuarea Fundu Colbului și confluența pârâului Chiril cu pârâul Toancele. Acest membru este constituit dintr-o asociație de roci cuarțitice, între care se intercalează strate subțiri de șisturi grafitoase. Cuarțitele conțin sericit, clorit, biotit și feldspați,

caracterizându-se astfel printr-un chimism global oligobazic și extrem oligobazic. Lățimea redusă sub care aflorează nu le impune pregnant în relief.

E. Formațiunea Tg_5 (grafitoasă, blasto–detritică, cu calcare) încheie succesiunea seriei de Tulgheș, din cadrul Pânzei de Putna. Rocile atribuite acestei formațiuni sunt reprezentate prin abundența șisturilor sericito–grafitoase, cu intercalații de șisturi sericito–cloritoase și calcare, cărora li se adaugă roci cuarțo–feldspatice blasto–detritice (cuarț violaceu) și cuarțite negre. Această formațiune – ce ia contact cu Pânza de Chiril – este situată din punct de vedere altitudinal la partea inferioară a reliefului (versantul drept al pârâului Izvorul Giumalăului, în bazinele văilor Bașca și Toancele). Evoluția pedogenetică a solurilor formate pe rocile acestei formațiuni a fost ceva mai lentă, pe de o parte, ca urmare a reliefului coborât, iar pe de altă parte, efect al aportului de elemente bazice din rocile alohtone transportate gravitațional.

2.2.2. Formațiuni sedimentare alpine

În alcătuirea *sinclinalului Rarău*, rocile sedimentare aparțin pânzelor Bucovinică și Transilvane. Cuvertura sedimentară bucovinică împreună cu soclul ei prealpin de șisturi cristaline deține ponderea cea mai mare în *sinclinalul Rarău* (fig. 1). Depozitele sedimentare sub–bucovinice, antrenate în fruntea pânzei bucovinice sub forma unor petice de rabotaj, sunt foarte slab reprezentate, iar depozitele transilvane se găsesc sub forma unor klippe sedimentare înglobate în masa wildflișului bucovinic sau ca petice de acoperire (Vârful Rarău – Pietrele Doamnei) (fig. 2).

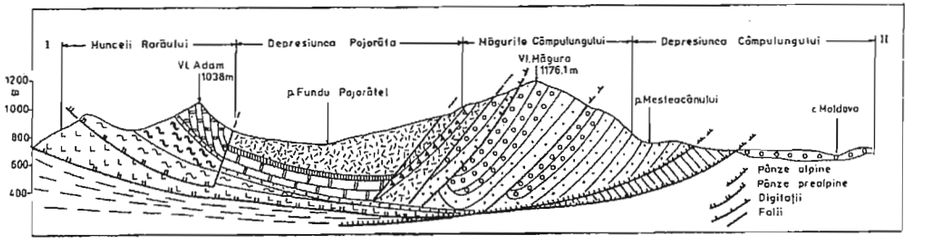


Fig. 1. Secțiune geologică de ansamblu prin sinclinalul mezozoic al Rarăului*.
* Legenda conform hărții geologice.

În extremitatea nord–estică a Rarăului, planul de șariaj bucovinic intră în contact tectonic cu flișul carpatic, reprezentat în aria prezentată prin pânzele de Ceahlău, a Flișului Curbicortical (Teleajen) și de Audia.

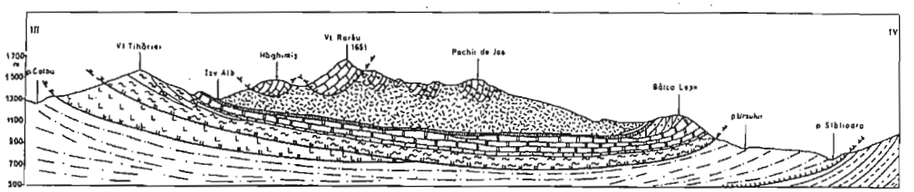


Fig. 2. Secțiune geologică de ansamblu prin partea centrală a Masivului Rarău*.
*Legenda conform hărții geologice.

2.2.2.1. Formațiunile sedimentare ale Pânzei Bucovinice

Domeniul de sedimentare bucovinic cuprinde o arie vastă din Masivul Rarău, cu depozite de vârstă triasică, jurasică și cretacică.

Depozitele permiene apar doar în extremitatea sudică a sinclinalului Rarău (pârâul Cheii), fiind alcătuite dintr-o breccie cu elemente de șisturi cristaline care amintește de breccia de Hăghimaș (*M. Mureșan* și colab., 1975).

În perimetrul cercetat, formațiunile sedimentare ale Pânzei Bucovinice, de vârstă triasică, jurasică și cretacică, se dispun transgresiv și discordant peste formațiunile metamorfice ale grupurilor de Bretila și Tulgheș, ocupând suprafețe relativ reduse.

Triasicul aflorează pe flancul vestic al sinclinalului, sub forma unui aliniament continuu, afectat de falii transversale. Pe flancul estic Triasicul aflorează în trei benzi succesive. Cele două flancuri se unesc în sud. Triasicul s-a identificat și în partea centrală, înaltă, în sectorul Piatra Șoimului – Piatra Zimbrului – Vârful Rarău – Todirescu.

Seisianul constituie primul termen litostratigrafic al triasicului bucovinic, dispus discordant peste șisturile cristaline. Este format din conglomerate și gresii cuarțitice. Acestea se urmăresc aproape fără întrerupere, atât pe flancul intern, cât și pe cel extern, fiind situate la baza dolomitelor. Cimentul silicios îi imprimă rocii o mare duritate, dar grosimea redusă (până la 10 m) face ca în relief să fie subordonate dolomitelor, iar în pedogeneză să fie dominate de șisturile cristaline. Asupra vârstei acestor depozite părerile sunt unitare, majoritatea cercetătorilor acordându-le vârsta Seisiană (*I. Turculeț*, 1971, *M. Săndulescu*, 1973 etc.).

Campilian – Anisianul se dezvoltă deasupra conglomeratelor și gresiilor seisiene sau direct peste șisturile cristaline, fiind reprezentat printr-un pachet gros de dolomite și calcare dolomitice (de la 50 la 150 m). Această unitate litostratigrafică se poate urmări pe ambele flancuri ale sinclinalului, cât și în sudul Masivului Rarău. Pe flancul intern constituie vârfurile Adam și Eva, de unde se continuă cu întreruperi pe direcția NV–SE până în preajma Izvorului Rece, porțiune în care, din punct de vedere altimetric, sunt dominate de șisturile cristaline mezometamorfice ale grupului de Bretila–Rarău. La sud de Izvorul Rece, dolomitele – puternic afectate de un sistem oblic de falii – depășesc altitudinal șisturile cristaline menționate anterior. Pe flancul extern, dolomitele apar numai în lungul cutelor solzi, având în bază conglomeratele sau dispunându-se direct peste

cristalinul grupurilor de Bretila și Tulgheș. Pe flancul extern, la nord de Piatra Buhii (Izvorul Alb), dolomitele se afundă sub depozite mai noi, regăsindu-se izolat în Valea Seacă.

Dolomitele sunt roci masive, în varietăți cenușii, alb–gălbui sau roșietice când conțin compuși feruginoși. Dolomitele cuprifere, destul de răspândite în flancul extern, prezintă unele mici eflorescențe de azurit și malachit (Izvorul Alb – Pârâul Limpedea, Valea Seacă etc.). Alteori, dolomitele apar puternic diaclazate sau sub forme brecioase (*I. Turculeț*, 1971).

Vârsta acestor depozite a fost mult timp discutabilă, dar după ce *I. Atanasiu* (1928) a datat nivelul de dolomite stratificate (8–10 m) din bază (nivelul de Asodul Mare) pe criterii paleontologice la Campilian, dolomitele masive revin, prin poziția lor, Anisianului. Fauna de tip Asodul Mare a fost identificată și în partea sudică a Cuvetei Rarău (*V. Mutihac*, 1966).

Dolomitele și calcarele dolomitice campilian–anisiene constituie o unitate litostratigrafică foarte importantă, cu implicații directe în configurarea reliefului actual și în pedogeneză. Dacă pe flancul intern, la nord de Izvorul Rece, unde dolomitele sunt situate mai jos de șisturile cristaline ale Pânzei de Rarău, acestea se impun prin existența unui relief ruiniform cu predominarea formelor de eroziune, la baza căruia s-a format un imens glacis de contact. Spre sud, dolomitele crează un relief mult mai semeț, cu măguri, bâtci și forme carstice de suprafață.

Constituția chimică bogată în cationi de Ca^{2+} și Mg^{2+} determină formarea solurilor eu–mezobazice, indiferent de poziția altitudinală, cu exprimarea în teritoriu a unei palete largi de tipuri și subtipuri, de la roca la zi, prin litosoluri și protorendzine, la molisoluri litomorfe rendzinice. Stadiul evolutiv al solurilor formate pe aceste roci este în funcție de forma de relief, valoarea declivității, tipul și intensitatea acumulării biologice, în concordanță cu etajul climatic și alcătuirea covorului vegetal.

Anisian–Ladinianul constituie unul din termenii cei mai discutați și controversați ai Triasicului din Rarău. Această controversă s-a iscat în jurul vârstei și poziției jaspurilor, ce se găsesc frecvent în acoperișul dolomitelor, atribuite fie Triasicului, fie Jurasicului. *M. Săndulescu* remarcase, încă din 1968, trei nivele de jaspuri pentru Sinclinalul Hăghimaș, atribuite Triasicului, Jurasicului și Cretacicului. Pentru Sinclinalul Rarău, cercetările de amănunt (*I. Turculeț*, 1971) au stabilit doar două nivele de jaspuri: unul de vârstă triasică (Anisian–Ladinian) și altul de vârstă jurasică (Callovian–Oxfordian).

Jurasicul aflorează pe suprafețe restrânse. Cercetările geologice întinse pe mai bine de un secol au pus în evidență reprezentarea Jurasicului doar prin doi termeni: Dogger și Malm.

Doggerul apare insular, pe flancul extern al sinclinalului, în Bâtca Leșii. În acest sector, deasupra dolomitelor se dispun gresii calcaroase și microconglomerate, printr-o notă de netă discontinuitate. Litologic, acest nivel cuprinde în bază o breccie cu galeți diferiți ca dimensiuni.

Malmul (Callovian–Oxfordianul) se dispune transgresiv peste sedimentele doggeriene sau, cel mai adesea, peste dolomitele triasice, fiind constituit din jaspuri

roşii, verzi şi cenuşii, cu intercalaţii de siltite, iar în bază din gresii (sub 30 m grosime). Aceste depozite apar sub forma unei benzi foarte înguste, continui, dar puternic faliate, pe ambele flancuri ale sinclinalului. Vârsta acordată jaspurilor în cauză a stat la îndoială mult timp, neconcordanţa fiind susţinută de lipsa fosilelor conducătoare, ceea ce face ca atribuirea să fie dedusă exclusiv pe baza raporturilor stratigrafice şi tectonice. *I. Turculeţ* (1971) aduce dovezi incontestabile asupra vârstei callovian–oxfordiene a jaspurilor din acoperişul dolomitelor triasice. *P. Dumitrică*, cercetând fauna de radiolari din jaspuri (în cariera Pojorâta), argumentează fără dubii aceeaşi vârstă jurasic superioară a acestor depozite.

Roci preponderent silicioase, mai rezistente la alterare decât la dezagregare, jaspurile callovian–oxfordiene nu sunt pregnante în relief, însă în pedogeneză contribuie la formarea unor soluri cu un chimism neutral–slab acid, dar care generează cantităţi apreciabile de schelet pe profilul solurilor.

Tithonicul şi Cretacicul. În partea frontală a pânzei bucovinice din sinclinalul Rarău se distinge Digitaţia Sadova, caracterizată prin dezvoltarea **Tithonic–Berriasianului** în facies de fliş. Intervalului menţionat îi sunt atribuite **Stratele de Pojorâta**, un echivalent stratigrafic al **Stratelor de Sinaia**, dar aflat într-o altă unitate tectonică. *I. Băncilă* (1958) descrie pentru prima dată stratele de Pojorâta–Lunca.

D. Patrulius et al. (1965) folosesc pentru prima dată denumirea de **Strate de Lunca** în Masivul Rarău, după cum *V. Mutihac* (1968) separă aceste strate, alături de Conglomeratele de Muncelu, sub denumirea de *seria flişoidă*. *I. Turculeţ* (1971) corelează Stratele de Lunca cu *Stratele cu Aptychus*.

Cercetările mai noi au dus la concluzia că Stratele de Pojorâta aparţin părţii frontale a Pânzei Bucovinice, constituind o entitate litostratigrafică precisă, distinctă faţă de zona flişului (*M. Săndulescu*, 1972).

În sinclinalul Rarău, Stratele de Pojorâta au o alcătuire litologică diferită de cea a Stratelor de Lunca, deşi sunt sincrone ca vârstă. Sunt alcătuite dintr-o stivă cu grosimi de 250–300 m, în care alternează ritmic gresii verzui sau cenuşii, marne verzui şi cenuşii, cât şi marnocalcare sau chiar calcare marnoase în aceleaşi nuanţe. Deşi în componenţa gresiilor predominante sunt elementele silicioase, liantul carbonatic, cât şi prezenţa orizonturilor marno–calcaroase sau calcaro–marnoase determină formarea solurilor brune eu–mezobazice, până la altitudini de circa 1000 m.

Stratele de Pojorâta aflorează în fruntea Pînzei Bucovinice, pe flancul estic al Vârfului Măgura, de o parte şi de alta a Vârfului Runc, în Bodia şi Cocorul, arealul continuându-se spre sud până în bazinul pârâului Tudoreni (afluent al pârâului Valea Caselor). Lăţimea apreciabilă a acestor depozite (până la 1 km) cât şi fondul grezos sau marno–calcaros, contribuie la formarea unui relief relativ înalt, reprezentat prin măguri detaşate de către reţeaua hidrografică transversală (pârâul Mesteacănului, Valea Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Malului).

Stratele cu Aptychus corespund intervalului **Tithonic–Valanginian**. În jurul acestei formaţiuni s-au iscat numeroase controverse în literatura de specialitate. *I. Turculeţ* susţine (în mai multe rânduri) sinonimia dintre Stratele de Pojorâta şi

Stratele cu Aptychus. La rândul său, *M. Săndulescu*, afirmă că Stratele cu Aptychus s-au dezvoltat în cadrul Pânzei Bucovinice propriu-zise, spre deosebire de Stratele de Pojorâta, specifice Digitaţiei Sadova. Conform materialelor cartografice publicate de acest ultim autor, Stratele cu Aptychus se întâlnesc pe suprafeţe restrânse, între valea Moldovei şi pârâul Mesteacănului, sub forma unor benzi înguste. Aceste depozite conţin o bogată faună de *aptychi*, conservată şi protejată în rezervaţia geologică cu acelaşi nume, din valea Moldovei (în defileul Pojorâta–Sadova).

Sub aspect litologic, sunt formate dintr-o succesiune grezo–marnoasă, urmată de o secvenţă marno–calcaroasă, asemănătoare Stratelor de Pojorâta, deci cu aceleaşi implicaţii în procesele pedogenetice şi în relief.

Grezo–conglomeratele de Muncelu au fost separate încă de *K. M. Paul* (1876), ulterior fiind descrise de numeroşi alţi autori. Atribuirea acestei formaţiuni Hauterivianului, se bazează pe faptul că se aşează transgresiv peste Stratele cu Aptychus. *I. Turculeţ* (1971) coboară vârsta lor şi în Valanginian, pe baza unor fosile descoperite în Piatra Străjii, într-un pachet de gresii, după cum, alţi autori presupun prezenţa Barremianului.

Grezo–conglomeratele de Muncelu se urmăresc mult la nord de Valea Moldovei, până la Breaza. În Masivul Rarău se dezvoltă în vârfurile Măgura şi Runc, unde se dispun peste Stratele cu Aptychus. Pachetul de roci cunoscut sub această denumire cuprinde în bază gresii „grosiere", cu un ciment calcaros, care uneori trec în microconglomerate. Partea superioară a succesiunii include conglomerate cu galeţi de şisturi cristaline, calcare, marne şi gresii. Duritatea mai mare a rocii le menţine în relief sub forma unor vârfuri semeţe, înşirate pe direcţia nord–vest – sud–est (Muncelu – la nord de Moldova, Măgura şi Runc). Rezistenţa rocii şi relieful sub formă de culmi înguste, cu versanţi puternic înclinaţi, determină grosimea redusă a solului şi conţinutul ridicat de schelet.

Formaţiunea de wildfliş. Această formaţiune, cu un pronunţat caracter marno–argilos şi o textură haotică, înglobează numeroase olistolite (*klippe*) de roci specifice pânzelor transilvane (sedimentare şi eruptive), ceea ce a creat numeroase controverse privind succesiunea stratigrafică sau poziţia tectonică. În lucrarea de faţă noi adoptăm modelul tectonic ce admite existenţa pânzelor de şariaj, deci a unor depozite autohtone (Pânza Bucovinică) şi alohtone (Pânzele Transilvane).

Formaţiunea de wildfliş alcătuieşte umplutura Cuvetei Rarău. Se dezvoltă în partea centrală a *sinclinalului*, care la sud de valea Moldovei atinge lăţimi de 7–8 km. Orientată pe direcţia NV–SE, cu o îngustare vizibilă în valea Moldovei, formaţiunea de wildfliş capătă extensiune maximă în bazinul Izvorul Alb, pentru a se închide în dreptul curmăturii Chiril.

Depozitele acestei formaţiuni deţin un bogat conţinut faunistic. La nord de Valea Seacă, sincron cu depunerea acestui facies s-au sedimentat argile negre, care se dezvoltă, cu precădere, la sud de Pojorâta, în bazinele Fundu Pojorâtei, Praşca şi Valea Seacă. Depozitele menţionate au o culoare negricioasă, fiind constituite din argile care conţin numeroase concreţiuni fero–manganoase. Subordonat, se mai întâlnesc argile roşii sau vişinii, gresii cuarţoase, glauconitice, verzui sau negricioase.

Faciesul cu argile negre se modifică parțial la sud de interfluviul dintre Valea Seacă și Izvorul Alb, unde se asociază, uneori în proporție predominantă, argile cu blocuri, calcare recifale, marne, siltite, gresii, brecii și conglomerate. Calcarele recifale constituie mici recifi de 20–30 m diametru. Marnele sunt fin stratificate sau în plăci, de culoare cenușie, albăstruie sau negricioase; trec lateral în siltite sau gresii marnoase, în aceleași nuanțe. În Valea Seacă marnele și gresiile marnoase sunt înlocuite de conglomerate cu galeți de cuarț, iar mai la sud prin conglomerate cu galeți de calcar. Calcarele recifale trec frecvent în calcare brecioase, brecii și megabrecii sau conglomerate. În masa sedimentată haotic a wildflișului se mai întâlnesc diabaze asociate cu jaspuri. Diabazele sunt *klippe* alohtone.

Predominarea puternică a rocilor friabile, argilo–marnoase, a determinat o manifestare intensă a proceselor de denudare, depozitele de wildfliș fiind supuse agenților erozivi cu intensitate sporită. Astfel, se explică relieful coborât, cu aspect depresionar, din care astăzi se detașează ca martori de eroziune unele nivele de brecii sau megabrecii și olistolite, dezgolite din masa wildflișului. Substratul argilo–marnos cât și drenajul intern lent au favorizat instalarea unor procese de hidromorfism în regim alternant anaerobiotic și aerobiotic, cu formarea unor soluri pseudogleizate. Aportul de elemente bazice din rocile constitutive a întreținut un echilibru permanent față de procesele de evoluție, solurile fiind de tip eu– și mezobazic.

2.2.2.2. Pânzele Transilvane

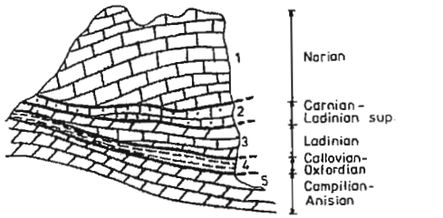
În afară de formațiunile descrise până acum, care față de fundamentul cristalin alcătuiesc cuvertura sedimentară a pânzei bucovinice, în Masivul Rarău aflorează și depozite alohtone atribuite Pânzelor Transilvane. Acestea se prezintă ca petice de acoperire (Vârful Rarău – Pietrele Doamnei) sau sub formă de *klippe* înglobate în masa wildflișului. Ca vârstă, revin Triasicului, Jurasicului și Cretacicului.

Triasicul alohton apare exclusiv sub formă de *klippe*, cel mai bine fiind reprezentate în partea centrală, înaltă, a masivului și izolat în bazinele Izvorul Alb, Valea Seacă și Fundu Pojorâtei. Cel mai vechi termen al triasicului alohton aparține **Werfenianului**, reprezentat prin **Strate de Werfen** (constituite din gresii calcaroase diaclazate, gresii cuarțitice micafere și calcare marnoase). Stratele de Werfen se întâlnesc la obârșia pârâului Valea Seacă, sub forma unei *klippe* înglobate în masa wildflișului. Gresiile cuarțitice micafere se comportă oarecum diferit de fondul argilo–marnos al wildflișului, prin chimismul neutral și slab acid pe care-l imprimă depozitelor de solificare.

Campilian–Anisianul este reprezentat prin calcare dolomitice și dolomite care alcătuiesc mai multe olistolite de dimensiuni variabile, fiind un echivalent stratigrafic al dolomitelor masive de pe flancurile sinclinalului (triasicul autohton). Calcarele dolomitice și dolomitele alohtone constituie masivul exploatat în carieră pentru var din creasta Pietrele Roșii, după cum se mai întâlnesc în baza calcarelor urgoniene de pe fața estică a abruptului Rarău și în baza Pietrei Zimbrului. Morfostructural și cu rol deosebit în formarea solurilor se disting în Hăghimiș și

împrejurimi, unde generează un relief spectaculos, de turnuri, clăi, piramide, cu aspect ruiniform. Ca vârstă, această *klippă* revine Werfenianului superior (Campilian) – Anisianului inferior. Anisianului îi revin sigur doar calcarele negre bituminoase de la Sadova – deci din afara regiunii.

Ladinian–Carnianul este reprezentat printr-un pachet de calcare albe ce apar în Piatra Șoimului, prinse între un nivel de jaspuri callovian–oxfordiene în bază și calcare urgoniene din acoperiș. După *I. Turculeț* (1971), aceste depozite apar izolat și în Piatra Zimbrului, Rarău, Pochii Rarăului și Todirescu (fig. 3).



Legenda: 1-Calcare albe masive (organogene); 2-Calcare cu alge; 3-Calcare cu Daonella; 4-Jaspuri; 5-Dolomite.

Fig. 3. Poziția stratigrafică a depozitelor din Piatra Șoimului.

Triasicul superior alohton din Cuveta Rarău aparține **Carnianului,** reprezentat prin calcare în plăci, calcare masive și calcare stratificate cu silex, întâlnite pe clina sudică a Pietrei Zimbrului.

Cu excepția gresiilor cuarțitice micafere, întreg triasicul seriilor transilvane, dezvoltat cu precădere în partea centrală înaltă, este de natură calcaro–dolomitică, impunându-se pregnant atât în morfostructură, cât și în pedogeneză.

Jurasicul Pânzelor Transilvane se găsește dispus sub formă de *klippe* sedimentare izolate, de dimensiuni variabile. Cele mai răspândite depozite sunt cele mediojurasice **(Dogger)**, alcătuite din calcare grezoase și gresii calcaroase, cu apariții în *klippe* izolate de la nord de Valea Seacă (*M. Săndulescu*, 1976). Jurasicul superior este reprezentat de formațiuni **Tithonice**, prin câteva olistolite constituite din calcare albe. Se întâlnesc diseminate în masa wildflișului, în bazinul Fundu Pojorâtei și, izolat, la vest de Vârful Cocorul (în bazinul Izvorul Alb). **Kimmeridgianul** identificat de *M. Săndulescu* (1976) pe dreapta Izvorului Alb, în aval de confluența cu pârâul Limpedea, nu apare pe harta geologică.

Cretacicul aferent pânzelor transilvane este reprezentat doar prin calcare urgoniene, care participă la constituția peticelor de acoperire Rarău și Pietrele Doamnei, cât și prin unele olistolite înglobate în formațiunea de *wildfliș*, de la Pojorâta și până la est de Schitul Rarău. Litologic, aceste calcare sunt compacte, de culoare alb–gălbuie, uneori ușor cenușii sau roșietice. Pe alocuri, roca poate deveni brecioasă, conținând și galeți rulați de cuarț (extremitatea sud–estică a vârfului Rarău). Grosimea acestor depozite poate însuma 70–80m (*I. Turculeț*, 1971). Conțin o faună foarte bogată în corali și pahiodonte.

Calcarele urgoniene, prin poziția stratigrafică, tectonică și duritate, constituie entitatea litostratigrafică cea mai importantă, răspunzătoare în menținerea unui nivel altitudinal maxim, cât și în crearea unor tipuri genetice de relief (structural, carstic etc.).

2.2.2.3. Rocile eruptive

În *Sinclinalul Rarău* se cunosc roci alcaline şi bazice, aparţinând de unităţile transilvane, deci cu un caracter alohton, sub forma unor petice de acoperire, *klippe* şi olistolite (*M. Săndulescu*, 1976).

Rocile alcaline, reprezentate prin sienite, au fost identificate în apropiere de localitatea Pojorâta, unde apar la baza unui petic de acoperire. Rocile bazice, în special de tipul spilitelor constituie olistolite răspândite pe mai multe nivele, în toată masa *wildflişului*.

Aceste depozite sunt profund alterate la suprafaţă, dimensiunile reduse ale corpurilor eruptive, contribuind la preluarea lor integrală în procesele de solificare. Înglobate în masa *wildflişului*, rocile bazice şi alcaline nu se impun în procesele de solificare, condiţionând formarea aceloraşi cambisoluri, dar cu un conţinut ceva mai bogat în humus şi cu o reacţie slab alcalină.

2.2.2.4. Pânza de Ceahlău

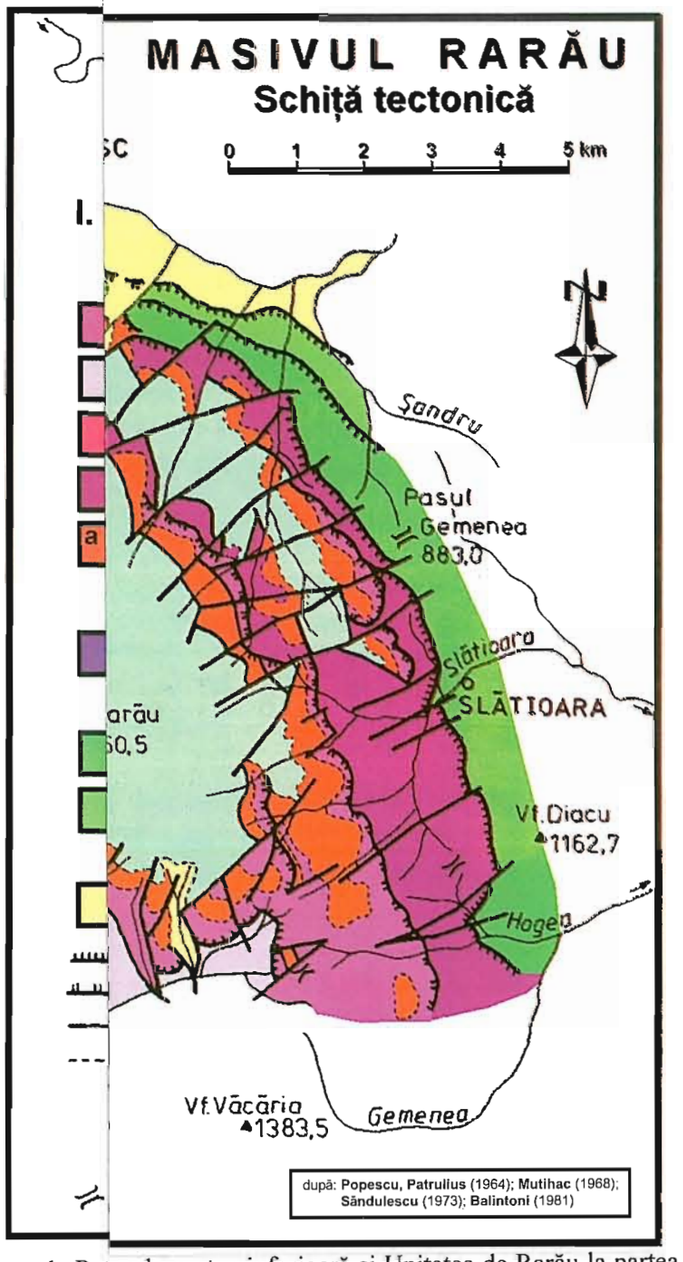
În extremitatea est–nord–estică a Masivului Rarău, *Sinclinalul mezozoic* intră în contact direct cu Pânza de Ceahlău, reprezentată prin *Stratele de Sinaia.* Această entitate lito–stratigrafică, mult extinsă în Munţii Stânişoarei, se dezvoltă la nord de Pasul Gemenea, sub forma unei benzi relativ înguste, care, imediat la nord de pârâul Mesteacănului, sunt acoperite de depozitele aluviale ale râului Moldova. În cadrul acestor depozite s-au separat două secvenţe: prima este marno–calcaroasă (şisturi argiloase, marno–calcare cenuşii şi gresii calcaroase); cea de-a doua are un pronunţat caracter grezo–calcaros (gresii calcaroase, gresii în plăci şi marno–calcare). Toate rocile sunt puternic diaclazate.

2.2.2.5. Pânza flişului curbicortical (Teleajen)

Cuprins între planul de şariaj al Unităţii de Ceahlău şi planul de şariaj al Pânzei Flişului Curbicortical, acesta din urmă este reprezentat printr-o bandă îngustă, continuă, între pârâul Şandru şi Izvorul Alb, după care aflorează discontinuu până în Valea Seacă. Mai la nord, aceste depozite sunt acoperite de depozitele aluviale pleistocene. Fondul litologic al Flişului Curbicortical este reprezentat de o alternanţă ritmică de pelite argilo–marnoase şi gresii litice, micacee.

2.3. TECTONICA

Sinclinalul marginal al Rarăului prezintă o structură complicată, determinată de suprapunerea mai multor pânze de şariaj. În zona cristalino–mezozoică a Carpaţilor Orientali, pe marginea externă a căreia se găseşte „sinclinalul Rarău", se pot distinge două sisteme de pânze suprapuse: un sistem inferior sau grupul pânzelor central–est carpatice şi sistemul (sau grupul) pânzelor transilvane, superior. Sistemul pânzelor central–est–carpatice este format din pânze de soclu, de forfecare (*M. Săndulescu*, 1973), fiind atribuit Dacidelor mediane, care constituie



superior al pânzelor
itaţională, ce aparţin
ora pânzelor central–
maţiuni sedimentare

la Pânza Bucovinică,
Bucovinică suportă
i a teritoriului – peste

flişului est–carpatic,
terne), pânza flişului
ă miocenă).

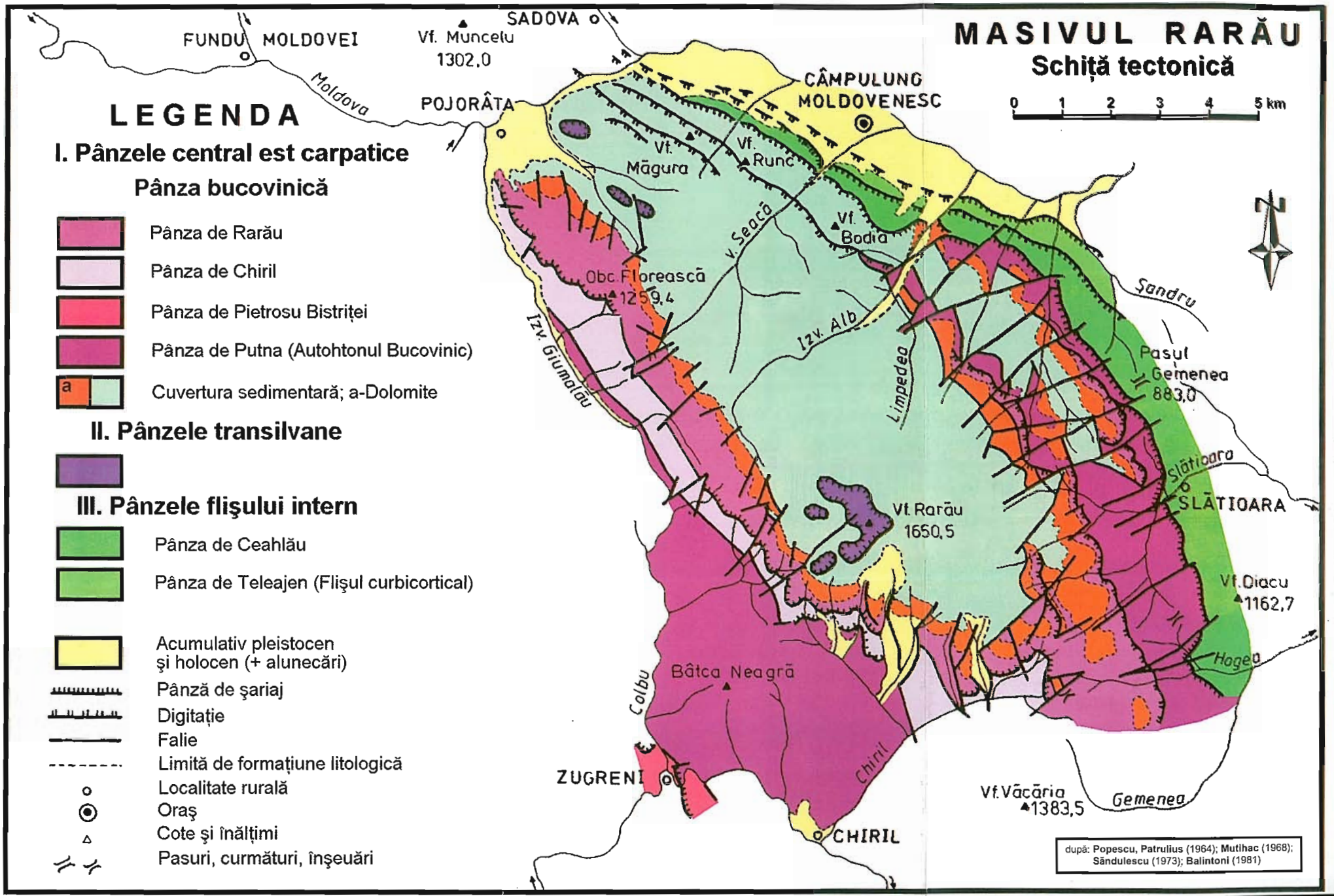
atice ocupă cea mai
ovinice care acoperă
ece până peste Pânza

ră a pânzelor central–
netamorfice (soclu) şi
tură). Fruntea pânzei
estică a sinclinalului
itare ale pânzei vin în

tectonice cu rang de
l., 1981, *L. Nedelcu,*
ni, *I. Gheuca*, 1977,

irupului de Bretila, de
est element structural
ări pe flancul vestic al
st. Vârsta punerii sale
'ulescu*, 1976). Vârsta
de către acoperirea
tre depozitele triasice
i cele ale Grupului de
limentare mezozoice.
susţinută a fi vestică,

situată între Unitatea de Putna la partea inferioară şi Unitatea de Rarău la partea superioară. Constituită din formaţiuni mezometamorfice, uneori puternic retromorfe, această unitate este marcată de laminări, milonitizări şi filonitizări.



de Putna la partea inferioară și Unitatea de Rarău la partea superioară. Constituită

2.2.2.3. Rocile eruptive

În *Sinclinalul Rarău* se
transilvane, deci cu un caract
şi olistolite (*M. Săndulescu*, 1

Rocile alcaline, reprezе
localitatea Pojorâta, unde ap
special de tipul spilitelor co
toată masa *wildflişului*.

Aceste depozite sunt p
corpurilor eruptive, contribuin
Înglobate în masa *wildflişului*
solificare, condiţionând form
mai bogat în humus şi cu o rea

2.2.2.4. Pânza de Ceahl

În extremitatea est–nord-
în contact direct cu Pânza de C
entitate lito–stratigrafică, mult
Pasul Gemenea, sub forma u
pârâul Mesteacănului, sunt ac
cadrul acestor depozite s-au s
(şisturi argiloase, marno–calca
pronunţat caracter grezo–calc
calcare). Toate rocile sunt pute

2.2.2.5. Pânza flişului cu

Cuprins între planul de
Pânzei Flişului Curbicortical,
îngustă, continuă, între pârâ
discontinuu până în Valea Sea
depozitele aluviale pleistocen
reprezentat de o alternanţă ri
micacee.

Sinclinalul marginal al Ra
de suprapunerea mai multor p
Carpaţilor Orientali, pe marginea
pot distinge două sisteme de
pânzelor central–est carpatice şi sistemul (sau grupul) pânzelor transilvane,
superior. Sistemul pânzelor central–est–carpatice este format din pânze de soclu, de
forfecare (*M. Săndulescu*, 1973), fiind atribuit Dacidelor mediane, care constituie

coloana vertebrală a Carpaţilor Orientali interni. Sistemul superior al pânzelor transilvane cuprinde pânze de cuvertură, de decolare gravitaţională, ce aparţin Dacidelor transilvane (sau Transilvanidelor). Şariate deasupra pânzelor central–est–carpatice, pânzele transilvane sunt constituite din formaţiuni sedimentare mezozoice şi ofiolite de aceeaşi vârstă (*M. Săndulescu*, 1984).

Pânzele central–est–carpatice se succed de sus în jos, de la Pânza Bucovinică, prin cea Sub–bucovinică, la cea Infra–bucovinică. Pânza Bucovinică suportă resturile Pânzelor Transilvane şi este şariată – în partea estică a teritoriului – peste Pânza de Ceahlău (vezi schiţa tectonică).

În partea nord–estică a Rarăului aflorează pânzele flişului est–carpatic, reprezentate prin pânza de Ceahlău (atribuită Dacidelor externe), pânza flişului curbicortical şi cea de Audia (atribuită Moldavidelor, de vârstă miocenă).

2.3.1. Pânzele central–est–carpatice

În Masivul Rarău, sistemul pânzelor central–est–carpatice ocupă cea mai mare suprafaţă, cu o extindere considerabilă a Pânzei Bucovinice care acoperă tectonic celelalte unităţi ale acestui sistem, ajungând să încalece până peste Pânza de Ceahlău (vezi schiţa tectonică).

2.3.1.1. Pânza Bucovinică constituie unitatea superioară a pânzelor central–est–carpatice. Se caracterizează prin existenţa formaţiunilor metamorfice (soclu) şi a sedimentarului „autohton" din sinclinalul Rarăului (cuvertură). Fruntea pânzei bucovinice corespunde puternicei dislocaţii de la marginea estică a sinclinalului Rarău, în lungul căreia formaţiunile cristaline şi/sau sedimentare ale pânzei vin în contact cu flişul cretacic al Pânzei de Ceahlău.

Soclul Pânzei Bucovinice grupează mai multe unităţi tectonice cu rang de pânză, de vârstă prealpină: Putna, Chiril (*H. Kräutner* et al., 1981, *L. Nedelcu*, 1982, *H. Kräutner*, 1984), Pietrosul Bistriţei (*I. Balintoni, I. Gheuca*, 1977, *I. Balintoni*, 1981) şi Rarău.

Pânza de Rarău este constituită exclusiv din roci ale Grupului de Bretila, de vârstă precambriană şi cu un ridicat grad de metamorfism. Acest element structural major al zonei cristalino–mezozoice se poate foarte bine urmări pe flancul vestic al sinclinalului, în sudul Rarăului şi pe aliniamente înguste, în est. Vârsta punerii sale în loc a fost considerată hercinică, deci antealpină (*M. Săndulescu*, 1976). Vârsta prealpină a Pânzei gnaiselor de Rarău este argumentată de către acoperirea discordantă a urmei planului de şariaj al acestei pânze de către depozitele triasice cât şi de faptul că între rocile Grupului de Bretila din pânză şi cele ale Grupului de Tulgheş din culcuşul acestora nu se cunosc depozite sedimentare mezozoice. Vergenţa acestei pânze, multă vreme considerată estică, este susţinută a fi vestică, de către *M. Săndulescu* (1984).

Pânza de Chiril este o altă unitate tectonică prealpină, situată între Unitatea de Putna la partea inferioară şi Unitatea de Rarău la partea superioară. Constituită din formaţiuni mezometamorfice, uneori puternic retromorfe, această unitate este marcată de laminări, milonitizări şi filonitizări.

Pânza de Pietrosul Bistriței este alcătuită din roci ale Seriei de Negrișoara, roci mezometamorfice de vârstă precambian superioară, în care domină gnaisele porfiroide de Pietrosu. Această unitate tectonică, restrânsă ca arie de aflorare în cheile Bistriței și pe valea Colbu, este cel mai bine exprimată în Munții Bistriței.

Pânza de Putna reprezintă unitatea tectonică inferioară din cadrul soclului Pânzei Bucovinice. Are o dezvoltare apreciabilă în sud–vestul Masivului Rarău (Bâtca Neagră), în sudul și în estul regiunii (la contactul cu Pânza de Ceahlău). Acestei unități structurale îi corespund depozitele Grupului de Tulgheș, de vârstă cambriană, epimetamorfice, provenite dintr-o stivă groasă de formațiuni terigene și vulcano–sedimentare.

Între planul de șariaj al Pânzei de Rarău și planul de șariaj alpin al Pânzei Bucovinice s-au recunoscut planuri de discontinuitate tectonică ce separă între ele grupurile (seriile) de Tulgheș, Negrișoara și Chiril. Fiecare dintre aceste grupuri cu roci metamorfice a fost considerată ca o pânză: de Putna, Pietrosul Bistriței și Chiril. Toate aceste pânze (denumite de *M. Săndulescu*, 1984, pânze intracutanate) se deosebesc de Pânza de Rarău, formată din depozite mai vechi și cu un metamorfism mai ridicat. Același autor consideră că vârsta pânzelor intracutanate este preliasică și deci pot fi considerate unități prealpine.

Pânza Bucovinică cuprinde și o cuvertură cu o succesiune de depozite triasice, jurasice și cretacice, grupate în mai multe cicluri de sedimentare, separate de discordanțe simple și unghiulare. Prima discordanță simplă apare între dolomitele anisiene și depozitele mai vechi, iar prima discordanță unghiulară se situează în partea terminală a Jurasicului inferior (din baza straturilor cu jaspuri). Cea de-a doua discordanță unghiulară se plasează între conglomeratele de Muncelu și formațiunea de *wildfliș* (*M. Săndulescu*, 1976, 1984).

În partea externă a Masivului Rarău (Măgura, Runc, Bodia), se individualizează un element structural aparte, cunoscut sub denumirea de Digitația Sadova. Acesteia îi corespund două cute solzi deversate spre est. Poziția structural–tectonică și alcătuirea litologică dominată de prezența grezo–conglomeratelor de Muncelu sunt factori care au contribuit la menținerea reliefului la altitudini de peste 1100 m.

Planul de șariaj al Pânzei Bucovinice reprezintă cel mai important accident tectonic din regiune. Șariajul Pânzei Bucovinice aduce în contact formațiunile cristaline ale Grupului de Tulgheș cu Stratele de Sinaia, din Unitatea de Ceahlău. Pe mici porțiuni, acest contact se face prin intermediul lamelor de rabotaj din Pânza Sub–bucovinică, ca în situația de la izvoarele pârâului Deacul (versantul drept al pârâului Slătioara).

În legătură cu vârsta șariajului Pânzei Bucovinice, majoritatea specialiștilor opinează pentru intervalul intra–albian – sfârșitul albianului, vergența diferitelor pânze de soclu fiind încă în discuție (cu excepția vergenței vestice a Pânzei de Rarău). Pentru unitățile inferioare Pânzei Bucovinice, intervalul de timp în care s-au produs șariajele este mai mare. Oricum, Pânza Infra–bucovinică a fost șariată și erodată înainte de a fi acoperită de Pânza Sub–bucovinică, după cum și aceasta a fost parțial îndepărtată înainte de a fi acoperită de Pânza Bucovinică

(*M. Săndulescu*, 1984). Succesiunea punerii în loc a pânzelor central–est–carpatice s-a realizat de la exterior la interior, începând cu unitățile estice (infra–bucovinice), în intervalul de la sfârșitul Barremianului până la terminarea Albianului. În acest interval au avut loc câteva faze tectonogenetice separate prin perioade de eroziune.

2.3.2. Pânzele Transilvane

Pânzele transilvane înglobează depozitele ce aparțin seriilor transilvane, aflate într-o poziție alohtonă. Pe ansamblu, Pânzele Transilvane ocupă suprafețe restrânse în Masivul Rarău, sub forma unor petice de acoperire în Vârful Rarău, Pietrele Doamnei și Piatra Șoimului. O bună parte din formațiunile amintite sunt înglobate în masa wildflișului, din care răsar sub formă de *klippe* sedimentare sau mici petice de acoperire. Privite prin poziția acestor pânze față de cea bucovinică, ele sunt considerate pânze de obducție, formate din depozite sedimentare (pânze de cuvertură) și ofiolite.

Domeniul transilvan a fost dominat de două zone de sedimentare, corespunzătoare Seriei de Perșani și Hăghimaș–Rarău, ambele cu rang de pânză. Dacă la nord de valea Moldovei se recunosc resturi ale Pânzei de Perșani, la sud de această limită se întâlnesc resturi ale Pânzei de Hăghimaș–Rarău. În afara acestor serii, domeniului transilvan îi mai aparțin și unele *klippe* sedimentare înglobate wildflișului, cu succesiuni diferite în raport cu seriile amintite mai sus (de vârstă triasică, jurasică sau cretacică), fapte care subliniază complexitatea paleogeografiei domeniului transilvan și a proceselor de șariaj ale pânzelor transilvane. Majoritatea cercetătorilor în domeniu au presupus însă o diferențiere între punerea în loc a acestor pânze în sectorul sudic al sinclinalului (Perșani) și cel nordic (Hăghimaș–Rarău). În ceea ce privește vârsta, se consideră că obducția pânzelor transilvane a început la sfârșitul Barremianului și a continuat până în Albian. Ultima parte a deplasării pânzelor transilvane s-a petrecut prin mișcări gravitaționale, mișcările fiind oarecum independente între diferitele sectoare ale sinclinalului.

Resturile pânzelor transilvane generează evoluția diferențiată a reliefului în consens cu componența tectonică, contribuind la o diversificare tipologică a reliefului și la un asamblaj heterogen al solurilor, mai ales în cazul rangurilor taxonomice de nivel inferior.

Ulterior punerii în loc a sistemelor de pânze din sinclinalul Rarăului, au avut loc și deformări post–tectonice de tipul retrocutărilor și retroîncălecărilor, a căror vârstă este considerată a fi Miocen–medie (plecându-se de la ideea deformărilor cu vergență vestică care afectează și pânzele flișului, până la Audia inclusiv) (*M. Săndulescu*, 1984).

În domeniul pânzelor central–est–carpatice și transilvane sunt importante sistemele de fracturi longitudinale (direcționale) și transversale. *L. Nedelcu* (1982), menționează existența a trei falii direcționale importante. Falia Crucea–Colbu, în zona Rarăului, pune în contact anormal formațiunile Tg_1 și Tg_2. Falia Bașca, oarecum paralelă cu prima, este evidentă în bazinul cu același nume, aducând la zi planul unității de Chiril. Ceva mai la est, falia Rarău maschează pe alocuri planul

pânzei de Rarău. Referitor la acest aspect, merită menționat faptul că poziția altitudinală a formațiunilor lito–stratigrafice ale pânzei de Rarău este superioară nivelului dolomitic în jumătatea nordică a Rarăului și inversă la sud de șeaua de sub Piatra Șoimului, ceea ce indică o basculare tectonică de mari proporții.

Pe flancul estic al sinclinalului Rarăului există alte câteva falii direcționale orientate aproximativ N–S, care conturează imaginea unei structuri tip cute solzi.

Fracturile transversale sunt foarte numeroase, afectând nu numai flancurile sinclinalului ci întreaga regiune. Fracturile transversale intersectează și planele retro–încălecărilor, ceea ce ne face să credem că mișcările ce au avut drept consecință apariția fracturilor transversale sunt de vârstă relativ tânără, respectiv post–miocenă. Acest fapt este întărit de adaptarea parțială a rețelei hidrografice de ordinele I și II la această rețea de falii, sistemele fluviale mai avansate fiind doar accidental adaptate tectonicii de amănunt.

Apariția sistemului de falii transversale a contribuit la conturarea unor blocuri tectonice care se comportă diferențiat la acțiunea factorilor denudaționali, stabilindu-se o legătură indirect proporțională între mărimea blocului și densitatea fragmentării reliefului.

Extremitatea nord–estică a Masivului Rarău (la nord de pasul Gemenea), aparține din punct de vedere tectonic pânzelor flișului intern, reprezentate prin pânzele de Ceahlău, a Flișului Curbicortical și Audia. Pânza de Ceahlău este cea mai reprezentativă unitate a Dacidelor externe. Limita internă a acestei pânze este mascată de încălecarea pânzei bucovinice, linia de contact tectonic fiind urmărită pe tot flancul estic al Rarăului, prin existența unui uluc morfo–tectonic. La nord de Izvorul Alb, unitățile litostratigrafice ale Pânzei de Ceahlău vin în contact direct cu cele ale Digitației Sadova, suferind o afundare treptată, iar la nord de valea Mesteacănului sunt acoperite de depozitele mai noi din Depresiunea Câmpulung Moldovenesc. Vârsta șariajului Pânzei de Ceahlău este considerată a fi intrasenoniană, deci aparține fazei orogenetice laramice timpurii.

Pânza Flișului Curbicortical are o răspândire redusă, cu apariții sub forma unei benzi înguste între Șandrul și Valea Caselor. La nord, această unitate se afundă sub depozitele pleistocene din Valea Moldovei. *M. Săndulescu* (1984), consideră că prima deformare care a afectat depozitele acestei unități aparține fazei laramice (sfârșitul Senonianului), dar cea mai importantă tectogeneză corespunde fazei stirice vechi (intraburdigaliene).

Cu totul izolat, pe versantul drept al Izvorului Alb, înainte de confluența cu Moldova, pe un mic promontoriu aflorează depozite ale pânzei de Audia, fără a interveni major în morfogeneză.

2.4. CONSIDERAȚII PETROGRAFICE

Complexitatea alcătuirii litostratigrafice a sinclinalului Rarău este consecința unei mari varietăți petrografice și mineralogice. În cele ce urmează ne vom opri

asupra unor grupe mari de roci, cu implicații directe în procesele reliefogene și de pedogeneză (tabelul 1).

2.4.1. Formațiuni metamorfice

În cazul șisturilor cristaline au fost separate două mari categorii de roci – mezometamorfice și epimetamorfice – fiecare cu mai multe tipuri specifice, caracterizate prin asociații mineralogice specifice.

Dintre **rocile mezometamorfice**, în regiune aflorează formațiuni aparținând grupurilor de Bretila–Rarău, Chiril și Negrișoara. Rocile constitutive ale acestor grupuri se caracterizează prin mari variații atât în ceea ce privește structura, textura cât și prin compoziția mineralogică. Sub aspect mineralogic cuprind, ca minerale principale, cuarțul, micele (biotit, muscovit, clorit), feldspați plagioclazi (albit), feldspați potasici (microclin, ortoză) și granați, iar ca minerale accesorii magnetitul, titanitul, apatitul, epidotul etc.

Rocile mezometamorfice se caracterizează printr-o mare duritate și deci opun o rezistență deosebită la acțiunea factorilor modelatori. Dezagregarea mecanică se face sub forma unor blocuri paralelipipedice de mărimi variate, prin intermediul unor linii de fractură sau pe fisurile rocii. Pe aceste tipuri de roci, la nivelul culmilor și a părții superioare a reliefului, depozitele deluviale lipsesc, pentru ca pe versanți grosimea acestora să crească constant dar lent, prin mecanisme gravitaționale.

Prin procesele de transformare în profunzime și de alterare la suprafață, o parte din feldspații potasici (microclin, ortoză) se transformă în sericit sau caolin, după cum biotitul se cloritizează. Cloritul, prin procese de hidroliză, trece în limonit, iar prin pierderea apei se transformă în hematit, care colorează în roșu depozitele de solificare și cele de suprafață. Fierul, sub formă de oxizi, se acumulează în rocă pe liniile de fisură.

Cu excepția hornblendei (și deci a amfibolitelor) și mai rar a unor feldspați plagioclazi (anortit), mineralele constitutive ale rocilor mezometamorfice au un chimism acid sau foarte de acid, fapt repercutat în geneza și chimismul solurilor care preiau acest caracter. Rezistența deosebită la acțiunea factorilor modelatori se materializează prin existența reliefului masiv dar greoi (Munceii Rarăului), cu versanți uniform dar puternic înclinați și dezvoltarea mai redusă a formelor morfolitologice de detaliu. Duritatea rocii conservă un relief relativ înalt (1200–1350 m), cu vârfuri izolate, care culminează la aproape 1600 m.

Șisturile cristaline epimetamorfice au o dezvoltare apreciabilă în Rarău, dar prezintă și o diversitate deosebită sub raport litostratigrafic, afirmație susținută de entitățile din cadrul fiecărei formațiuni sau membru care aparține grupului de Tulgheș (unitatea de Putna).

Grupul de Tulgheș este alcătuit dintr-o stivă groasă de formațiuni terigene și vulcano–sedimentare cu o evoluție complexă, subliniind caracterul polimetamorfic al seriei. Structura, textura, dar mai ales compoziția mineralogică și relațiile dintre minerale indică mai multe faze de vulcanism riolitic, între care s-au interpus

perioade de sedimentare, peste care s-au suprapus câteva evenimente metamorfice succesive, în faciesul şisturilor verzi.

Rocile epimetamorfice ale grupului de Tulgheş sunt alcătuite în principal din cuarţ, urmat la mare distanţă de sericit, clorit, feldspat potasic, feldspat plagioclaz, biotit, muscovit, mai rar şi în procente mici, minerale accesorii şi minerale opace.

Cu foarte mici excepţii, formaţiunile epimetamorfice ale grupului de Tulgheş sunt roci acide sau foarte acide, care, în condiţiile climatice ale Rarăului, determină rapida acidifiere a complexului adsorbtiv al solului şi evoluţia proceselor pedogenetice în direcţia podzolirii humico–feriiluviale. Pe arii restrânse, în cazul apariţiei unor roci şi minerale cu un chimism neutral sau chiar bazic (calcare cristaline sau unii felspaţi plagioclazi–anortit), în sol se menţine un echilibru între cele două fracţiuni, cu exprimarea în teritoriu a unor soluri mezobazice, mai rar, eubazice. Prezenţa unor roci melanocrate, favorizate de anumite condiţii de relief şi vegetaţie, contribuie la apariţia solurilor umbrice (pe şisturi sericito–grafitoase).

2.4.2. Formaţiuni sedimentare

Alcătuirea petrografică a rocilor sedimentare mezozoice din Pânza Bucovinică şi cele transilvane din *„sinclinalul Rarăului"* este relativ complexă.

Roci carbonatice. În Rarău s-au întreprins numeroase studii asupra compoziţiei chimice şi mineralogice a rocilor carbonatice mezozoice. *E. Colios* (1969), într-un studiu dedicat chimismului acestor roci omogene, identifică 6 tipuri distincte începând de la dolomite şi terminând cu calcarele pure.

Dolomitele şi calcarele dolomitice constituie categoria cea mai bine reprezentată, cu apariţii pe flancurile sinclinalului şi, izolat, în partea centrală. Sub aspect chimic, dolomitele sunt roci omogene, fiind alcătuite din CaO şi MgO, concentraţii reduse de SiO_2, Al_2O_3 şi Fe_2O_3. Local, se dezvoltă şi faciesuri mai puţin pure, reprezentând varietăţi de dolomite cenuşii, alb–gălbui, cenuşiu–negricioase, brecioase, cuprifere etc. În cadrul acestora, conţinutul în SiO_2 creşte până 4–6%, cel în Al_2O_3 este de 1–2% şi cel în Fe_2O_3 atinge până la 5%.

Analiza chimică a dolomitelor indică conţinuturi cuprinse între 30–38% CaO, 20–24% MgO şi pierderi la calcinare de 42–48%, ceea ce conform stasurilor în vigoare le asigură şi o utilitate în industria siderurgică. Sub aspect mineralogic, sunt constituite din dolomit [$CaMg(CO_3)_2$], căruia i se mai adaugă, în situaţii particulare, magnezit ($MgCO_3$), malachit [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$] şi azurit [$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$], precum în dolomitele de la Pojorâta sau în cele de pe flancul extern (Limpedea, Valea Seacă etc.).

Odată cu creşterea conţinutului de calcit ($CaCO_3$) dolomitele trec în dolomitele calcaroase (35–38% CaO, 14–18% MgO şi P.C. 40–45%), iar apoi în calcare dolomitice (44–46% CaO; 8–10% MgO, P.C.40–42%).

Calcarele se întâlnesc cu precădere în zona centrală înaltă a Rarăului în perimetrul Hăghimiş–Pietrele Doamnei–Piatra Zimbrului–Rarău, continuat spre sud în Pochii Rarăului şi Todirescu. Cele mai pure calcare sunt cele de vârstă carnian–noriană (triasice), din Piatra Şoimului şi Piatra Zimbrului cât şi cele urgoniene (cretacice) din Pietrele Doamnei şi Vârful Rarău.

Calcarele triasice din Piatra Şoimului şi Piatra Zimbrului se remarcă prin puritate, fiind constituite aproape exclusiv din calcit (95–98% $CaCO_3$), având conţinuturi scăzute de dolomit (2–5% $CaMg(CO_3)_2$) şi neglijabile de SiO_2 (*E. Colios*, 1969).

Calcarele urgoniene din Pietrele Doamnei şi Vârful Rarău sunt de asemenea roci pure (92–96% $CaCO_3$, 1–5% $CaMg(CO_3)_2$ şi 1–2% SiO_2), cu menţiunea că unele varietăţi pot deveni calcare silicioase (SiO_2 – 20,5%). Puritatea deosebită a rocii determină rezistenţa acestor masive calcaroase la acţiunea proceselor de alterare. Poziţia structurală şi mai ales unele accidente tectonice (falii şi linii de fractură) au condiţionat slăbirea rezistenţei mecanice, contribuind la puternica modelare periglaciară, cu deosebire în cazul masivelor izolate şi supraînălţate din masa *wildflişului* (Pietrele Doamnei). Pe seama acestor roci s-a creat un relief structural–petrografic de factură periglaciară, spectaculos şi pitoresc. Sub aspect pedogenetic, calcarele şi dolomitele sunt răspunzătoare în formarea solurilor de tip rendzinic, aflate în stadii diferite de evoluţie şi cu particularităţi morfologice şi fizico–chimice distincte.

Depozitele marno–argiloase şi argiloase (roci pelitice) ale *wildflişului* din sinclinalul Rarăului sunt constituite în principal din minerale argiloase din grupele illitului, montmorillonitului, vermiculitului, apoi ale caolinitului şi cloritului, cărora li se mai adaugă silicaţi, carbonaţi, oxizi şi hidroxizi de Fe şi Al, având concentraţii diferite, în funcţie de natura faciesului de sedimentare. Dacă în unele puncte ale Rarăului concentraţia mineralelor argiloase depăşeşte 60–70%, în alte cazuri ponderea silicaţilor atinge valori de 50–60%, (marne argiloase silicatice). De asemenea, variază foarte mult concentraţia în Al_2O_3 şi Fe_2O_3 (*E. Colios*, 1969). Valorile CaO şi MgO sunt oscilante şi diferite în spaţiu, dar ating procente considerabile în preajma *klippelor* calcaro–dolomitice. Unele proprietăţi fizice (duritate redusă, plasticitate ridicată) sau hidrofizice (permeabilitatea foarte mică, coeficient de absorbţie foarte mare) sunt factori favorizanţi ai declanşării şi accelerării proceselor denudaţionale, cu implicaţii în ceea ce priveşte modelarea puternică a reliefului, evoluţia reţelei hidrografice şi creşterea densităţii fragmentării reliefului.

Silicolitele (jaspurile) sunt roci silicioase care prin procese de dezagregare condiţionează formarea unui material detritic greu alterabil care se detaşează morfologic ca schelet pe profilul solurilor. Concentraţia jaspurilor în SiO_2 este ridicată (70–75%), valori mai scăzute înregistrându-se în ceea ce priveşte Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO sau CaO (exceptând jaspurile cu accidente calcaroase) (*E. Colios*, 1969).

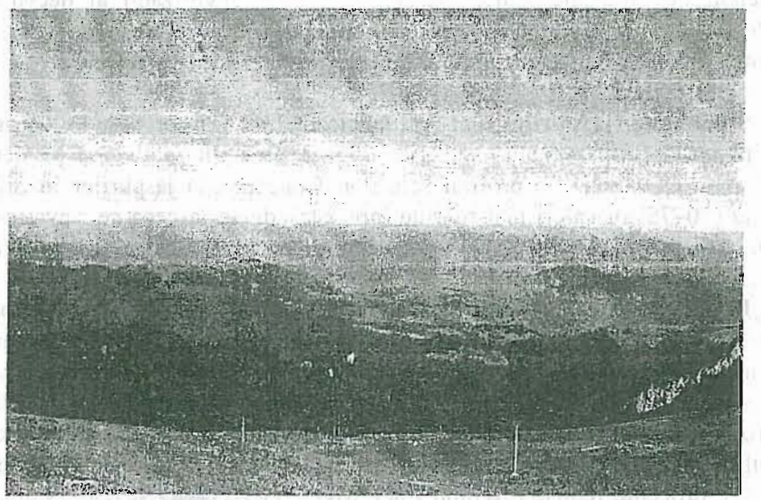
Rocile clastice (gresii, conglomerate) au o compoziţie petrografică neomogenă, determinată atât de natura matricei, cât şi a liantului dintre particule. Sub aspect mineralogic, gresiile şi conglomeratele silicioase sunt constituite predominant din cuarţ, la care se mai adaugă feldspaţi, muscovit, glauconit, biotit cloritizat, mai rar, calcit, magnezit şi unele minerale argiloase. Sub aspect chimic, fondul dominant este alcătuit din SiO_2 (60–90%), urmat la mare distanţă de Fe_2O_3 şi Al_2O_3, procente reduse revenind CaO, MgO, TiO_2, Na_2O şi K_2O (sub 5%). În

cazul gresiilor şi conglomeratelor calcaroase (sau cu ciment calcaros), creşte ponderea oxizilor de Ca şi Mg în detrimentul SiO_2 (ceilalţi componenţi chimici rămânând la aceeaşi parametri).

2.4.3. Rocile magmatice

În *sinclinalul Rarău* se întâlnesc câteva mici areale cu roci alcaline şi bazice, din categoria rocilor magmatice intrusive. Sub aspect mineralogic sunt constituite în principal din feldspaţi potasici şi plagioclazi, amfiboli şi piroxeni, iar ca minerale accesorii cuprind cuarţ, olivină, hornblendă, magnetit, apatit, calcit etc. Chimismul bazic al acestor roci se răsfrânge şi asupra depozitului de solificare, dar, sub aspect pedogenetic, sunt subordonate fondului litologic dominant. Totuşi, pe mici suprafeţe se constată creşterea gradului de saturaţie în baze şi aportul substanţial de materie organică în cazul solurilor formate pe aceste depozite.

În concluzie, în Masivul Rarău aflorează o gamă largă de roci, foarte diferite ca vârstă (de la proterozoic la holocen), foarte diversificată sub raport litologic, petrografic, mineralogic şi chimic, cu un larg spectru de manifestare a însuşirilor fizico–mecanice. Entităţile litologice componente aparţin unor unităţi structural tectonice distincte, specifice zonei cristalino–mezozoice din Carpaţii Orientali. Plecând de la acest suport, sub impactul factorului timp şi prin concursul direct al climatului, ce a suferit modificări însemnate în decursul ultimelor ere şi perioade geologice, s-a dezvoltat un relief variat, cu multiple valenţe de unicitate, dar cu o evoluţie necontenită, prin mijlocirea proceselor geomorfologice actuale. Sub aspectul relaţiei rocă–sol, varietatea de care aminteam se răsfrânge atât la nivelul pedogenezei (prin procese pedogenetice specifice), evoluţiei şi, mai ales, proprietăţilor şi însuşirilor solurilor.



Masivul Rarău. Partea nordică a sinclinalului marginal extern

Tabelul 1. Ponderea pe bazine hidrografice a principalelor tipuri de roci

Nr. crt.	Bazin hidrografic	Ord	Roci metamorfice		Roci eruptive		Roci sedimentare cuaternare								Dep. aluv.	Alunec de teren	Grohotiş	Total (ha)
			Mezo–	Epi–	Alc.	Baz.	Calcare	Dolomite	Brecii	Gresii calcar.	Gresii, marne	Jaspuri	Gresii curbic.	Conglom.	Marne, argile				
1	Hogea	V	96,18	157,5				14,78				3,24		8,27					280,0
2	Slătioara	V	93,95	636,9			2,68	280,63	70,69	11,17	58,98	17,72		51,24	192,34		71,67		1488,0
3	Gemenea	II	8,39	17,50							6,11								32,0
4	Şandru	V	13,26	56,17				6,82			120,59		55,22	4,64					287,0
5	V. Caselor	IV	26,85	149,2			3,48	195,89	31,05		359,98	8,86	36,49	26,11	163,46	37,24	41,42		1080,0
6	Izv. Mal	IV	5,43	75,54				50,54	3,27		90,71	1,10	20,89	10,93	143,80	30,79			433,0
7	A	III		27,53				8,77			45,71	0,57	27,35	2,88	7,98	47,21			168,0
8	Izv. Alb	V	143,2	63,11		23,58	119,33	89,35	137,1	5,07	150,12	18,55	6,00	19,96	1371,1	103,66	209,91	22,99	2480,0
9	B	III									108,56		10,22			74,22			193,0
10	C	III									70,5		24,56			70,82	6,12		172,0
11	V. Seacă	V	104,11			14,31	9,76	82,94	77,05	9,20	336,86	13,04	9,27	10,95	770,7	82,96		1,85	1523,0
12	D	III								4,87	155,45					159,68			320,0
13	P. Mest.	III				1,85			4,32	27,27	101,2				16,26	35,10			186,0
14	E	III								13,3	78,64					74,06			166,0
15	F	III								35,62	31,37				6,05	69,96			143,0
16	G	III								35,4	29,17				5,99	46,44			117,0
17	H	III								32,0	16,88				25,04	15,08			89,0
18	F. Pojor.	IV	146,3		2,69	0,92	9,38	58,34	21,84	27,81	25,16	6,80		39,75	490,4	36,45		9,14	875,0
19	J	III						4,87								43,93		9,20	58,0
20	K	III	80,46					20,85						3,60		61,18		10,91	177,0
21	Izv. Giom.	V	712,8	89,3												79,95			882,0
	Total bazin Moldova		1430,9	1272,8	2,69	40,66	144,63	813,78	324,3	201,7	1786,0	69,88	190,0	178,3	3193,1	1099,0	329,12	54,09	11149,0
22	Colbu	V	228,9	808,1				1,56						0,94			11,49		1051,0
23	L	III	5,16	85,84															91,0
24	M	III		152,0															152,0
25	Arama	III		388,03												17,79	22,18		428,0
26	Chirîl	VI	596,32	527,9		1,23	36,24	125,02	107,2			5,23		21,05	212,5	26,89	268,87	17,16	1945,63
	Total bazin Bistriţa		830,42	1961,8	0	1,23	36,24	126,58	107,2	0	0	5,23	0	21,99	212,5	44,68	302,54	17,16	3667,63
	Total general (ha)		2261,3	3234,6	2,69	41,89	180,87	940,36	449,6	201,7	1786,0	75,11	190,0	200,3	3405,6	1143,7	631,66	71,25	14816,63



Piatra Şoimului şi Munceii Înşiraţi ai Rarăului



Pietrele Doamnei. Detaliu

3. RELIEFUL

Faciesul morfologic al Masivului Rarău – fără a fi desprins de contextul general est–carpatic în care a evoluat – a cunoscut schimbări permanente, fiecare etapă caracterizându-se prin influenţa unui anume complex cauzal în modelarea reliefului, balanţa înclinându-se alternativ în favoarea factorilor endogeni (pasivi şi activi) sau exogeni. Din această permanentă corelare, s-a conturat o tendinţă evolutivă de „complicare" a aspectelor morfometrice şi morfografice. Fiecare nouă etapă morfogenetică a adăugat noi aspecte morfografice, fără a fi total distruse tiparele vechi. Faciesul morfologic actual cuprinde un amestec de elemente ce aparţin diferitelor etape morfogenetice. Se păstrează o matrice conturată prin manifestarea factorilor endogeni, permanent modificată de variabilitatea factorilor exogeni, contribuind, pe de o parte, la complicarea aspectelor morfometrice şi morfografice, iar pe de altă parte, la atenuarea sau accentuarea contrastelor morfologice.

Întrucât lucrarea de faţă are un caracter fizico–geografic, analiza factorilor morfogenetici, rolul acestora în stabilirea tipurilor, formelor şi proceselor geomorfologice, cât şi conexiunile cu diferite elemente ale mediului geografic, vor fi tratate în capitole separate.

3.1. ASPECTE MORFOGRAFICE ŞI MORFOMETRICE

Analiza reliefului Masivului Rarău a inclus şi o serie de aspecte morfografice şi morfometrice. Interpretarea acestor elemente s-a corelat cu procesele genetice şi evenimentele caracteristice evoluţiei regiunii. La o analiză globală a acestor probleme se pot constata o serie de similitudini cu alte unităţi montane ale *sinclinalului marginal extern*, din cadrul zonei cristalino–mezozoice. Pe de altă parte, sub influenţa factorilor externi, o serie de elemente ale faciesului morfologic actual se subordonează unor criterii zonal–altitudinale, generând anumite particularităţi asemănătoare cu cele ale întregii arii montane din nordul Carpaţilor Orientali. Chiar în aceste condiţii, Masivul Rarău rămâne o entitate morfografică şi morfometrică, cu unele valenţe de unicitate, care-l individualizează faţă de regiunile înconjurătoare.

3.1.1. Morfografia regiunii

Relieful Masivului Rarăului se detaşează net de cel al ariilor montane din jur. În ansamblu, această regiune are forma unui masiv aproape izodiametric, detaşat clar faţă de unităţile învecinate. Sinclinalul marginal extern capătă dimensiuni apreciabile la sud de valea Moldovei, pentru a se reduce la un simplu aliniament după curmătura Chiril. Înălţarea puternică a părţii centrale, redresarea flancurilor sinclinalului şi poziţia mult mai coborâtă a entităţilor lito–stratigrafice din est, contribuie la marcarea unei inversiuni de relief de mari proporţii. Din analiza trăsăturilor morfologice majore şi a specificului fiecărui compartiment şi sector, se poate contura o imagine reală asupra aspectului general al reliefului actual.

Caracteristicile de ansamblu ale morfografiei demonstrează *evoluţia diferenţiată a reliefului*, efect al complexităţii litostratigrafice şi tectonice. S-a detaşat astfel o regiune centrală înaltă, continuată de o arie montană cu altitudini medii şi compartimente joase, cu caracter depresionar. Pe de altă parte, se remarcă şi o *dispunere în trepte a reliefului*, mai ales spre nord şi est, particularitate morfografică ce nu se regăseşte pe direcţiile sud şi vest. Aceasta a făcut ca o serie de autori să includă şi *klippele* calcaroase de la sud de curmătura Chiril sau să utilizeze denumirea de masivele Rarău–Giumalău (mai ales în lucrările de regionare fizico–geografică). Diferenţierile morfografice majore dintre zona înaltă şi cea joasă sunt estompate prin sistemul interfluviilor, al versanţilor, suprafeţelor de racord şi văilor. Se constată aşadar, ca şi în alte unităţi muntoase, o anume *proporţionalitate a reliefului* şi o *grupare a formelor* în funcţie de specificul structural–petrografic.

Dacă în cazul morfologiei de ansamblu se detaşează unele particularităţi esenţiale ce-l diferenţiază de principalele unităţi montane din nordul Carpaţilor Orientali, alte elemente morfografice imprimă peisajului anumite aspecte comune pentru toată această regiune. Este cazul morfografiei de amănunt, derivată prin fragmentare, în urma acţiunii concomitente a unor diferiţi factori morfogenetici.

Din cele arătate mai sus, rezultă faptul că relieful Masivului Rarău prezintă o structură cu aspecte morfografice variate, cu unele similitudini şi asemănări cu ale celorlalte unităţi montane ale zonei cristalino–mezozoice din Carpaţii Orientali (în special Munţii Hăghimaş, o parte din Munţii Bistriţei şi Obcina Mestecănişului – parţial).

Nucleul orografic principal al regiunii îl formează *platourile înalte*, cel mai adesea slab înclinate, dominate de vârfuri aplatizate (Rarău, Todirescu), fragmentate de curmături şi obârşii de văi. În această categorie se încadrează platourile fragmentate ale Rarăului şi Todirescului, separate de curmătura Ciobanilor şi delimitate de alte curmături mai joase (Curmătura Pojorâtei). Monotonia acestor platouri este întreruptă de morfografia de amănunt, cât şi de prezenţa unor vârfuri ascuţite cu aspect ruiniform, având o morfogeneză complexă (Pietrele Doamnei, Pochii Rarăului).

Curmăturile fragmentează transversal platourile calcaro–dolomitice din partea superioară a masivului. Acestea au fost modelate prin evoluţie carstică,

eroziune regresivă, procese periglaciare etc. De regulă, curmăturile sunt evidenţiate prin neuniformităţi litologice şi linii de fracturi tectonice (mai ales falii), contribuind la modificarea unor parametri climatici (distribuţia precipitaţiilor, canalizarea maselor de aer) şi diversificarea locală a solurilor.

Abrupturile constituie un alt aspect morfografic distinct, fiind asociate frecvent cu platourile calcaroase sau calcaro–dolomitice. Cel mai reprezentativ este abruptul nord–estic al Rarăului, cu o lungime de circa 2 km. Centura abrupturilor din jurul platoului central este completată de abruptul sud–estic al Pietrii Zimbrului, cel nordic al Pietrelor Doamnei, cel vestic al Pietrei Şoimului, toate cu energii de 60–150 m. Acestora li se adaugă şi abrupturile în trepte ale Pochilor Rarăului (de Sus şi de Jos), ca şi cele de pe flancul vest–dolomitic, cu faţada spre est (până sub Vârful Tihăraiei) şi spre vest (la sud de Piatra Şoimului). Merită a fi semnalate şi abrupturile *în oglindă*, situate faţă în faţă, care constituie pereţii văilor în chei (Cheile Bistriţei de la Zugreni, modelate în şisturi cristaline, apoi abrupturile care flanchează Pârâul lui Ion, Moara Dracului, sau cele amplificate prin intervenţia antropică, din defileul Pojorâta–Sadova).

În toată jumătatea estică a grupelor nordică şi centrală se dezvoltă culmi interfluviale prelungi, cel mai adesea adaptate la structura geologică (de tip *obcină*). Această caracteristică este însă întreruptă în masivele Rarău şi Giumalău, unde se conturează partea centrală înaltă, din care se desprind culmi secundare mai mult sau mai puţin radiare. Spre deosebire de munţii flişului (din est) şi cei cristalini din vest, unde *interfluviile plate* se extind pe suprafeţe apreciabile, în regiunea studiată, acestea sunt mult mai rare şi ocupă suprafeţe restrânse, ceea ce presupune o dinamică mult mai pronunţată a proceselor morfogenetice. Ponderea lor redusă este explicată şi prin heterogenitatea petrografică şi complexitatea tectono–structurală.

Culmile interfluviale sunt mai bine reprezentate pe cele două laturi ale masivului, în vest şi, respectiv, în est. Caracterul de culmi cu morfologice simplă se păstrează doar pe distanţe scurte (în general, sub 2–3 km), cele mai frecvente fiind culmile cu structură complexă. Din categoria celor simple, predomină culmile rotunjite, cu o frecvenţă mai mare pe şisturi cristaline (în jurul Bâtcii Negre, la N–NV de Bâtca Tihăraiei), urmate de sectoare scurte, modelate în roci ale flişului intern sau de culmi secundare fasonate prin procese fluvio–denudaţionale (interfluviul dintre Izvorul Alb şi Valea Seacă). În aceste cazuri, formele aplatizate şi rotunjite sunt condiţionate, parţial, de existenţa unor versanţi a căror modelare actuală tinde spre un profil de echilbru dinamic. Culmile înguste au o frecvenţă mai mare decât a celor rotunjite, dar sunt scurte şi au un caracter secundar. Prezenţa acestor culmi este determinată, mai ales, de fragmentarea orizontală accentuată, de ruperile de echilibru în profilul versanţilor şi de nivelele de bază coborâte. Principalele culmi ale Rarăului au aspecte morfografice complexe, cu lărgiri şi îngustări în profil transversal, precum şi cu denivelări importante în profil longitudinal. Cea mai reprezentativă culme de asemenea natură o constituie Munceii înşiraţi ai Rarăului (între Pojorâta şi Piatra Şoimului).

Un alt aspect al morfografiei masivului îl reprezintă *înălțimile izolate*, situate deasupra nivelului culmilor sau detașate de către rețeaua hidrografică, care funcționează (sau nu) ca martori litologici sau ca martori de eroziune. În Rarău există două situații distincte. Pe flancul vestic, în aria șisturilor cristaline, aceste înălțimi izolate au un aspect greoi, sunt rotunjite și funcționează ca martori de rezistență litologică (Obcina Florească, Gura Plaiului, Bâtca Neagră). Cu totul izolat, spre obârșia unor cursuri de apă, aspectul înălțimilor izolate este ascuțit, continuat prin culmi înguste (Vârful Tihăraiei). Pe flancul nord–estic, atât culmea care corespunde digitației Sadova, cât și aliniamentul dolomitic sunt străbătute transversal de rețeaua hidrografică, fiind secționate o serie de înălțimi, cunoscute în toponimia locală sub denumirea de *măguri* (Măgura, Runc, Bodia, Cocorul – respectiv, Măgurile Câmpulungului) și bâtci. Bâtcile corespund în totalitate aflorimentelor dolomitice (Bâtca Leșii, Bâtca cu Plai, Bâtca Neagră, Bâtca Rea), fiind de formă piramidală (mai rar conică), cu vârful ascuțit. Acestea sunt cunoscute sub denumirea de Bâtcile Slătioarei.

Tabloul morfografic al Masivului Rarău este completat și de prezența *depresiunilor*. Unele sunt amplasate de-a lungul unor mari cursuri de apă (Moldova), pe traseul unei *arii de discontinuitate geografică relativă* și cu rol de limită fizico–geografică (Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, Depresiunea Pojorâta). În interiorul ariei montane a Rarăului se dezvoltă însă și un compartiment depresionar sculptat în complexul litologic al *wildflișului*, subdivizat în alte trei sectoare, după râul care participă la modelarea reliefului (Praşca, Valea Seacă, Izvorul Alb). Dacă în primul caz, aspectul morfografic definitoriu este dat de complexul teraselor de vale și versant, în cel de-al doilea caz, elementele morfografice rezultă din specificul fizionomic al diversității formelor de detaliu, care derivă dintr-o instabilitate a echilibrului dinamic.

Alături de morfografia de ansamblu, structura complexă a reliefului Rarăului este definită și prin morfografia derivată prin fragmentare. În acest caz, deosebit de interesantă este *morfografia versanților și a suprafețelor de racord*, care imprimă o serie de trăsături specifice fizionomiei de ansamblu a Masivului Rarău. Se întâlnesc schimbări morfografice majore, atât pe spații mari, cât și pe distanțe scurte, ca efect al complexității factorilor morfogenetici. La toate acestea, *văile* introduc aspecte morfografice inedite, conturându-se forme diferite ale profilului unor versanți: liniar, în trepte, abrupt, concav, convex, mixt etc. Liniile de profil ale versanților sunt completate cu cele ale suprafețelor de racord, după cum existența unui echilibru dinamic sau prezența unui dezechilibru provoacă modificări semnificative ale morfografiei de amănunt.

În ansamblu, imaginea Masivului Rarău rezultă din îmbinarea unor forme majore și de amănunt. Dacă cele mai multe din aceste forme sunt specifice mai multor unități montane, modul de îmbinare și complexul cauzal morfogenetic concură la conferirea unei note originale și personale reliefului.

3.1.2. Morfometria

Trăsăturile morfometrice ale Masivului Rarău aduc noi elemente definitorii pentru această regiune montană. Din acest punct de vedere, această regiune se încadrează în categoria munților mijlocii și mici, fiind flancată de râuri mari și adânci și fragmentată de o rețea densă de văi, cu versanți diferit înclinați.

3.1.2.1. Hipsometria

Sub aspect hipsometric, Masivul Rarău se încadrează între 590 m (confluența pârâului Șandru cu râul Moldova) și 1650,5 m, în Vârful Rarău (1651,1 m pe hărțile topografice sc. 1/25.000 imprimate în 1961). Rezultă, deci, o diferență maximă de 1060,5 m (1061,1 m), cu o dispunere aproximativ radiar–concentrică a treptelor altitudinale. Aceasta este uneori întreruptă de redresarea puternică a flancurilor sinclinalului și de modelarea intensă a depozitelor de *wildfliș*, ceea ce determină menținerea unor aliniamente mai înalte pe flancuri (Bâtca Neagră și Munceii Rarăului, în vest, Bâtcile Slătioarei și Măgurile Câmpulungului, în est și nord–est).

Hipsograma relevă participarea aproape nesemnificativă a reliefului de peste 1600 m (perimetrul Vârfului Rarău – Pietrele Doamnei), după cum ecartul altitudinal 1400–1600 m cuprinde din zona centrală înaltă (Todirescu – Pochii Rarăului – Vârful Rarău – Pietrele Doamnei – Piatra Șoimului) și unele areale insulare din domeniul șisturilor cristaline (Bâtca Neagră și Vârful Tihăraiei). Nivelul altitudinal cel mai coborât (600–800 m) corespunde depresiunilor din lungul Moldovei (Câmpulung Moldovenesc și Pojorâta), cu unele prelungiri tentaculare în lungul văilor Izvoul Alb, Valea Seacă și Praşca. Relieful dispus între 800–1000 m are frecvența cea mai mare, caracterizând atât compartimentele depresionare ale wildflișului cât și zonele limitrofe ale masivului (harta hipsometrică).

Prin metoda caroiajului rectangular (cu latura de 1 km), pentru suprafața de 164,35 km² a Masivului Rarău, s-au calculat valorile medii ale altitudinii maxime, minime și altitudinea medie a regiunii. Valoarea medie a altitudinii maxime este 1081 m, iar a altitudinii minime de 799 m. Altitudinea medie a masivului este în aceste condiții de 940 m, ceea ce corespunde limitei superioare a munților joși și se apropie de limita inferioară a munților mijlocii.

Toate datele hipsometrice indică implicarea morfostructurii și subliniază rolul morfosculpturii în modelarea reliefului, concluzia fiind faptul că relieful actual este tânăr și în plină evoluție.

3.1.2.2. Densitatea fragmentării reliefului

Fragmentarea reliefului este condiționată de prezența văilor (de diferite ordine de mărime) și a interfluviilor, fiind un parametru esențial în analiza reliefului, cât și în caracterizarea bazinelor hidrografice. În cel de-al doilea caz, acest parametru se definește și ca densitatea rețelei de drenaj. Valorile densității

fragmentării reliefului se exprimă în km/km², dar metodele utilizate în reprezentarea grafică a acestui indicator sunt diferite. Cea mai des utilizată este metoda cartogramelor, pornindu-se de la caroiajul hărții topografice (*I. Ungureanu*, 1978, *M. Grigore*, 1979). În ceea ce ne privește, am utilizat metoda caroiajelor (pătratelor) semisuprapuse, pentru a completa rețeaua de date. Pentru aceasta, plecându-se de la caroiajul rectangular al hărții topografice sc. 1/25.000, s-au trasat rețele suplimentare, astfel încât fiecare pătrat nou să se suprapună peste două jumătăți din caroiajul inițial. Suprapunerea se realizează atât de la nord spre sud, cât și la est către vest, obținându-se imaginea unor contururi în mișcare. Metoda a fost utilizată și de *N. Rădoane*, 1984. Se obține astfel o precizie mult mai mare a izoliniilor, ca și în evaluarea arealelor cu aceeași densitate (harta densității fragmentării reliefului).

Densitatea rețelei de drenaj se stabilește pe bazine hidrografice, calculându-se după următoarea relație:

$$Dr = \frac{Lt}{Sb},$$

în care:

Lt = lungimea rețelei hidrografice;

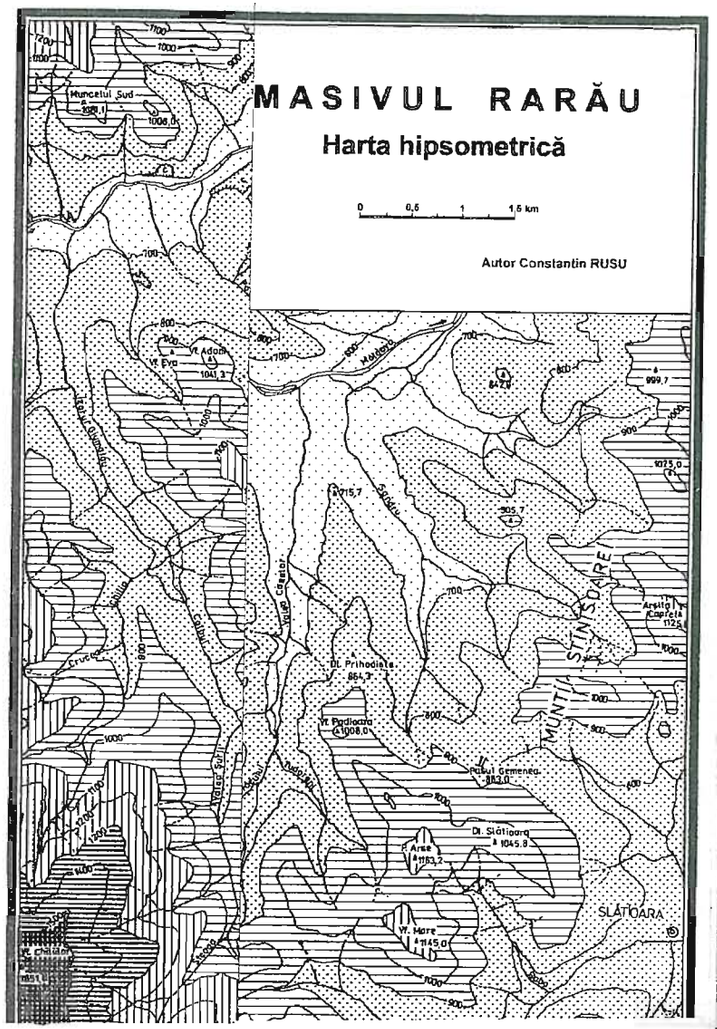
Sb = suprafața bazinului hidrografic.

Astfel, se poate calcula densitatea medie a rețelei de drenaj dintr-o unitate de relief, utilizându-se relația:

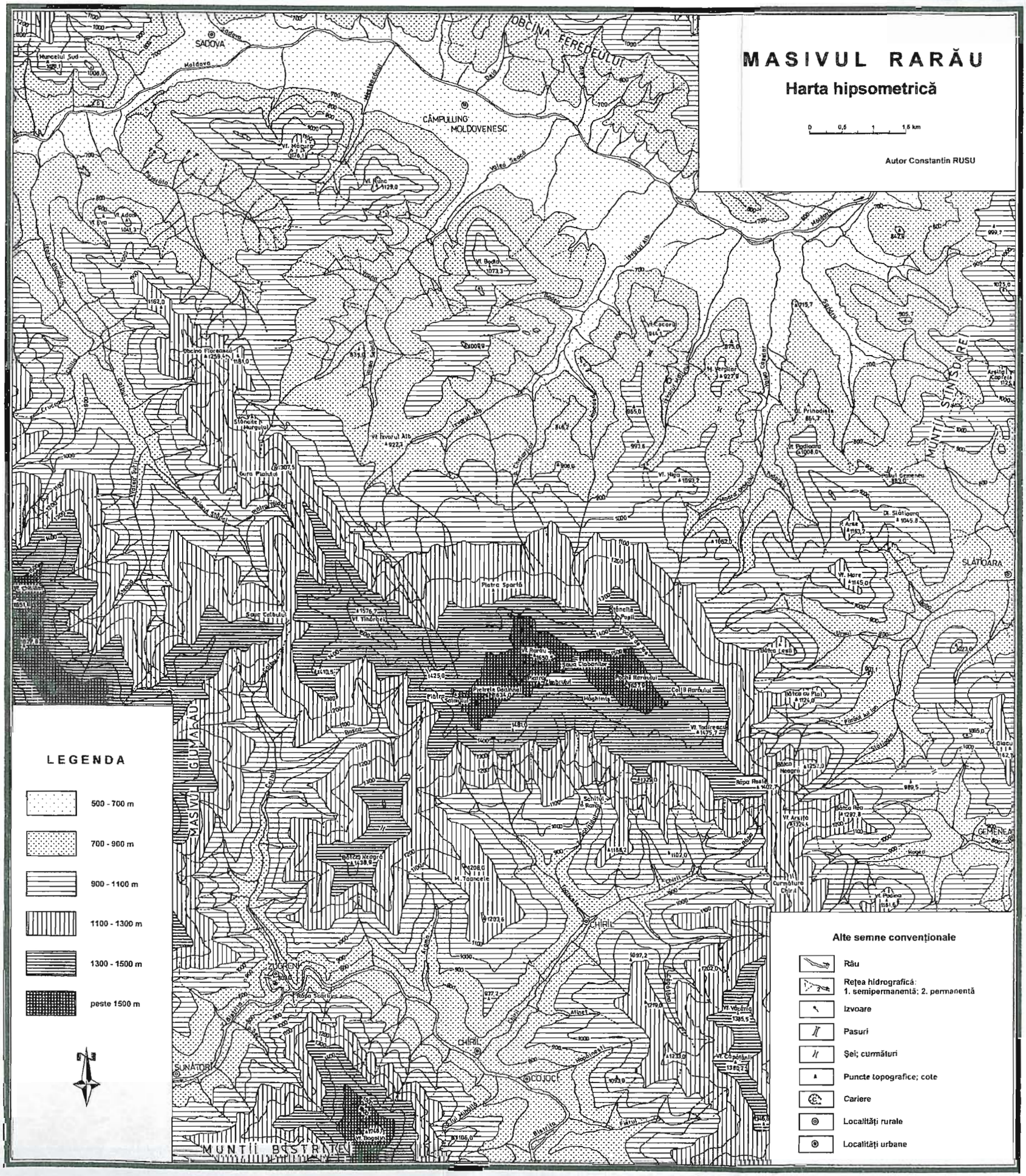
$$Dm = \frac{\sum Lt}{Sb}$$

Valorile densității rețelei de drenaj sunt prezentate în tabelul privind variabilele morfometrice pentru bazine hidrografice ordonate în sistem Strahler (tabelul 2).

Din analiza hărții privind densitatea fragmentării reliefului rezultă că cele mai mici valori (sub 1 km/km²) corespund cumpenelor de apă, interfluviilor largi și unor platouri calcaro–dolomitice, acolo unde scurgerea nu îndeplinește condițiile necesare pentru formarea unei rețele hidrografice. În cazul de față, aceste valori sunt specifice interfluviilor și platourilor din aria cristalinului: Obcina Florească, Gura Plaiului, Vârful Tihăraiei, Bâtca Neagră, platoul înalt calcaro–dolomitic Rarău–Todirescu, cu o prelungire până în Pochii de Jos, cât și zonelor adiacente Măgurilor Câmpulungului (Măgura, Runc, Bodia, Cocorul). Cele mai mari valori înregistrează peste 5 km/km², dar ocupă suprafețe restrânse, limitate la un singur segment al văii Fundul Pojorâtei. Valori ridicate (între 4–5 km/km²) se întâlnesc în cazul unor bazine hidrografice mici (Fundul Pojorâtei, Bașca, Giurgalău, Pârâul lui Ion), sau pe unele tronsoane ale unor văi mari (Valea Seacă, Izvorul Alb, Chiril, Valea Caselor). În toate aceste cazuri, la realizarea acestor valori contribuie albiile principale, cele secundare, cât și formațiunile torențiale. Cele mai mari suprafețe revin densităților de 1–2 și 2–3 km/km², datorită participării văilor de versant, cu întreaga lor rețea de alimentare. Valorile de 1–2 km/km² au o frecvență mai mare în aria cristalină din vest, iar cele de 2–3 km/km² sunt mult mai reprezentative pentru



| | | |


MASIVUL RARĂU
Harta hipsometrică
0 0,5 1 1,5 km
Autor Constantin RUSU
LEGENDA
500 - 700 m
700 - 900 m
900 - 1100 m
1100 - 1300 m
1300 - 1500 m
peste 1500 m
Alte semne convenționale
Râu
Rețea hidrografică: 1. semipermanentă; 2. permanentă
Izvoare
Pasuri
Șei; curmături
Puncte topografice; cote
Cariere
Localități rurale
Localități urbane
SADOVA
CÂMPULUNG MOLDOVENESC
OBCINA FEREDEULUI
MUNȚII STÂNIȘOAREI
SLĂTIOARA
MASIVUL GUMALĂU
CHIRIL
ZUGRENI
SUNĂTORI
COJOCI
MUNȚII BISTRIȚEI
Piatra Spartă
Piatra Zimbrului
Pietrele Domnului
Piatra Solomonului
Coș Rarăului
Curmătura Chirii
Vf. Rarău
Vf. Arșița
Vf. Tudirescu
Vf. Tinărului
Vf. Izvorul Alb
Vf. Bodu
Vf. Mare
Vf. Padina
Vf. Bogolin
Vf. Câpățânii
Vf. Văcăria
Vf. Cocorul
Vf. Niga
Vf. Eva
Vf. Adam
Vf. Nunc
Vf. Mărul
Muncelul Sud
Obcina Florească
Stânca Murgului
Gura Pietrei
Pasul Gemenea
Dl. Prihodiștea
Dl. Slătioara
Dl. Arșa
Vf. Vergului
Vf. Padioara
Vf. Arșița
Vf. Arșița
Bâtca Neagră
Bâtca Rea
Bâtca cu Piei
Bâtca Leșii
Râpa Roșie
Râpa Scarului
Schitul Rarău
M. Toancele
Izvorul Alb
Izvorul Negru
Valea Seacă
Moldova
Bistrița
Pârâul lui Ion
Pârâul Slătioarei
Pârâul Gemenea
Pârâul Chirilei
Pârâul Cojocilor
Pârâul Bistrița
Pârâul Fiului
Pârâul Câmpulung
Pârâul Sadovei
Pârâul Cârlibaba
Pârâul Izvorului
Pârâul Bogolin
Pârâul Mărului
Pârâul Nunc
Pârâul Adam
Pârâul Eva
Pârâul Bodu
Pârâul Cocorului
Pârâul Niga
Pârâul Tudirescu
Pârâul Tinărului
Pârâul Izvorul Alb
Pârâul Mare
Pârâul Padina
Pârâul Câpățânii
Pârâul Văcăria
Pârâul Arșița
Pârâul Rarău
Pârâul Zimbrului
Pârâul Solomonului
Pârâul Domnului
Pârâul Murgului
Pârâul Florească
Pârâul Gemenea
Pârâul Slătioarei
Pârâul Chirilei
Pârâul Cojocilor
Pârâul Bistrița
Pârâul Fiului
Pârâul Câmpulung
Pârâul Sadovei
Pârâul Cârlibaba
Pârâul Izvorului
Pârâul Bogolin
Pârâul Mărului
Pârâul Nunc
Pârâul Adam
Pârâul Eva
Pârâul Bodu
Pârâul Cocorului
Pârâul Niga
Pârâul Tudirescu
Pârâul Tinărului
Pârâul Izvorul Alb
Pârâul Mare
Pârâul Padina
Pârâul Câpățânii
Pârâul Văcăria
Pârâul Arșița
Pârâul Rarău
Pârâul Zimbrului
Pârâul Solomonului
Pârâul Domnului
Pârâul Murgului
Pârâul Florească

fragmentării reliefului se
reprezentarea grafică a acest
metoda cartogramelor, pornin
1978, *M. Grigore*, 1979). În
(pătratelor) semisuprapuse,
plecându-se de la caroiajul re
rețele suplimentare, astfel în
jumătăți din caroiajul inițial.
cât și la est către vest, obținâ
fost utilizată și de *N. Rădoan*
izoliniilor, ca și în evaluar
fragmentării reliefului).

Densitatea rețelei de dre
după următoarea relație:

în care:

Lt = lungimea rețelei

Sb = suprafața bazinu

Astfel, se poate calcula
relief, utilizându-se relația:

$$L$$

Valorile densității rețe
variabilele morfometrice pen
(tabelul 2).

Din analiza hărții privin
mici valori (sub 1 km/km²) o
unor platouri calcaro–dolomit
necesare pentru formarea une
sunt specifice interfluviilor și
Gura Plaiului, Vârful Tihăra
Rarău–Todirescu, cu o prelun
Măgurilor Câmpulungului (M
înregistrează peste 5 km/km²,
segment al văii Fundul Pojorât
cazul unor bazine hidrografice
Ion), sau pe unele tronsoane a
Valea Caselor). În toate aceste
principale, cele secundare, cât
revin densităților de 1–2 și 2–
întreaga lor rețea de alimentare
aria cristalină din vest, iar cele

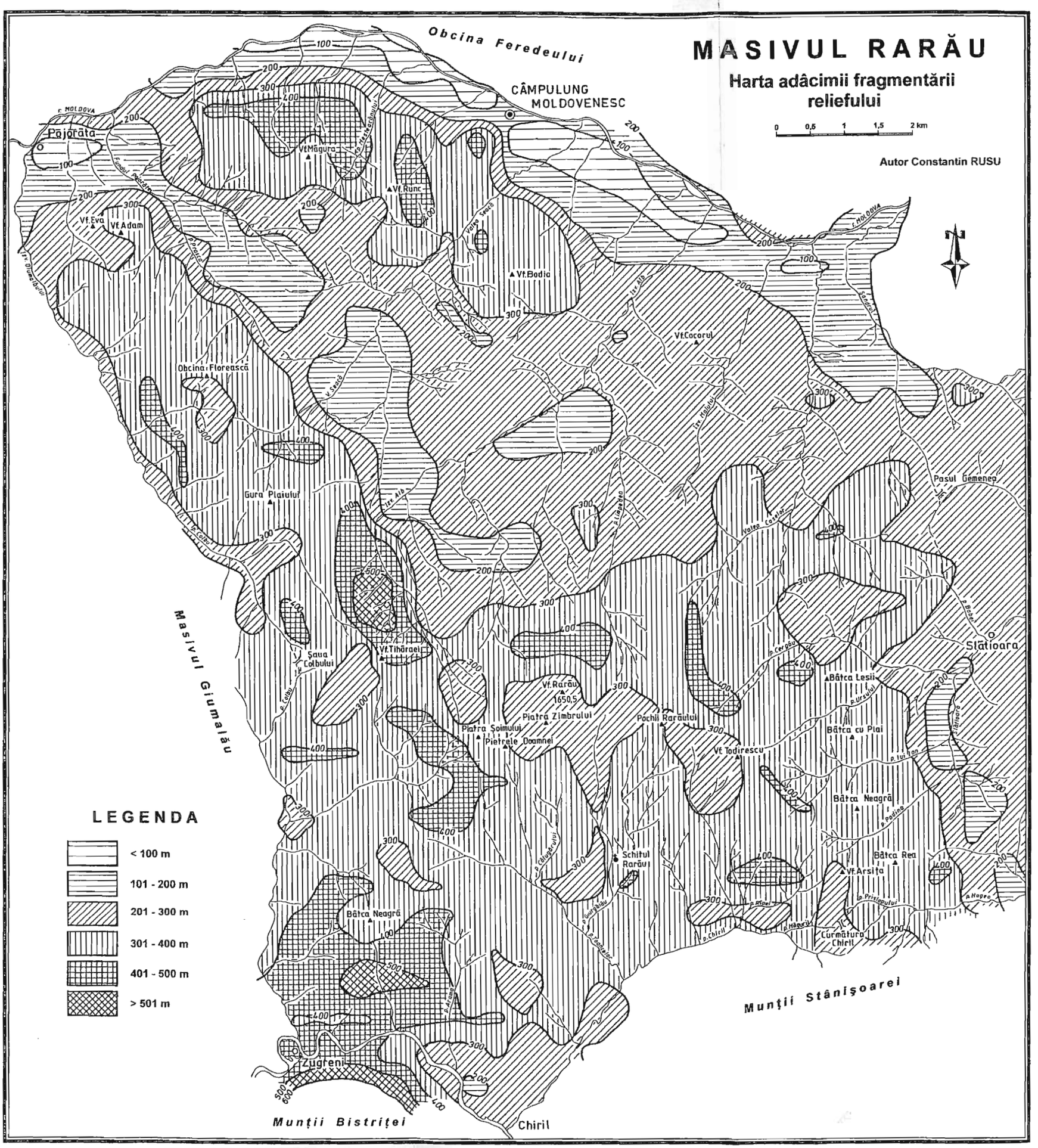
Tabel 2. Principalele variabile morfometrice ale bazinelor hidrografice din Masivul Rarău

Numele bazinului	Nr. bazin	Ordin mărime	Suprafața bazinului Sb (km²)	Altitudine medie El (m)	Altitudine maximă H_{max} (m)	Altitudine minimă H_{min} (m)	Energia maximă E_{max} (m)	Diametrul circului de izvoare D (km)	Diametrul circului cât de formă $C_f=\pi D/D$	Coeficient	Raport de relief $RR=E_{max}/D$	Perimetru P (km)	Circularitate $C=\frac{P}{\sqrt{4\pi Sb}}$	Lungimea rețelei hidrografice Lt (km)	Numărul rețelei ord. I	Număr total de râuri Ni	Frecvența râurilor $F=\frac{Ni}{Sb}$	Raport de confluență $Rc=\frac{Ni}{Ni+1}$	Densitatea rețelei $D_r=\frac{Lt}{Sb}$	Lungimea coloanei principal Lp (km)	Grupa hidrologică	Producția de aluviuni PA (t/an)	Producția specifică de aluviuni PAsp. (t/km²/an)
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	1	3	1,20	1309	1620	998	622	0,80	1,83	0,49	339,89	4,7	1,16	4,3	9	10	10,00	3,00	3,21	1,8	D	91,73	76,56
	2	3	0,45	1259	1320	998	322	0,44	1,68	0,26	310,71	3,9	1,64	2,3	5	8	17,78	2,24	7,33	1,6	D	35,21	73,46
P. Ursăia	3	3	0,26	1088	1074	902	371	0,50	1,13	0,44	318,32	2,6	1,23	2,6	5	8	17,78	2,24	7,22	1,0	D	28,88	80,23
P. Obcină	4	3	1,50	1152	1494	810	683	0,84	2,83	0,30	241,34	6,2	1,43	7,4	20	27	18,00	4,47	5,20	2,6	B+D	104,34	69,56
	401	4	5,93	1196	1620	772	848	1,94	4,60	0,42	184,35	11,2	1,30	29,8	65	73	12,31	3,97	5,03	5,0	A+D	359,52	60,63
	5	3	0,83	1246	1494	998	795	0,76	1,45	0,52	341,28	4,2	1,30	4,0	11	15	18,07	3,32	4,81	1,0	B+D	61,23	73,80
Pârâul lui Ion	402	4	2,91	1146	1494	798	696	1,25	2,45	0,42	309,27	5,0	1,20	7,2	4	7	14,00	2,00	4,40	1,1	B+D	38,82	77,64
P. Fadina	7	3	1,77	1108	1482	813	590	0,96	2,43	0,40	243,80	6,0	1,27	8,4	19	23	14,12	4,36	4,75	2,4	A+B	116,41	65,80
	8	3	0,97	998	1482	813	590	0,96	2,43	0,40	243,80	6,0	1,27	8,4	19	23	14,12	4,36	4,75	2,4	A+B	76,41	78,77
Silișoara	403	4	2,96	1101	1482	813	240	0,88	1,15	0,78	220,55	4,4	1,26	4,8	13	18	18,56	3,61	4,95	1,2	A	70,48	72,66
P. Bahui	9	3	1,53	964	1166	762	403	1,12	1,83	0,61	220,22	5,1	1,16	7,0	16	25	15,03	4,00	4,56	2,2	A+B	172,37	64,99
Silișoara	501	5	17,31	1171	1620	722	898	3,76	9,95	0,38	90,26	22,0	1,49	88,3	190	252	14,56	2,71	5,04	8,8	A+B	942,86	54,47
	10	3	1,65	912	1104	720	384	0,83	1,57	0,53	244,59	4,2	1,16	4,9	10	15	14,29	3,16	4,67	1,4	A+C	75,69	72,99
	11	3	0,76	850	980	720	260	0,80	1,33	0,60	195,49	3,8	1,23	3,7	7	10	13,16	2,65	4,87	1,2	C	547,26	720,03
	404	4	2,61	881	1104	658	446	1,38	2,70	0,51	165,19	7,2	1,26	11,3	22	31	11,88	2,77	4,33	2,8	A+C	171,77	65,81
	12	3	0,79	973	1126	820	306	0,82	1,30	0,63	253,38	3,4	1,08	4,1	12	17	21,52	3,46	5,19	0,9	C	564,63	714,70
P. Șandru	405	4	2,90	893	1126	658	468	1,25	2,58	0,48	255,45	2,4	1,26	1,9	6	10	34,48	2,45	6,55	0,8	C	251,74	868,07
	13	3	0,29	950	1080	820	260	0,38	0,88	0,43	295,50	2,2	1,39	1,3	4	7	35,00	2,00	6,59	0,7	C	186,59	932,96
	14	3	0,20	768	885	658	234	0,27	0,80	0,45	109,28	14,2	1,45	38,0	88	123	16,06	3,06	4,95	5,8	C	7763,02	1913,45
Moara Dracului	153	3	2,85	1112	1580	724	776	1,10	2,56	0,59	271,33	7,8	1,30	13,7	29	36	12,46	5,39	5,43	3,1	B+D	188,27	65,14
P. Valea Caselor	16	3	1,29	987	1250	724	526	1,12	2,56	0,44	205,47	6,5	1,37	8,6	26	35	19,55	5,10	4,80	2,3	A+B	112,33	68,24
P. Todirescior	17	3	1,72	977	1164	710	454	1,10	2,10	0,52	216,19	5,4	1,16	8,7	22	28	16,26	4,69	5,06	2,0	B+C	115,02	66,91
	18	3	0,98	836	1002	670	332	0,47	1,02	0,46	325,50	2,5	1,15	1,9	4	7	18,42	2,00	5,08	0,9	A	30,93	79,79
	19	3	0,50	803	934	672	262	0,42	0,82	0,51	319,50	2,2	1,13	2,0	3	8	26,67	2,83	6,67	0,8	C	238,71	862,38
Valea Caselor	406	4	10,80	1031	1300	602	898	2,20	6,84	0,32	130,52	17,3	1,49	54,5	126	169	15,65	5,01	5,04	7,4	C+B	615,68	57,09
	20	3	0,26	950	1050	850	200	0,23	0,95	0,36	215,05	2,2	1,24	1,7	4	7	25,93	2,00	6,80	0,6	D	20,80	83,21
Izv. Mahăia	21	3	0,26	971	1092	830	242	0,30	1,15	0,26	210,44	2,3	1,27	1,3	5	8	48,00	2,83	5,00	0,8	D	21,55	82,88
	407	4	4,33	849	1092	606	486	1,30	4,00	0,23	99,18	10,8	1,47	25,7	68	93	21,48	4,08	5,93	4,9	D+B	270,90	62,56
	22	3	1,41	776	944	606	336	0,93	2,00	0,47	168,00	5,1	1,21	5,7	11	16	11,35	3,32	4,04	2,1	A+C	98,69	69,99
	23	3	1,15	865	1078	632	446	0,80	1,25	0,46	243,43	4,7	1,24	5,5	13	17	14,78	3,61	4,78	1,8	C	764,16	664,48
	24	3	1,38	1322	1584	1060	524	0,85	2,65	0,24	209,60	6,1	1,47	8,3	20	26	18,84	4,47	6,01	2,2	B+A	96,80	70,14
	25	3	1,82	1069	1300	838	462	1,10	2,97	0,43	118,18	6,6	1,67	8,0	15	20	16,00	3,87	6,40	2,9	D+B	88,55	70,84
	26	3	2,25	1207	1651	764	887	1,10	3,95	0,46	197,20	5,5	1,15	10,3	16	21	11,54	4,00	5,66	2,3	D	124,17	68,22
Izv. Alb	408	4	11,50	1173	1651	696	955	2,41	5,70	0,42	167,54	15,2	1,26	63,9	122	156	13,56	4,95	5,56	7,1	D+B	652,54	56,74
	28	3	0,93	1265	1680	950	730	0,64	2,00	0,32	315,00	4,5	1,32	6,7	9	13	13,98	3,00	7,20	2,0	D	67,86	72,96
	29	3	0,27	1080	1310	950	360	0,25	1,45	0,17	179,31	3,0	1,65	2,3	4	7	25,93	2,00	8,52	1,3	D	22,29	82,57
	30	3	0,24	1010	1150	870	280	0,36	1,25	0,29	224,00	2,7	1,55	2,0	5	8	33,33	2,24	8,33	1,2	D	20,05	82,55
	31	3	0,19	990	1050	810	240	0,35	0,80	0,44	300,00	1,8	1,16	1,6	5	8	42,10	2,24	8,42	0,8	D	16,05	82,55
	409	4	2,52	1138	1580	696	884	0,93	3,63	0,26	243,53	8,1	1,44	17,5	32	49	19,44	3,17	6,94	3,7	D	166,45	66,04
	32	3	0,46	913	1080	750	330	0,45	1,27	0,33	240,86	3,1	1,29	2,4	5	8	17,39	2,24	5,22	1,2	D	36,01	78,28
	33	3	0,27	1022	1162	882	280	0,40	1,02	0,39	274,51	2,5	1,36	1,9	4	7	25,93	2,00	7,04	0,7	D	22,29	82,57
	34	3	0,45	1357	1570	1144	426	0,45	1,55	0,33	315,56	3,1	1,29	3,0	6	9	20,56	2,45	6,52	1,2	D+B	36,01	80,23
	35	3	0,36	1407	1564	1230	334	0,40	1,15	0,35	307,85	2,9	1,36	2,7	7	11	20,56	2,65	7,50	1,2	D+B	36,01	78,39
	36	3	0,47	1427	1624	1230	394	0,43	1,48	0,30	266,22	3,3	1,44	3,4	7	11	23,40	2,65	7,23	1,4	D+B	36,71	78,2
	37	3	0,24	1273	1380	1166	214	0,42	0,84	0,50	254,76	2,1	1,21	1,7	5	8	33,33	2,24	9,58	0,7	D+B	20,05	83,55
	38	3	0,62	1668	1296	840	456	0,57	1,61	0,35	285,23	3,7	1,33	4,4	6	9	14,52	2,45	7,10	1,7	D	47,11	75,98
Limpidea	410	4	5,91	1259	1651	667	984	1,47	5,31	0,28	185,31	13,1	1,52	40,2	82	117	19,80	4,34	6,80	5,6	D+B	238,43	60,65

Izv. Alb	503	5	24,80	1131	1651	612	1039	4,25	8,65	0,49	120,12	24,6	1,39	144,7	278	374	15,08	4,08	5,84	11,1	D+B	1303,12	52,54
	39	3	1,43	809	1005	614	391	0,95	2,70	0,35	144,82	6,2	1,47	5,6	7	10	6,99	2,65	3,92	2,4	C	910,88	636,98
	40	3	1,14	848	1078	619	459	0,55	2,50	0,22	183,60	5,8	1,53	4,6	5	8	7,02	2,24	4,04	2,4	C	798,37	700,33
	41	3	0,34	903	1057	749	308	0,48	0,92	0,52	334,78	2,6	1,26	2,4	6	9	26,47	2,45	7,06	1,0	D	27,43	80,69
	42	3	0,94	853	957	749	208	0,87	1,30	0,67	160,00	3,7	1,08	6,1	15	20	21,28	3,87	6,49	4,3	D	68,51	72,89
P. Vrana	411	4	1,67	882	1037	707	350	1,05	1,73	0,61	202,31	5,1	1,11	10,3	25	25	20,96	2,92	6,17	1,8	D	114,93	68,82
	43	3	0,60	1104	1290	918	372	0,71	0,95	0,75	391,58	2,9	1,06	2,5	5	8	13,33	2,24	4,17	0,8	A+B	45,74	76,73
	44	3	0,53	1116	1314	918	396	0,64	1,00	0,64	396,00	2,8	1,09	2,6	7	10	18,87	2,65	4,91	1,0	A+B	40,91	77,19
	412	4	4,04	1019	1314	724	590	1,75	2,92	0,60	202,06	8,0	1,12	19,0	28	52	12,87	3,03	4,70	3,1	A+B	254,53	62,99
	45	3	2,60	1049	1351	747	604	1,03	2,90	0,36	208,28	7,2	1,26	14,3	27	35	13,46	5,20	5,50	2,8	D	171,18	65,84
	46	3	0,83	875	1003	747	256	0,75	1,35	0,56	189,63	3,6	1,12	5,7	13	18	21,69	3,61	6,87	1,5	D	61,25	73,80
	413	4	3,70	1037	1351	724	627	1,20	3,62	0,36	173,20	9,1	1,33	21,1	42	56	15,14	3,47	5,70	3,5	D	235,16	63,55
	47	3	0,79	850	1008	693	315	0,71	1,65	0,43	190,91	4,0	1,27	4,5	7	10	12,66	2,65	5,70	1,4	D	58,59	74,17
P. Bodea	48	3	0,54	884	1078	690	388	0,56	1,20	0,47	323,33	3,1	1,19	2,8	7	10	18,52	2,65	5,19	1,3	C	415,50	769,44
Valea Seacă	504	5	15,22	990	1351	629	722	0,95	7,40	0,40	97,57	18,2	1,32	80,4	161	213	14,00	2,56	5,28	8,1	D+C	8393,75	55,17
	49	3	1,49	881	1130	632	495	1,18	2,05	0,58	242,93	5,1	1,09	5,3	6	9	5,11	2,45	3,01	2,0	C	1076,82	611,83
P. Meşteacănului	50	3	1,85	905	1176	634	542	1,19	2,90	0,41	186,90	7,2	1,49	8,8	17	23	17,20	4,12	4,76	3,0	C	1120,99	605,94
	51	3	1,32	907	1176	638	538	0,88	1,88	0,47	286,17	4,7	1,16	5,1	7	10	7,58	2,65	3,86	1,7	C	853,97	646,95
	52	3	1,04	908	1176	640	536	0,68	2,15	0,32	249,30	5,5	1,52	2,9	4	7	6,73	2,00	2,78	2,4	C	704,68	677,57
	53	3	0,50	887	1106	668	438	0,69	1,30	0,45	336,92	3,1	1,24	2,6	4	7	14,00	2,00	5,20	1,3	C	390,51	781,02
	54	3	0,33	865	1060	670	390	0,45	0,99	0,45	393,94	2,6	1,28	1,7	5	8	24,24	1,50	5,15	0,9	C	279,37	846,58
	55	3	3,75	998	1260	736	524	1,55	2,95	0,53	177,63	8,3	1,21	18,7	36	47	12,53	6,00	4,99	3,2	A+D	238,01	63,47
	56	3	2,99	956	1176	736	440	1,62	2,40	0,68	183,33	6,9	1,13	17,3	27	35	11,71	5,20	5,79	2,2	D+C	194,12	64,92
Fundu Pojorâtei	414	4	8,73	974	1260	688	572	2,60	4,50	0,58	127,11	13,0	1,24	46,1	79	102	11,68	4,28	5,28	5,1	D	509,20	58,33
	57	3	2,03	931	1160	702	458	1,00	2,88	0,35	159,03	7,2	1,43	7,1	12	16	7,88	3,46	3,50	3,0	A+B	137,00	67,49
	58	3	0,90	1083	1351	815	536	0,70	1,80	0,39	297,78	4,3	1,28	3,1	5	8	8,89	2,24	3,44	1,6	A	65,88	73,21
	59	3	1,31	1187	1524	850	674	0,95	2,05	0,46	328,78	4,7	1,16	4,0	8	11	8,40	2,83	3,05	1,6	A	92,37	70,51
	60	3	2,01	1313	1666	960	706	1,16	2,40	0,48	294,17	6,0	1,19	7,4	13	18	8,96	3,61	3,68	2,4	A	135,78	67,55
	61	3	1,96	1306	1652	960	692	1,02	2,35	0,43	294,17	5,9	1,19	8,1	16	21	10,71	4,00	4,13	2,2	A	132,74	67,72
P. Chilia	415	4	7,51	1228	1666	790	876	2,05	4,28	0,47	200,00	11,5	1,18	26,7	47	64	8,52	3,60	3,56	4,4	A	444,68	59,21
	62	3	1,05	1288	1652	924	728	0,79	2,20	0,36	330,91	4,9	1,35	3,3	6	9	8,57	2,45	3,14	1,7	A	75,69	72,09
	63	3	1,15	1377	1635	1120	515	0,93	1,45	0,64	355,17	4,3	1,18	5,3	8	12	10,44	2,83	4,61	1,4	A	82,15	71,43
	64	3	0,89	1410	1700	1120	580	0,72	1,62	0,44	358,02	4,1	1,23	2,6	6	9	10,11	2,45	2,92	1,3	A	65,23	73,29
	65	3	2,48	1416	1857	976	881	1,07	2,65	0,40	332,45	6,9	1,24	10,4	22	29	11,69	2,69	4,19	2,9	A	164,05	66,5
P. Şuri	416	4	9,06	1356	1857	856	1001	2,75	4,70	0,58	212,98	12,5	1,17	31,4	59	82	9,05	3,89	3,47	5,0	A	526,49	58,11
	66	3	2,05	1203	1426	980	446	1,26	1,87	0,67	283,50	5,5	1,08	8,8	16	21	10,24	4,00	4,29	1,8	A	138,21	67,42
	67	3	1,59	1275	1570	980	295	0,81	2,70	0,30	109,26	6,2	1,39	6,8	19	24	15,09	4,36	4,28	2,5	A	109,96	69,16
	68	3	0,28	1129	1316	942	374	0,40	1,03	0,39	363,11	2,5	1,33	1,3	4	7	25,00	2,00	4,64	0,9	A	23,36	82,27
	69	3	0,40	1079	1287	871	416	0,51	1,06	0,48	392,45	3,0	1,34	1,9	4	7	17,50	2,00	4,75	1,1	A	31,75	79,39
P. Colbu	417	4	6,33	1213	1570	856	714	2,04	4,25	0,48	168,00	11,2	1,26	23,8	52	71	11,22	3,73	3,76	4,5	A	381,28	60,23
	70	3	0,89	1048	1267	829	438	0,80	1,60	0,50	273,75	4,2	1,26	4,0	10	14	15,73	3,16	4,49	1,5	A	65,23	73,29
Izv. Giumalău	505	5	30,60	1276	1857	695	1162	4,42	9,50	0,46	122,32	26,5	1,35	109,5	211	284	9,28	3,81	3,58	10,6	A	1574,44	51,45
	71	3	1,25	1285	1525	1045	480	0,75	2,03	0,37	236,45	5,2	1,31	6,4	16	21	16,80	4,00	5,12	1,6	A	88,55	70,84
	72	3	0,54	1306	1523	1090	442	0,68	1,10	0,62	401,82	3,0	1,15	2,6	6	9	16,67	2,45	4,81	1,2	A	41,60	77,04
	73	3	0,94	1337	1585	1090	495	0,89	1,35	0,66	366,67	4,1	1,19	4,9	9	12	12,77	3,00	5,21	1,3	A	68,52	72,89
P. Başcu	418	4	4,62	1251	1585	917	668	1,96	3,15	0,62	212,06	9,0	1,18	20,9	44	58	12,55	3,53	4,52	3,3	A	287,18	62,16
	74	3	2,59	1282	1585	980	605	1,20	3,10	0,39	195,16	7,7	1,35	9,7	19	25	9,65	4,36	3,75	2,6	A	170,58	65,86
	75	3	2,08	1418	1857	980	877	1,05	2,65	0,40	330,94	6,7	1,31	9,5	20	26	12,50	4,47	4,57	2,6	A	140,03	67,32
P. Colbu	419	4	5,60	1387	1857	917	940	1,85	4,88	0,38	192,62	12,2	1,46	21,9	43	57	10,18	3,50	3,91	3,4	A	341,46	69,97
	76	3	3,27	1341	1857	825	1032	1,75	2,75	0,64	375,27	7,7	1,20	14,4	25	31	9,48	5,00	4,40	3,2	A	210,41	64,35
	77	3	0,67	1145	1471	819	652	0,56	1,50	0,37	434,67	3,5	1,21	2,9	4	7	10,45	2,00	4,33	1,2	A	50,52	75,40
	78	3	0,36	1071	1350	793	557	0,40	1,26	0,32	445,60	2,8	1,32	2,6	6	9	25,00	2,45	7,22	1,2	A	28,88	80,23

	79	3	1,19	1119	1439	799	640	0,67	1,88	0,36	340,43	4,6	1,19	4,2	11	16	13,45	3,32	3,53	2,0	A	84,71	71,19
	80	3	1,41	1168	1439	897	542	1,03	1,95	0,53	277,95	5,1	1,21	5,8	11	14	9,93	3,32	4,11	2,2	A	98,69	69,99
Colbu	506	5	20,22	1307	1859	755	1104	4,09	6,05	0,68	182,48	17,1	1,07	87,7	175	228	11,28	3,64	4,34	7,1	A	1084,38	53,63
	81	3	0,26	985	1225	745	480	0,32	1,07	0,30	448,60	2,3	1,27	1,3	4	7	26,92	2,00	5,00	0,7	A	21,55	82,88
	82	3	0,46	1085	1430	740	690	0,62	1,56	0,40	442,31	3,8	1,23	3,9	9	13	17,11	3,00	5,13	1,4	A	56,58	74,45
	83	3	2,97	1084	1439	729	710	1,45	2,88	0,50	246,53	7,5	1,23	12,7	19	25	8,42	4,36	4,28	3,2	A	192,95	64,97
	84	3	0,91	949	1170	728	442	0,81	1,50	0,54	294,67	3,9	1,15	5,3	10	14	15,39	3,16	5,82	1,3	A	66,54	73,12
	85	3	2,30	1158	1397	920	477	1,30	2,42	0,54	197,11	6,6	1,23	10,1	20	25	10,87	4,47	4,39	2,0	A	153,29	66,65
	86	3	0,66	1280	1640	920	720	0,51	2,10	0,24	342,86	4,9	1,70	3,9	9	12	18,18	3,00	5,91	1,9	A+B	49,84	75,51
	87	3	1,23	1275	1640	910	730	0,65	2,38	0,16	306,72	5,9	1,50	7,8	16	21	17,07	4,00	6,34	2,5	A+B	87,27	70,95
P. Toancele	420	4	5,61	1236	1640	832	808	2,10	3,17	0,66	254,89	10,3	1,23	27,4	53	68	12,12	3,75	4,88	3,6	A	342,04	60,96
	88	3	1,30	1251	1651	850	801	0,75	3,15	0,24	254,29	7,6	1,88	8,8	17	22	16,92	4,12	6,77	3,4	D+B	91,73	70,56
	89	3	0,89	1299	1596	1002	594	0,23	1,80	0,13	330,00	4,4	1,32	4,0	5	8	8,99	2,24	4,41	1,9	D+B	65,23	73,29
	90	3	0,71	1314	1626	1002	624	0,74	1,65	0,45	378,18	4,1	1,37	4,9	10	14	19,72	3,16	6,90	1,5	D+B	53,22	74,96
	91	3	0,41	1225	1470	980	490	0,53	1,20	0,44	408,33	3,0	1,32	3,1	8	11	26,83	3,31	7,56	0,9	D+B	32,47	79,19
P. Giumalău	421	4	4,45	1242	1651	832	819	1,62	3,62	0,45	226,24	9,8	1,31	26,4	49	66	14,83	3,65	5,93	3,8	D+B	277,65	62,39
Toancele	507	5	10,95	1223	1651	795	856	3,05	4,65	0,66	184,09	12,0	1,02	55,8	104	137	12,51	3,19	5,10	5,2	A+D	624,38	57,02
P. Ungurenilor	92	3	0,93	1080	1320	840	480	0,67	1,92	0,35	250,00	4,1	1,20	4,1	10	13	13,98	3,16	4,41	1,9	A	67,86	72,97
	93	3	0,26	1396	1522	1270	252	0,32	1,15	0,28	219,13	2,8	1,55	1,8	3	8	30,77	2,24	6,92	1,1	B+D	21,5	82,90
	94	3	0,31	1386	1502	1270	232	0,45	0,90	0,50	257,78	2,2	1,11	2,0	4	7	22,58	2,00	6,45	0,8	B+D	25,2	81,40
	95	3	0,44	1230	1440	1020	420	0,25	1,30	0,19	323,08	3,3	1,40	3,0	6	9	20,46	2,45	6,81	1,2	D+B	34,6	78,60
P. Bolovănoşi	422	4	1,83	1204	1522	887	635	0,91	2,90	0,31	218,97	7,2	1,50	10,6	21	32	17,49	2,76	5,79	3,0	B+D	124,8	68,20
	96	3	0,59	1150	1391	910	481	0,74	1,25	0,59	384,80	3,1	1,14	2,9	6	9	15,25	2,45	4,91	1,2	B+A	45,74	76,36
	97	3	1,00	1157	1404	910	494	0,85	1,62	0,52	304,94	4,5	1,27	5,0	13	18	18,00	3,61	5,00	1,6	A	72,44	72,44
P. Răpei	423	4	1,63	1145	1404	887	517	1,18	1,78	0,66	390,45	5,3	1,17	8,1	19	28	17,18	2,67	4,97	1,9	A+B	112,44	68,98
	98	3	1,28	1109	1331	887	444	1,03	1,76	0,59	252,27	5,0	1,20	5,3	10	14	10,15	3,13	3,84	2,0	A	95,79	70,14
	99	3	1,31	1141	1365	917	448	0,93	1,85	0,50	242,16	5,0	1,23	6,4	17	21	16,03	4,12	4,89	1,7	A	92,37	70,51
	100	3	0,51	1164	1364	945	439	0,50	1,45	0,34	302,76	3,2	1,26	2,6	5	8	15,69	2,24	5,10	1,2	A	39,52	77,48
	101	3	1,45	1165	1385	945	440	0,78	2,13	0,37	206,57	5,5	1,29	8,2	17	22	15,17	4,12	5,66	2,5	A	101,20	69,79
	424	4	4,11	1102	1385	820	565	1,64	3,15	0,52	179,37	9,0	1,25	19,7	43	56	13,63	3,50	4,79	3,6	A	258,48	62,89
Chiril	508	5	11,51	1158	1522	795	727	2,94	5,95	0,49	122,19	15,6	1,30	53,2	113	156	13,55	3,26	4,62	5,0	A+B	653,05	56,74
Chiril	601	6	27,00	1188	1651	725	926	4,42	1,23	0,61	128,08	24,0	1,27	129,5	261	346	12,82	3,04	4,80	8,2	A+B	1406,71	57,10
	102	3	1,19	982	1163	801	362	1,01	1,65	0,61	219,39	4,3	1,11	6,1	16	20	16,18	4,00	5,13	1,6	C+A	785,51	660,09
	103	3	1,03	1048	1295	801	494	0,79	1,80	0,44	274,44	4,9	1,36	4,5	9	12	11,65	3,00	4,37	1,8	A	74,69	72,22
P. Mesteacăn	425	4	2,27	1048	1295	801	494	1,01	2,90	0,35	170,34	7,2	1,35	10,8	25	33	14,54	2,92	4,76	2,1	A+C	151,50	66,74
	104	3	1,19	1110	1324	897	427	0,93	1,67	0,56	235,69	4,3	1,11	6,2	14	19	15,97	3,74	5,21	1,3	A+B	84,72	71,19
	105	3	0,49	1120	1305	935	370	0,64	1,00	0,64	370,00	2,9	1,17	2,4	7	10	20,41	2,65	4,90	1,0	A	38,12	77,79
	106	3	0,26	1120	1305	935	370	0,46	1,00	0,46	370,00	3,0	1,41	12,0	5	8	22,22	2,24	5,56	0,9	A	28,89	80,23
	107	3	1,41	1023	1240	807	433	0,75	1,80	0,42	240,56	3,0	1,19	5,7	15	19	13,48	3,87	4,04	1,9	A	98,69	69,99
Moara Dracilor	426	4	5,22	1055	1324	786	538	1,83	3,03	0,60	177,56	9,2	1,14	25,6	58	77	14,75	3,87	4,90	3,8	A	320,54	61,40
Hogea	509	5	8,16	1039	1324	754	670	2,18	3,90	0,56	146,15	12,5	1,23	40,4	91	121	14,83	3,09	4,95	4,6	A	479,18	58,72

Grupe litologice A Şisturi cristaline epi şi mezometamorfice, B Calcare, dolomite, breciu şi megabreciu, C Depozite tip flis gresii, gresii calcaroase şi marnoase, conglomerate, microconglomerate, jaspuri, marne, D Depozite de wildflis argile cu blocuri, şisturi argiloase negre


MASIVUL RARĂU
Harta adâcimii fragmentării reliefului
0 0,5 1 1,5 2 km
Autor Constantin RUSU
Obcina Feredeului
CÂMPULUNG MOLDOVENESC
Păjorăta
Vf.Măgura
Vf.Runc
Vf.Eva
Vf.Adam
Vf.Bodia
Vf.Cocorul
Obcina Florească
Gura Plaiului
Masivul Giumalău
Șaua Colbului
Vf.Tihăraei
Vf.Rarău 1650,5
Piatra Șoimului
Piatra Zimbrului
Pietrele Doamnei
Pâchii Rarăului
Vf.Todirescu
Schitul Rarău
Bâtca Neagră
Bâtca Lesii
Bâtca cu Plai
Bâtca Rea
Vf.Arsita
Cârmătura Chiril
Pasul Gemenea
Slătioara
Munții Stânișoarei
Zugreni
Munții Bistriței
Chiril
LEGENDA
< 100 m
101 - 200 m
201 - 300 m
301 - 400 m
401 - 500 m
> 501 m

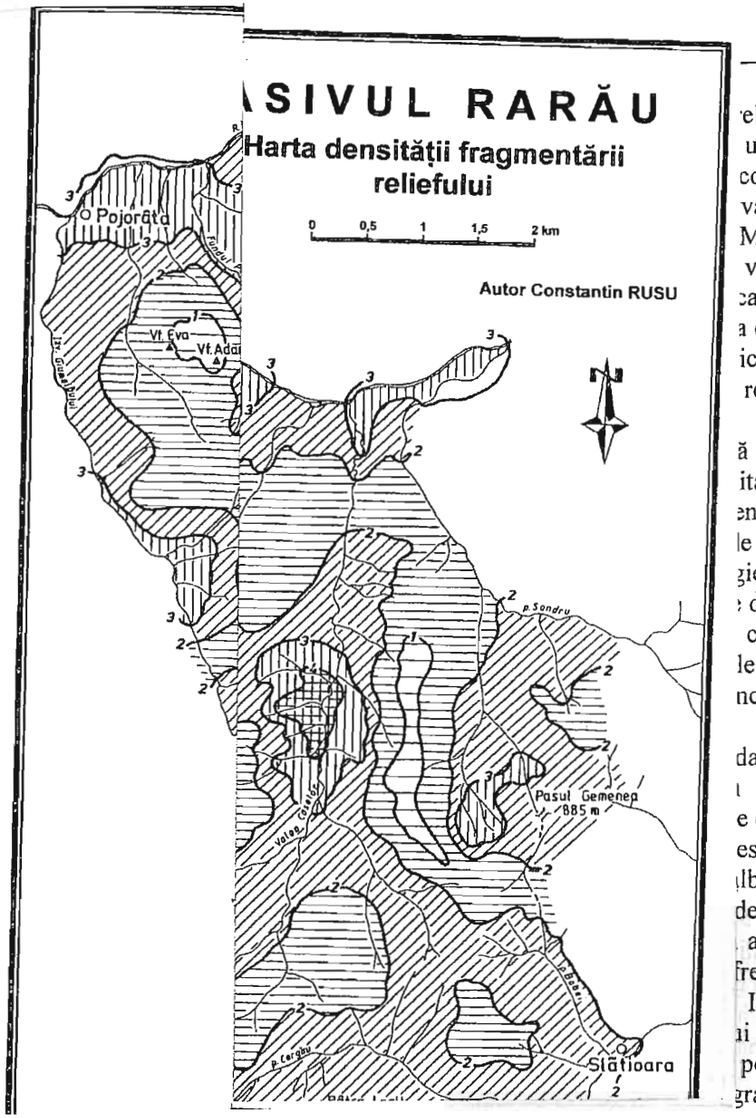
flancul estic, unde diversitatea litologică este deosebită. Dependența fragmentării reliefului de litologie este evidentă în toate situațiile, dar cu atât mai mult în cazul valorilor de 3–4 km/km², care se suprapun aproape în totalitate depozitelor de *wildfliş* (Fundul Pojorâtei, Valea Seacă, Izvorul Alb) sau de tip fliş (Valea Caselor, Şandru, Hogea).

În ceea ce privește repartiția densităților de drenaj pe bazine hidrografice cu diferite ordine de mărime, valorile oscilează într-un ecart mult mai mare. Valorile extreme se înregistrează în cazul bazinelor hidrografice de ordinul 3, cu o minimă de 2,78 km/km² în cazul unui bazin aferent pârâului Mesteacănului şi o maximă de 9,58 km/km² pentru un afluent al pârâului Limpedea. Cu cât creşte ordinul de mărime, amplitudinea dintre valorile extreme scade. Pentru bazinele de ordinul 4, densitatea de drenaj variază între 3,46 km/km² în cazul pârâului Şurii (afluent al Izvorului Giumalăului) şi 6,80 km/km² pentru pârâul Limpedea, iar pentru ordinul 5, valorile sunt cuprinse între 3,58 km/km² în cazul bazinului Izvorul Giumalăului şi 5,84 km/km² pentru Izvorul Alb. Se constată dependența şi mai strictă de litologie în repartiția valorilor densității de drenaj. Cele mai mici valori se asociază rocilor metamorfice, dar şi grezo–conglomeratelor de Muncelu, în ambele cazuri rețeaua de văi torențiale instalându-se mult mai greu. Dimpotrivă, valorile cele mai mari corespund bazinelor suprapuse ariei depozitelor de *wildfliş* (Limpedea–Izvorul Alb), cu frecvente procese de eroziune în adâncime şi alunecări de teren, deci şi cu o rețea torențială deosebit de activă şi densă. Considerăm că actuala rețea de drenaj a suferit modificări importante şi datorită intervenției antropice, mai ales prin despăduriri şi suprapăşunat. Se constată atât accelerarea ritmului unor procese de versant, cât şi o diversificare a asamblajului de soluri, mai ales în cazul rangurilor taxonomice de nivel inferior.

3.1.2.3. Adâncimea fragmentării reliefului

Indicele energiei de relief exprimă modul diferențiat al pătrunderii în adâncime a eroziunii, cu vădite diferențieri în teritoriu. Acest indicator, extrem de sintetic în analiza tendințelor evolutive ale reliefului, este redat pe harta adâncimii fragmentării teritoriului (utilizându-se metoda pătratelor semisuprapuse), dar este judecat prin valorile maxime, minime şi medii ale întregului masiv şi prin energia maximă de relief a bazinelor hidrografice mici (ordinele III, IV şi V în sistem Strahler).

Fragmentarea verticală a reliefului este consecința directă a raporturilor dintre treptele morfologice de ansamblu, tendința de adâncire a văilor în funcție de nivelele locale de eroziune şi rezistența opusă la eroziune a principalelor entități litostratigrafice. În aceste condiții, energia de relief prezintă o gamă largă de valori, de la sub 100 m până la peste 500 m (harta adâncimii fragmentării reliefului). Valorile maxime, respectv cele cuprinse între 500–600 m, sunt întâlnite pe suprafețe restrânse, în câteva areale dispuse pe flancul vest–dolomitic şi în preajma Cheilor Bistriței de la Zugreni. Energiile cele mai mari se explică prin predominarea rocilor dure (dolomite, şisturi cristaline) în relief, iar pe de altă parte, datorită nivelelor de bază foarte coborâte ale Izvorului Alb (vale de contact



elief (400–500 m) se
unor areale insulare,
corespund culoarului
va. Compartimentele
Moldovenesc, dar şi
valori cuprinse între
categoriile de valori
a est–nord–estică, iar
ic. Aproximativ 75%
relief cuprinse între

ă a Rarăului față de
itate pe direcțiile sud
ențiată semnificativ.
le energiei maxime,
giei maxime este de
de relief se cifrează
ceea ce determină o
le de bază locale, au
ncire al râurilor din

dau o imagine pur
planul proceselor
e de relief, pe bazine
este valori sunt cele
lbii, explicând atât
de ordinul III (107 la
afluent al Izvorului
frecvență deosebită a
IV (26 de bazine),
ui Vrana (afluent al
pondere deosebită a
grafice de ordinul V
n în cazul Izvorului

e energiei de relief,
intensității eroziunii
ief, se poate contura
e o notă de evidentă
itologic. Tendințele
liscontinuitățile sunt
rețelei hidrografice
lă de adâncire şi de
cursuri de apă (mai

flancul estic, unde diversitatea lit
reliefului de litologie este evident
valorilor de 3–4 km/km², care s
wildfliş (Fundul Pojorâtei, Valea
Şandru, Hogea).

În ceea ce priveşte repartiţia
diferite ordine de mărime, valoril
extreme se înregistrează în cazul
de 2,78 km/km² în cazul unui baz
9,58 km/km² pentru un afluent
mărime, amplitudinea dintre valo
densitatea de drenaj variază între
Izvorului Giumalăului) şi 6,80 k
5, valorile sunt cuprinse între 3,5
şi 5,84 km/km² pentru Izvorul
litologie în repartiţia valorilor de
rocilor metamorfice, dar şi grez
reţeaua de văi torenţiale instalân
mari corespund bazinelor supr
Izvorul Alb), cu frecvente proce
deci şi cu o reţea torenţială deose
de drenaj a suferit modificări im
prin despăduriri şi suprapăşunat.
de versant, cât şi o diversifica
rangurilor taxonomice de nivel i

3.1.2.3. Adâncimea fragm

Indicele energiei de reli
adâncime a eroziunii, cu vădite
sintetic în analiza tendinţelor ev
fragmentării teritoriului (utilizâ
judecat prin valorile maxime,
energia maximă de relief a baz
sistem Strahler).

Fragmentarea verticală a re
treptele morfologice de ansaml
nivelele locale de eroziune şi r
litostratigrafice. În aceste condi
de la sub 100 m până la peste
Valorile maxime, respectv ce
suprafeţe restrânse, în câteva are
Cheilor Bistriţei de la Zugr
predominarea rocilor dure (dolo
datorită nivelelor de bază foa

tectono–litologic în acest sector) şi Bistriţei. Energii mari de relief (400–500 m) se menţin, mai ales, în jumătatea de vest a masivului, sub forma unor areale insulare, condiţionate de aceleaşi cauze. Valorile minime (sub 100 m) corespund culoarului depresionar Câmpulung Moldovenesc, de-a lungul văii Moldova. Compartimentele joase, cu aspect depresionar, ale Pojorâtei, Câmpulungului Moldovenesc, dar şi ulucul morfotectonic al Slătioarei, sunt puse în evidenţă prin valori cuprinse între 100 şi 200 m. Cele mai mari suprafeţe sunt ocupate de categoriile de valori 200–300 m şi 300–400 m. În prima categorie se include partea est–nord–estică, iar celei de-a doua îi revin sectoarele central–sudic, vestic şi nordic. Aproximativ 75% din teritoriul Masivului Rarău deţine valori ale energiei de relief cuprinse între 200 şi 400 m.

Analiza de ansamblu a hărţii indică o diferenţiere netă a Rarăului faţă de complexul flişoid din est (Munţii Stânişoarei), dar şi o continuitate pe direcţiile sud şi vest, sub acest aspect limita sudică a masivului nefiind evidenţiată semnificativ.

Utilizându-se metoda pătratelor, s-au calculat valorile energiei maxime, minime şi ale energiei medii de relief. Astfel, media energiei maxime este de 294,16 m (maximă absolută 555 m), iar cea a energiei minime de relief se cifrează la 76,74 m. Rezultă o energie medie a masivului de 185,45 m, ceea ce determină o aparentă nuanţă de omogenitate. Moldova şi Bistriţa, ca nivele de bază locale, au forţat o anumită uniformitate şi au limitat procesul de adâncire al râurilor din interiorul masivului.

Valorile medii calculate pentru întreaga regiune redau o imagine pur orientativă asupra energiei de relief şi consecinţelor în planul proceselor denudaţionale. Mult mai veridice sunt cele ale energiei maxime de relief, pe bazine hidrografice de ordinele III, IV şi V. Într-o bună măsură, aceste valori sunt cele care reglează mecanismele eroziunii şi transportului în albii, explicând atât proveniența, cât şi efluenţa aluviunilor. Bazinele hidrografice de ordinul III (107 la număr) au energii de relief maxime cuprinse între 200 m (un afluent al Izvorului Malului) şi 887 m, în cazul unui emisar al Izvorului Alb, cu o frecvenţă deosebită a energiilor cuprinse între 500–600 m. Pentru cele de ordinul IV (26 de bazine), valorile extreme sunt cuprinse între 350 m în cazul pârâului Vrana (afluent al pârâului Valea Seacă) şi 984 m pentru pârâul Limpedea, cu o pondere deosebită a energiilor maxime cuprinse între 600–800 m. Bazinele hidrografice de ordinul V indică valori încadrate între 530 m (pârâul Şandru) şi 1039 m în cazul Izvorului Alb (nouă bazine de ordinul V).

În aceste condiţii, se observă repartizări neuniforme ale energiei de relief, ceea ce provoacă ritmuri diferite ale ratei denudaţiei şi ale intensităţii eroziunii regresive (în special). Sintetizând datele asupra energiei de relief, se poate contura o diversitate a situaţiilor, ceea ce imprimă spaţiilor morfologice o notă de evidentă discontinuitate, în concordanţă cu schimbarea faciesului litologic. Tendinţele uniformizatoare sunt specifice culoarului văii Moldova, iar discontinuităţile sunt introduse de multiplele variabile care acţionează în cazul reţelei hidrografice recente. Generaţiile mai noi de văi au o tendinţă cvasigenerală de adâncire şi de creştere a energiei de relief, contribuind la racordarea unor noi cursuri de apă (mai ales cu caracter torenţial) la sistemele hidrografice organizate.

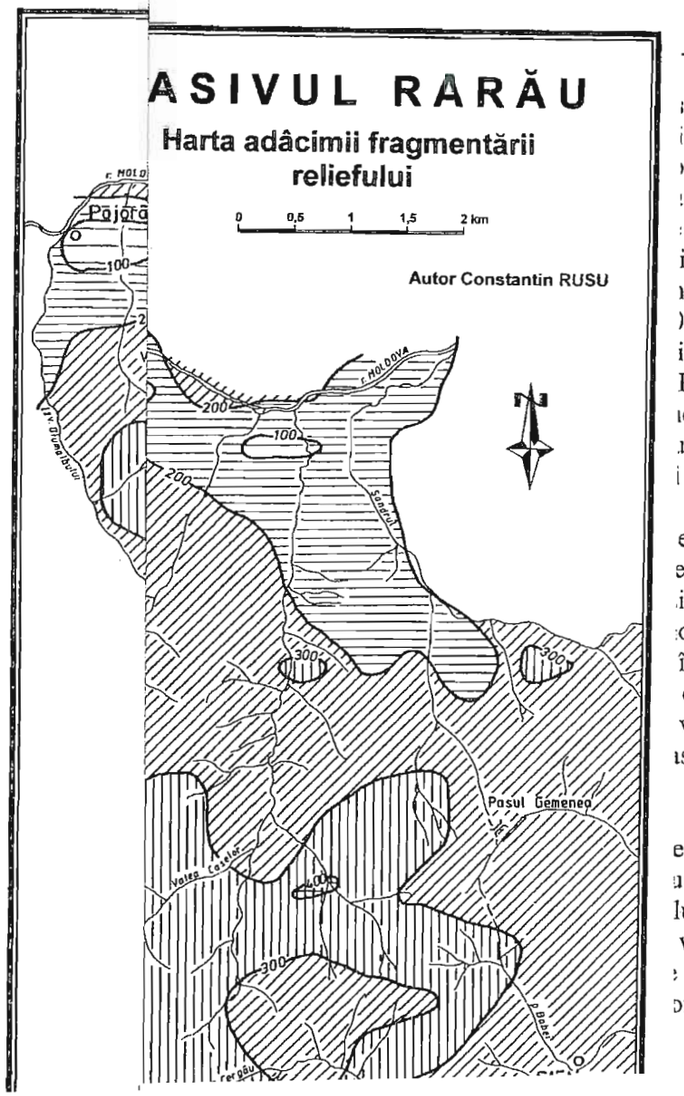
3.1.2.4. Declivitatea

Caracteristica principală a suprafețelor morfologice o constituie prezența tuturor categoriilor morfografice de pante: lineare, concave, convexe, mixte. Explicația rezidă din raporturile între densitatea și adâncimea fragmentării reliefului, alcătuirea petrografică, tectonica regiunii, care imprimă o dinamică diferențiată proceselor de modelare. În aria șisturilor cristaline pantele uniform înclinate sunt dominante, însă apar modificări locale date de prezența proceselor periglaciare, frecvența și intensitatea doborâturilor de vânt, natura glacisurilor din baza versanților etc. Dimpotrivă, în cazul depozitelor de *wildfliș*, profilul morfologic al versanților este, cel mai adesea, complex. Această tendință este cu atât mai clară, cu cât frecvența alunecărilor de teren este mai mare.

Caracterul complex al suprafețelor morfografice de versant se păstrează și în cazul perimetrelor calcaro–dolomitice, unde diversitatea proceselor și formelor aferente de relief complică foarte mult suprafața topografică. Specifică este evoluția diferențiată a versanților, cu apariția unor trepte litologice care indică și apariția unor rupturi de pantă. Fără a mai avea frecvența din situațiile anterioare, pantele complexe se întâlnesc și în cazul depozitelor de tip fliș, cu mențiunea că formele convexe se mențin, mai ales, în treimea superioară a versanților, iar cele concave sunt mai frecvente spre baza versanților. Glacisurile de acumulare au un profil morfologic uniform spre convex, după cum cele de eroziune au o ușoară formă concavă. Aceste constatări au un caracter general, întrucât morfografia de detaliu indică mari variații, căci pe fondul unei diversități litologice ce se manifestă pe spații restrânse acționează procese gravitaționale, de eroziune fizică și chimică, periglaciare și de altă natură, care modelează continuu toate categoriile de suprafețe morfologice înclinate.

După înclinarea versanților, putem conchide că avem de-a face cu un mozaic al declivităților, mai ales dacă analizăm acest parametru la o scară detaliată. În consecință, pe harta geomorfologică am procedat la o grupare pe categorii specifice de pante. Sub acest aspect, se întâlnesc toate situațiile, de la suprafețele orizontale și cvasiorizontale, până la abrupturi. Terenurile orizontale caracterizează podurile teraselor joase și mijlocii ale Moldovei (mai ales) și Bistriței, iar cele cvasiorizontale însoțesc terasele înalte și unele conuri de dejecție. În interiorul masivului, aceste perimetre sunt destul de rare și ocupă suprafețe restrânse, la nivelul unor umeri de versant, în cazul interfluviilor largi și al anumitor sectoare ale platourilor structurale ș.a.m.d.

Pornind de la principalele culoare de văi, dar și diseminat în interiorul masivului, se diferențiază o serie de suprafețe morfologice slab înclinate, cu pante de 3°–5°, care se întâlnesc și în treapta înaltă de relief (platoul Rarăului). Suprafețele cu declivități cuprinse între 5°–15° sunt foarte frecvente, având o pondere deosebită la contactul cu flișul (în estul masivului), dar și în partea centrală a sinclinalului, în aria *wildflișului*. În această categorie de pantă se încadrează și majoritatea perimetrelor cu alunecări de teren, atât active, reactivate, cât și stabilizate.



ii 30° sunt foarte bine
ile Câmpulungului, dar
rmează un aliniament
în preajma vârfurilor
întâlnește și în partea
isurile de la poalele
ıdire insulară.
)°, au o frecvență mai
itice, însoțind versanții
Pârâul lui Ion, Moara
ıea, se mai întâlnesc în
ınor stâncării calcaro–
i pentru Cheile Bistriței

eclivităților (peste 51°)
e. De regulă, intră în
i Eva, Colții Tihăraiei,
ord estic al Rarăului,
în această categorie de
cariera de la Pojorâta–
verticale, iar altele, de
ısa *wildflișului* (nefiind

valorile declivităților
ea depozitelor derivate.
ı grosimea solurilor și
lului. Pe de altă parte,
vegetală, a gradului de
și în ceea ce privește
or vor fi analizate în

E DE RELIEF

orfologică a Masivului
etice și forme specifice
rse de mediu. Aspectul
ıte, acțiunea factorilor
și activi, formează un
reliefului sub aspect
tectonică, condițiile
are și interpătrundere,
rmelor și diversitatea

3.1.2.4. Declivitatea

Caracteristica principală tuturor categoriilor morfogra Explicația rezidă din raport reliefului, alcătuirea petrogra diferențiată proceselor de mo înclinate sunt dominante, însă periglaciare, frecvența și inten baza versanților etc. Dimpo morfologic al versanților este, atât mai clară, cu cât frecvența

Caracterul complex al su cazul perimetrelor calcaro–do aferente de relief complică evoluția diferențiată a versanți apariția unor rupturi de pantă. pantele complexe se întâlnesc formele convexe se mențin, ma concave sunt mai frecvente spr profil morfologic uniform spre formă concavă. Aceste constat detaliu indică mari variații, căci pe spații restrânse acționează p periglaciare și de altă natură, ca morfologice înclinate.

După înclinarea versanțilo al declivităților, mai ales dacă consecință, pe harta geomorfolo de pante. Sub acest aspect, se în și cvasiorizontale, până la abru teraselor joase și mijlocii a cvasiorizontale însoțesc terasel masivului, aceste perimetre su nivelul unor umeri de versant, ale platourilor structurale ș.a.m.

Pornind de la principalel masivului, se diferențiază o seri de 3°–5°, care se întâlnesc și Suprafețele cu declivități cupri pondere deosebită la contactul c a sinclinalului, în aria *wildflișu* majoritatea perimetrelor cu al stabilizate.

Suprafețele cu declivități ce se grupează între 15° și 30° sunt foarte bine reprezentate pe ambele flancuri ale sinclinalului, în Măgurile Câmpulungului, dar și în vestul regiunii. Aici, în aria șisturilor cristaline, formează un aliniament aproape continuu, din Cheile Bistriței de la Zugreni până în preajma vârfurilor Adam și Eva de la Pojorâta. Această categorie de pante se întâlnește și în partea centrală înaltă, însoțind unele praguri litologice, glacisurile de la poalele abrupturilor sau unii versanți structurali, având însă o răspândire insulară.

Pantele abrupte, cu declivități cuprinse între 30°–50°, au o frecvență mai restrânsă, cu apariții frecvente în cele două flancuri dolomitice, însoțind versanții văilor care străpung transversal aliniamentele în cauză (Pârâul lui Ion, Moara Dracului, versantul stâng al Izvorului Alb etc.). De asemenea, se mai întâlnesc în jurul înălțimilor Măgura, Runc și Bodea, ca și în cazul unor stâncării calcaro–dolomitice. Această categorie de pante este reprezentativă și pentru Cheile Bistriței de la Zugreni.

Suprafețele morfologice cu cele mai mari valori ale declivităților (peste 51°) sunt diseminate în teritoriu și ocupă perimetre restrânse. De regulă, intră în categoria abrupturilor, foarte numeroase în Rarău: Adam și Eva, Colții Tihăraiei, Hăghimiș, Piatra Șoimului, Piatra Zimbrului, abruptul nord estic al Rarăului, Cheile Pârâului lui Ion, Moara Dracului, Piatra Buhii. Tot în această categorie de pantă se încadrează și sectorul central al Cheilor Bistriței și cariera de la Pojorâta–Sadova. Unele abrupturi (în special calcaroase) sunt chiar verticale, iar altele, de mici dimensiuni, însoțesc puzderia de *klippe* calcare din masa *wildflișului* (nefiind reprezentate la scara hărții).

Cauză, dar mai ales efect al modelării reliefului, valorile declivităților contribuie la antrenarea materialelor pe versant și la formarea depozitelor derivate. Înclinarea versanților este în raport invers proporțional cu grosimea solurilor și volumul edafic util, și direct proporțional cu scheletul solului. Pe de altă parte, același parametru intervine în stabilirea tipului de asociație vegetală, a gradului de acoperire cu vegetație, iar în cazul ecosistemelor forestiere și în ceea ce privește consistența biotopurilor. Implicațiile expoziției versanților vor fi analizate în capitolul de climă.

3. 2. TIPURILE GENETICE ȘI FORMELE DE RELIEF

Diversitatea, originalitatea și spectaculozitatea geomorfologică a Masivului Rarău rezultă dintr-o îmbinare armonioasă a unor tipuri genetice și forme specifice de relief, modelate într-un timp îndelungat și în condiții diverse de mediu. Aspectul actual al reliefului este rezultatul unei evoluții complicate, acțiunea factorilor morfogenetici fiind diferențiată. Factorii endogeni, pasivi și activi, formează un ansamblu unitar dar complex, care a dirijat modelarea reliefului sub aspect morfotectonic, morfostructural și morfopetrografic. Între tectonică, condițiile structurale și litologice există raporturi de intercondiționare și interpătrundere, reflectate în fizionomia reliefului, prin variabilitatea formelor și diversitatea

tipologică. Aceste particularități sunt amplificate de manifestarea factorilor exogeni, climatici și neclimatici, care au complicat și mai mult formele existente la un moment dat. În acest context, astăzi se distinge cu greutate aportul fiecărei categorii de factori, atât sub aspect genetic cât și cauzal. Dacă în ceea ce privește apartenența diferitelor forme la tectonică, structură și litologie, avem de-a face cu un teritoriu complicat, sub aspect morfosculptural situația este și mai complexă. Aceasta, întrucât modelarea actuală este rezultatul unei și mai pronunțate interpătrunderi a factorilor implicați în denudație. Modelarea periglaciară s-a desfășurat pe fondul unui relief preexistent și a fost sprijinită și de alte procese complementare sau compensatorii. Același lucru se poate demonstra și pentru relieful carstic, ca să nu mai vorbim de tipurile denudațional, fluvio–denudațional și fluviatil, în cazul cărora foarte multe elemente acționează concomitent și interconexiv.

3.2.1. Unitățile morfostructurale (morfostructura)

Caracteristicile morfostructurale ale regiunii impun analiza aspectelor pe care le ridică structura în pânze de șariaj, cutele solzi, digitațiile, faliile longitudinale și transversale. Sinclinalul Rarăului cuprinde două sisteme de pânze suprapuse: unul inferior, al pânzelor bucovinice central–est–carpatice și altul, superior, al pânzelor transilvane. În partea de nord–est a masivului se mai individualizează un element structural deosebit, digitația Sadova, căreia îi corespund două cute solzi, cu deversare estică. În domeniul celor două sisteme de pânze se întâlnesc importante linii de fracturi direcționale (longitudinale) și transversale. Faliile direcționale din estul Rarăului, orientate N–S, conturează imaginea unei structuri de tip cute solzi, iar cele transversale detașează blocuri tectonice care se comportă diferențiat la acțiunea factorilor denudaționali. Aspectele tectono–structurale sunt dublate de condițiile litologice foarte variate, ceea ce face dificilă aprecierea rolului ce revine fiecăruia dintre cei trei factori majori (structură, tectonică, litologie). De aceea, în analiza datelor morfometrice caracteristice bazinelor hidrografice mici, cât și pentru stabilirea principalelor unități morfostructurale, s-au separat patru complexe litologice reprezentative, în raport cu rezistența acestora la acțiunea agenților de modelare:

– complexul litologic cu o rezistență foarte mare la modelare (calcare triasice și cretacice, dolomite triasice, brecii și megabrecii cretacice) (B);

– complexul litologic cu o rezistență mare (șisturi cristaline mezometamorfice ale formațiunilor de Negrișoara, Chiril și grupului de Bretila–Rarău; șisturi cristaline epimetamorfice ale grupului de Tulgheș) (A);

– complexul litologic cu o rezistență medie (depozite tip fliș: gresii, gresii calcaroase și marnoase, conglomerate și microconglomerate, jaspuri, marne) (C);

– complexul litologic cu o rezistență slabă (depozite de *wildfliș*: argile cu blocuri, șisturi argiloase negre) (D).

Prin analiza interconexivă a celor trei factori (structural, tectonic și litologic) s-au separat patru unități morfostructurale majore.

Unitatea morfostructurală a șisturilor cristaline (Bâtca Neagră–Munceii Înșirați), corespunde mai multor unități tectonice prealpine, cu rang de pânză, situate în soclul pânzei bucovinice: Rarău, Pietrosul Bistriței, Chiril și Putna. Primele trei sunt constituite din roci mezometamorfice, de vârstă precambriană, puse în loc în timpul tectonogenezei hercinice (Rarău) și austrice (Pietrosul Bistriței și Chiril). Pânza de Putna cuprinde roci epimetamorfice, de vârstă cambriană. Fiecare din aceste grupuri de roci metamorfice prezintă o rezistență mare la acțiunea de modelare. Contactul morfotectonic dintre aceste unități nu este foarte evident, însă el este marcant doar la limita cu formațiunile sedimentare. Această unitate este bine individualizată în partea vestică, în sud–vestul și sudul Rarăului. Adaptarea rețelei hidrografice la structura geologică este parțială (Toancele, Izvorul Giumalăului), iar altitudinea reliefului se raportează la duritatea rocilor (maximul altitudinal corespunde gnaiselor de Rarău: 1577 m în Vârful Tihăraiei). Modelarea selectivă este slab marcată, iar adâncirea văilor este dictată de nivelul de bază al Bistriței, râu care și-a săpat un impresonant sector de chei.

Unitatea morfostructurală calcaro–dolomitică (Rarău) coincide resturilor pânzei transilvane și flancurilor dolomitice ale sinclinalului, ce aparțin pânzei bucovinice (unul din termenii litologici cei mai importanți au cuverturii sedimentare). Partea centrală a acestei unități este o imensă inversiune de relief, axul sinclinalului marginal extern având altitudinea maximă (1650,5 m Vârful Rarău). În cazul flancurilor dolomitice, individualizarea unității este dată de factorii morfotectonic și morfolitologic, iar poziția altitudinală mai redusă se explică prin raporturile cu unitățile vecine. Contactul morfotectonic este foarte evident, atât spre vest, cât și spre est. Cu mici excepții, rețeaua de văi nu este adaptată la structură, având un caracter epigenetic clar. În albiile râurilor sunt prezente praguri, repezișuri și cascade. Rezistența deosebită la eroziune contribuie la menținerea în relief a unor forme spectaculoase, iar prin *„dezhumare"* și eroziune selectivă s-au individualizat numeroși martori litologici.

Unitatea morfostructurală a grezo–conglomeratelor și marnelor (de tip fliș) (Măgurile Câmpulungului) cuprinde teritoriul din nord–estul și estul extrem al Masivului Rarău. Sub aspect structural, digitația Sadova capătă o amploare deosebită, înlocuind elementele lito–stratigrafice ale flancului extern al sinclinalului, care suferă în acest sector o mișcare de subducție. Cu o pondere redusă participă și formațiunile petrografice ale pânzelor de Ceahlău, Teleajen (flișul curbicortical) și Audia, care suferă o îngustare vizibilă și dispar sub acumulativul văii Moldovei din Depresiunea Câmpulung Moldovenesc. Dominant este relieful tectono–epigenetic, dar nivelul altitudinal nu este prea ridicat, datorită modelării selective și caracterului transversal al rețelei de văi, care fragmentează ansamblul în câteva subunități: Măgura, Runc, Bodea, Cocorul. Spre contactul cu Munții Stânișoarei din est, concordanța dintre liniile structurale majore și liniile de relief devine evidentă. Rezistența la eroziune este medie, dacă ne referim la ansamblul unității, însă se detașează nivelul grezo–conglomeratic de Muncelu, care subordonează formațiunile litologice de Pojorâta și cele ale Stratelor cu Aptychus. Rezultă o modelare selectivă a reliefului destul de pregnantă, în condițiile unui contact morfotectonic clar, pe ambele flancuri ale unității.

Unitatea morfostructurală a wildflişului (Pojorâta–Izvorul Alb) corespunde cuverturii sedimentare a pânzei bucovinice, care alcătuieşte umplutura cuvetei Rarău. Fondul litologic este constituit din argile negricioase, roşii şi vineţii, argile cu blocuri, la care se adaugă gresii cuarţoase, marne, calcare recifale, brecii şi conglomerate. Această morfostructură se caracterizează prin dominarea formelor de modelare selectivă în raport cu cele structurale. Compartimentele depresionare Fundu Pojorâtei, Valea Seacă şi Izvorul Alb sunt aproape în totalitate de eroziune selectiv–litologică. Din masa *wildflişului* s-au detaşat numeroşi martori litologici, mici abrupturi şi vârfuri izolate, elemente de modelare selectivă tipică. Ca efect al condiţiilor litologice, alunecările de teren sunt favorizate, iar instabilitatea versanţilor o caracteristică importantă. În jumătatea sudică a Rarăului, aspectul depresionar al acestei unităţi dispare, impunându-se ca o formă intermediară de relief, între platoul calcaros central şi flancul est–dolomitic, menţinut artificial la o altitudine mai mare datorită pragului de roci dure din est.

3.2.2. Relieful structural şi petrografic

Gama formelor de relief structural şi petrografic este complexă şi diferenţiată, unele aspecte reflectând nota predominantă a componenţei tectono–structurale, altele evidenţiind particularităţile alcătuirii litologice. A rezultat un relief combinat, în care elementele structurale se sprijină pe factorul petrografic şi invers. Componenta structurală este determinată de structura în pânze de şariaj, prezenţa digitaţiilor, a cutelor tip solzi şi a sistemului de falii. Evidenţierea aspectelor petrografice este legată de compoziţia mineralogică, caracteristicile geochimice şi fizico–mecanice, funcţie de care depinde rezistenţa principalelor tipuri de roci. În cele ce urmează vom proceda la o succintă caracterizare a formelor de relief cu o asemenea geneză.

Abrupturile sunt de natură tectonică şi litologică. Cele morfotectonice sunt legate de evidenţierea frunţii pânzei bucovinice (abruptul est–nord–estic al Rarăului), de marcarea planului de şariaj între pânza de Rarău şi cea bucovinică (cele de la vest şi sud de Pietrele Doamnei), de prezenţa unor cute tip solzi (pe flancul estic al sinclinalului) şi de unele sisteme direcţionale de falii (în cazul Măgurilor Câmpulungului). Abrupturile morfotectonice de pe flancul estic al sinclinalului se dispun pe două aliniamente: Bâtca Rea – Bâtca Neagră – Bâtca Leşii – Bâtca cu Plai şi Vârful Mare – Pietrele Arse – Vârful Pădioara, dominând ulucul erozivo–structural Slătioara–Gemenea.

Abrupturile litologice sunt de mai mică amploare, fiind marcate prin linii de falie sau evidenţiate datorită rezistenţei opuse la eroziune de anumite roci. Reprezentative sunt cele de pe calcare, care sunt cu atât mai spectaculoase cu cât sunt puse în evidenţă de poziţia stratigrafică şi de prezenţa unor importante linii tectonice. În această categorie intră abrupturile Piatra Şoimului, Pietrele Doamnei, Piatra Zimbrului, abruptul estic al Todirescului şi cel al Pietrelor Roşii, din sudul cuvetei. În cazul dolomitelor, abrupturile litologice se pot urmări, mai ales, pe flancul vestic, unde formează un aliniament aproape continuu între vârfurile Adam, Eva şi Colţii Tihăraiei. Poziţia tectonică a pânzei de Rarău face ca aceste abrupturi să fie dominate altitudinal de Munceii Înşiraţi, care au suferit o mişcare de încălecare a flancului vest–dolomitic. În est, abrupturile litologice au o frecvenţă mai redusă, marcând unele sectoare de chei şi defilee: Moara Dracului, Izvorul Malului, Piatra Buhii. Un loc aparte îl ocupă abrupturile din colţul sud–vestic al Rarăului, dezvoltate în roci metamorfice, preponderent mezometamorfice (perimetrul pârâul Colbu – Cheile Bistriţei – pârâul Aramei).

Hog–back-urile şi cuestele au o frecvenţă destul de redusă, punctând din loc în loc ansamblul morfostructural, ceea ce face să pară pregnante în relief. Deşi structura sinclinală a Rarăului este evidentă, înclinarea stratelor în partea centrală este diferită, datorită fazelor orogenetice care au afectat această regiune, la care se adaugă multiplele accidente tectonice. În anumite situaţii, înclinarea stratelor poate atinge valori de 70°–95°, ceea ce a făcut ca unii autori (*I. Sârcu* şi colab., 1971) să le atribuie un caracter de creastă. În ceea ce ne priveşte, caracterul de creastă nu ni se pare pregnant, întrucât fondul tectono–structural moştenit a fost modelat şi prin procese periglaciare, carstice sau fluvio–denudaţionale (Pietrele Doamnei, Hăgimişul, Pochii de Sus, Vârful Rarău etc.). În alte cazuri, peisajul este dominat de prezenţa abrupturilor morfotectonice şi litologice, care dau o notă specifică reliefului, iar simpla prezenţă a unor depozite alohtone sau a altor pachete de roci în spatele abrupturilor nu justifică neapărat încadrarea lor drept creste, hog–back-uri sau cueste.

În ceea ce priveşte hog–back-urile, acestea sunt într-adevăr prezente, dar se întâlnesc în situaţiile particulare în care înclinarea stratelor este evidenţiată şi prin procese intense de eroziune. De aceea, multe din formele actuale de hog–back au provenit prin detaşarea unor structuri mai vechi de sub o mantie de roci moi, uşor îndepărtate prin eroziune. Asemenea forme de relief se întâlnesc adesea în zona înaltă, la contactul dintre pânza bucovinică cu cele transilvane, fiind marcate de anumite planuri de şariaj şi încălecări. Cele mai reprezentative sunt poziţionate în perimetrul dintre Pochii de Sus şi cei de Jos, unde formează serii succesive. Chiar unele porţiuni ale Pochilor de Jos pot fi încadraţi ca hog–back-uri, după cum alte sectoare ale acestora constituie abrupturi litologice şi martori de rezistenţă modelaţi denudaţional, periglaciar şi carstic. Alte asemenea forme se întâlnesc în zona Todirescu–Hăgimiş–Todirescu Mic, la nord de Piatra Şoimului etc.

Cuestele, specifice îndeosebi zonelor monoclinale, sunt destul de frecvente într-un masiv unde stratele geologice sunt divers înclinate şi cutate. Aceasta nu înseamnă că toate asimetriile culmilor montane pot fi încadrate la cueste, după cum nu putem considera majoritatea abrupturilor drept cuestiforme. Prin evoluţia unor artere hidrografice ortoclinale şi în condiţiile unor intercalaţii de roci mai slab înclinate s-au pus în evidenţă unele culmi montane de intersecţie a versanţilor, cu aspect de cuestă. Este cazul culmii de legătură dintre Vârful Runc şi Vârful Praşca, care are aspectul unei cueste tipice (fruntea acestei cueste este cunoscută în toponimia locală sub numele de Coasta Praşca). Acelaşi aspect se păstrează şi într-un segment al interfluviului Valea Seacă–Izvorul Alb, ca şi în unele porţiuni ale interfluviilor din bazinele Limpedea şi Izvorul Alb.

Platourile structurale nu se impun pregnant în peisaj. Cea mai mare parte a Rarăului este constituită din culmi de intersecție a versanților. În aceste condiții, suprafețele structurale sub formă de platouri sunt de mică întindere, iar aspectul topografic este ușor neuniform. Asemenea fragmente apar cu precădere în perimetrul șisturilor cristaline, la partea superioară a unor blocuri detașate prin sistemele de falii transversale: platoul Piatra Stânei (între văile Colbu și Bașca), micile suprafețe structurale de la nord de Obcina Florească (Munceii Înșirați) ș.a. Pe calcare și dolomite, frecvența acestor forme de relief este și mai redusă: la vest de Râpa Roșie, nivelul de deasupra Todirescului Mic, arealul de lângă Pietrele Arse, ca și alte mici suprafețe care, parțial, funcționează și ca nivele de rocă.

Culmile structurale sunt greu de evidențiat și cartat, deoarece în majoritatea cazurilor ele poartă amprenta evoluției prin procese multiple. În unele cazuri, caracterul structural este pregnant datorită suprapunerii evidente cu liniile structurale majore. Adaptarea la structura geologică, foarte evidentă în unitățile vecine, alcătuite din formațiuni ale flișului (Obcinele Bucovinei, Stânișoara), prezintă în Rarău un caracter mai puțin evident. Acest caracter se păstrează doar în cazul digitației Sadova, între Măgura și Runc, în prelungirea estică a Vârfului Bodia, în preajma Vârfului Cocorul, dar și în Munceii Înșirați, între Vârful Tihăraiei și Gura Plaiului și, local, spre nord.

Relieful rezidual a rezultat printr-o evoluție complexă, dar păstrează, cel puțin în parte, un caracter structural. Ne referim aici la unele mase mari de calcare sau dolomite evoluate un timp îndelungat în regim subaerian. În aceste condiții, blocurile izolate, monolitice, de proveniență tectonică, rezistente la alterarea chimică, au fost fragmentate prin dezagregare mecanică, generând un relief rezidual, uneori sub forma câmpuri de blocuri. Aceste forme au apariții frecvente în perimetrele calcaro–dolomitice, dar și în masa wildflișului, prin detașarea unor corpuri de breccii și megabreccii. Evoluția periglaciară și nota carstică devin evidente, însă trăsătura tectono–structurală rămâne dominantă. Asemenea forme sunt caracteristice atât flancurilor dolomitice, cât și zonei central–sudice a masivului (Piatra cu Apă, arealul dintre cursul superior al Izvorului Alb și Coada Peretelui). Câmpul de blocuri de pe flancul sudic al Pietrelor Doamnei și cele situate între Coada Peretelui și Izvorul Alb este fixat în bună parte de vegetație, constituind o rezultantă și a condițiilor climatice din pleistocen. Cu totul izolat, apar și unele *pietre oscilante*, prin acțiunea nemijlocită a agenților externi, în special a apei încărcate cu CO_2 și a vântului. Detașarea acestor blocuri s-a făcut inițial pe linii de diaclaze, iar ulterior s-a realizat modelarea până la formele actuale, fără a fi dintre cele mai tipice. Haosuri de blocuri legate de aspectul tectono–structural pot să apară și pe alte roci, cum este cazul formelor întâlnite în preajma Cheilor Bistriței, din aria șisturilor (mai ales mezometamorfice) extrem de dure.

Martorii litologici rămân detașați în relief prin modelare selectivă, fiind o consecință a durității deosebite a unor roci sau a unor particularități tectono–structurale. În acest din urmă caz, trăsătura dominantă o constituie blocurile olistolitice, degajate de-a lungul timpului din masa *wildflișului*. Astăzi, aproape

toate aceste olistolite funcționează ca martori litologici, diversificând morfologia de detaliu. Între Pojorâta și Râpa Roșie (în sudul masivului) există zeci de asemenea martori litologici, cu o frecvență mult mai mare în partea centrală a sinclinalului.

Nivelele de rocă și treptele litologice caracterizează aceeași parte centrală a masivului. Astfel, la sud de aliniamentul Piatra Zimbrului–Todirescu există o succesiune de trepte litologice, datorate existenței unor bare calcaro–dolomitice și nivele de breccii calcaroase. Aceste trepte litologice sunt de mari dimensiuni, având forma unor imense polițe. Deasupra Todirescului Mic și în Poiana Călugărului nivelul în rocă se sprijină pe flancul dolomitic, iar podul rezultat este situat la altitudinea de 1300–1350 m. Între Hăgimiș și Piatra Zimbrului, ca și la sud–est de Pietrele Doameni, s-au evidențiat trei trepte litologice (1320–1350, 1380–1400 și 1460–1470 m). În aceste cazuri, partea frontală este constituită din aliniamentul dolomitic (treapta inferioară), unele strate de calcar triasic și nivelele de breccii. Podurile acestor trepte corespund doar local unor suprafețe de strat, majoritar fiind sculptate în formațiuni marno–argiloase și conglomeratice (slab cimentate) ale *wildflișului*. Uneori, barele calcaro–dolomitice sau breccioase sunt situate peste nivelul podurilor, conturând sectoare cu aspect de uluc. Respectivele trepte litologice sunt fragmentate de către numeroșii afluenți ai pârâului Giurgalău, care și-au întins obârșiile până sub culmea Pochilor Rarăului. Văile au înaintat datorită eroziunii regresive și s-au adâncit prin eroziune chimică (obârșiile) și torențială, drenând cele câteva doline dintre Hăgimiș și Pochii de Sus. *I. Sârcu* și colab. (1972), consideră aceste trepte litologice ca fiind mai recente decât mișcările moldave, încadrându-le în intervalul dintre crearea suprafeței Mestecăniș și după desăvârșirea suprafeței Cerbu, datare care pare destul de credibilă.

Un alt nivel în rocă se menține și deasupra flancului est–dolomitic, la altitudinea de 1020–1040 m, după cum alte câteva trepte litologice marchează flancul estic al Vârfului Todirescu.

Raportul văilor cu structura și litologia, relevă prezența unor situații diferențiate, caracteristice tipurilor de văi longitudinale, diagonale, transversale și de contact tectonic. Majoritatea văilor din interiorul masivului au străbătut etape genetice și de evoluție caracterizate prin procese de epigeneză. Datorită acestui fapt există posibilitatea ca traseul unei văi să cuprindă sectoare de vale longitudinale, diagonale, transversale și de contact tectonic.

Văile longitudinale sunt de mică întindere sau corespund unor sectoare ale unor râuri mai mari. În cadrul acestui tip se înscriu cu precădere văile mici, de ordinele III–IV, în cazul celor de mărimi superioare caracterul longitudinal fiind întâlnit mai rar. Respectivele văi pot fi sinclinale și de flanc. Adaptarea sistemului de văi la structura geologică este mai evidentă în domeniul șisturilor cristaline, în cazul văilor Izvorul Giumalăului (ordinul V), Toancele (ordinul V), dar și a unor sectoare de ordine inferioare: Piatra Tăiată, un afluent al pârâului Bașca, cursul superior al Slătioarei etc. Caracterul longitudinal se întâlnește și în cazul cuverturii sedimentare a *wildflișului*, situațiile cele mai reprezentative fiind caracteristice văilor Fundul Pojorâtei (ordinul IV), cât și unor afluenți de dreapta ai Izvorului Alb

(amonte de confluența cu Limpedea). Pe flancul estic al masivului, caracterul longitudinal este reprezentativ pentru unele sectoare ale văilor de ordine inferioare și în cazul unor văi din domeniul flișului (pârâul Șandru, sectorul inferior al Văii Caselor). Deși simetria profilului transversal este caracteristică pentru văile longitudinale (mai ales, în domeniul cristalin), se constată și abateri de la regulă. Asimetria, uneori destul de evidentă, este condiționată de variațiile locale ale petrografiei, accentuarea eroziunii laterale dintr-o anumită direcție, de evoluția diferențiată a versanților și degradarea acestora prin procese geomorfologice actuale.

Văile transversale reprezintă aproape 40% din lungimea totală a rețelei permanente din Masivul Rarău, dar cuprind doar anumite sectoare ale râurilor de diferite ordine de mărime. În condițiile extinderii apreciabile a sinclinalului Rarăului și a detașării morfologice clare a flancurilor, văile transversale fragmentează puternic teritoriul în cauză. Trăsătura dominantă a acestor văi o constituie alternanța unor sectoare înguste cu altele mai largi, ca o consecință directă a diferențelor petrografice. Acestei trăsături i se adaugă și relativa asimetrie a văilor, în funcție de unghiul de confluență și direcția stratelor. Caracterul transversal se întâlnește atât în cazul marilor văi: Moldova, între Pojorâta și Sadova și Bistrița în porțiunea cheilor de la Zugreni, cât și în cel al unor râuri interioare sau de limită. Este cazul văii Chiril (pe toată lungimea sa), dar și a tuturor celor de pe flancul nord–estic al Rarăului: Mesteacănul, Valea Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Malului și Valea Caselor. Toate tronsoanele de vale care străbat transversal flancul est dolomitic s-au adâncit puternic și au contribuit la formarea unor sectoare de chei și defilee. Văile transversale au un profil longitudinal cu multiple discontinuități, talvegurile fiind marcate de praguri, repezișuri, cascade, alternând cu porțiuni mai uniforme. Sub aspect genetic și evolutiv, putem conchide că cei doi mari colectori, Moldova și Bistrița, în sectoarele lor transversale, constituie văi antecedente, anterioare mișcărilor tectonice ale ultimelor faze alpine, care au individualizat morfostructurile majore. În cazul celorlalte văi, adâncirea s-a făcut concomitent sau independent de intervenția mișcărilor tectonice, dublul caracter, antecedent și epigenetic fiind caracteristic văilor mai importante (Chiril, Valea Caselor, Izvorul Alb), iar cel epigenetic celor de dimensiuni mai reduse (Mesteacănul, Izvorul Malului etc.).

Văile diagonale sunt foarte bine reprezentate într-o regiune muntoasă intens cutată și alcătuită din unitățile tectono–structurale diferite. Caracterul diagonal este clar marcat în arealele cu o diversitate litologică pronunțată, dar este favorizat și de prezența unor accidente tectonice, mai ales, linii de falii. Dacă în majoritatea cazurilor, caracterul epigenetic este evident, în anumite situații el este dublat și de cel antecedent (Valea Caselor). Prima situație particularizează numeroase văi elementare (de ordinele I și II), dar și ceva mai mari, cum este cazul Văii Seci (în sectorul de obârșie) și pârâului Limpedea. În aceste condiții, asimetria văilor poate deveni marcantă (pârâul Giurgalău), după cum, printr-o evoluție îndelungată în același facies litologic se poate estompa progresiv. În legătură cu acest lucru, putem menționa faptul că evidențierea unor fronturi de cueste nu este realizată doar

printr-o evoluție morfostructurală selectivă, ci și printr-un anumit specific al modelării versanților văilor diagonale, cu un profil transversal asimetric.

Văile de contact tectonic se întâlnesc frecvent în cazul ordinelor mici de mărime. Explicația constă în marcarea planurilor de șariaj, mulțimea cutelor solzi, schimbările frecvente ale faciesului litologic și rezistența opusă la eroziune de principalele categorii de roci. Asemenea tronsoane de văi sunt caracteristice cursului superior al Izvorului Alb (marchează contactul dintre dolomite și *wildfliș*), văilor situate în vecinătatea unor frunți ale pânzelor de șariaj (pârâul Babei, Piatra Tăiată), cât și celor evidențiate de planurile de încălecare ale unor cute solzi (în sudul Rarăului), la care se adaugă râurile situate pe linii de falie.

La contactul zonei cristalino–mezozoice cu flișul est–carpatic se dezvoltă un *uluc tectono–eroziv*, clar marcat în morfologie, ceea ce accentuează limita estică a masivului. În partea central–nordică a Rarăului, pe fondul unui complex litologic marno–argilos cu blocuri, prin eroziune diferențială s-a individualizat un puternic *uluc depresionar*, contribuția tectono–structurală fiind dublată de evoluția prin mecanisme denudaționale.

3.2.3. Relieful carstic

Relieful carstic din Masivul Rarău, chiar dacă nu ocupă o pondere comparabilă cu cea din zona Hăghimaș–Cheile Bicazului, se distinge prin spectaculozitatea formelor și peisajul inedit.

Rocile carstificabile se caracterizează printr-o pondere importantă a componentei solubile (peste 60% din volumul total al rocii). În această categorie se includ atât roci carstice (calcare și dolomite), cât și clastocarstice (breccii și megabreccii, grezo–calcare, marne calcaroase, microconglomerate). Rocile calcaro–dolomitice delimitează zona carstică propriu-zisă a Rarăului. Pe ansamblu, calcarele sunt răspândite pe o suprafață de 180,87 ha, cu o frecvență mai mare în partea central–sudică, în bazinele Izvorul Alb (119,33 ha) și Chiril (36,24 ha). Dolomitele au o pondere mai însemnată (930,36 ha) fiind caracteristice flancurilor sinclinalului, în bazinele Slătioarei (280,63 ha), Văii Caselor (195,89 ha) și Chirilului (125,02 ha). Cu o suprafață totală de 1121,23 ha, rocile carstice dețin doar 7,57% din întregul masiv. Rocile clastocarstice generează forme carstice sporadice și mai puțin tipice. În această categorie se includ brecciile și megabrecciile calcaroase (499,55 ha), grezo–calcarele, gresiile calcaroase și microconglomeratele calcaroase (201,71 ha), diseminate în teritoriu (interiorul sinclinalului și digitația Sadova). Rocile carstificabile ocupă o suprafață totală de 1772,49 ha, ceea ce reprezintă 11,96% din ansamblul teritoriului.

Alcătuirea mineralogică și compoziția chimică ale rocilor calcaro–dolomitice sunt variate, datorită condițiilor diferite de geneză, modificărilor și deformațiilor tectono–structurale, cât și vârstei. S-au individualizat șase tipuri diferite, de la dolomite, la calcare pure. Aspectele mineralogice și cele legate de chimism au fost deja prezentate în subcapitolul dedicat considerațiilor petrografice. Dacă compoziția chimică deține un rol major în favorizarea carstificării, maniera

carstificării, amploarea şi starea de conservare a reliefului carstic, direcţiile pe care se orientează procesele de carstificare, ca şi adâncimile limită ale carstului, depind de o multitudine de alţi factori. În această categorie se includ structura şi stratificarea depozitelor, grosimea pachetelor de roci, slaba cutare, prezenţa dizlocaţiilor tectonice de tipul faliilor ş.a.m.d. Baza generală de carstificare este reprezentată prin fundamentul cristalin (în cazul flancurilor dolomitice) şi masa marno–argiloasă a *wildflişului*. Datorită acestor particularităţi, la care se adaugă şi fragmentarea puternică a depozitelor carstificabile, procesele genetice şi formele aferente se concentrează în câteva areale grupate teritorial, sau individualizează numeroasele *klippe* şi olistolite, dispuse haotic în interiorul sinclinalului (mai ales, în cazul exocarstului). Arealele cele mai reprezentative corespund zonei central–sudice a Rarăului (resturile pânzelor transilvane), flancurilor sinclinalului şi sudului extrem al regiunii (unde caracterul de cuvetă dispare).

3.2.3.1. Relieful endocarstic

Principala caracteristică a endocarstului din Rarău o constituie slaba frecvenţă a formelor tipice (în general, puţin cunoscute), dar şi a celor care comunică evident cu suprafaţa. Ansamblul acestor forme este creat prin coroziune, eroziune mecanică şi prăbuşiri. Cele mai caracteristice sunt avenurile şi peşterile, apoi albiile subterane, tunelurile suspendate şi grotele.

Avenurile sunt forme ale endocarstului destul de frecvente în sinclinalul mezozoic, dar puţin cunoscute în Rarău. Formarea avenurilor este legată de circulaţia verticală a apei pe linii de fisuri, feţe de strat şi diaclaze. Avenurile inactive se întâlnesc destul de rar, cu precădere în situaţia unor pachete groase de roci carbonatice. Existenţa acestor forme în cazul abruptului nord–estic al Vârfului Rarău şi în Pietrele Doamnei indică o intensă circulaţie subterană a apei în trecut, faţă de etapa actuală. Avenurile active fac legătura dintre unele forme de suprafaţă (doline tip pâlnie) şi golurile subterane cu circulaţie activă a apei. Cele mai reprezentative asemenea forme sunt cele de lângă Vârful Todirescu şi de pe platoul Rarăului (în preajma Cabanei pastorale).

Datorită extinderii limitate a maselor calcaro–dolomitice şi poziţiei oro–hidrografice, *albiile subterane* şi *tunelurile suspendate* nu pot fi recunoscute ca atare, ci doar ca faze evolutive distincte ale unor văi cu aspect de chei. Formate prin coroziune şi eroziune mecanică, pe traseele unor fisuri ale rocilor carstificabile, aceste elemente apar ca repere ale unor foste parcursuri subterane, care astăzi evoluează la zi, prin adâncirea văilor de suprafaţă şi prin prăbuşiri. O serie de urme ale evoluţiei subterane se recunosc în cursul superior al Izvorului Alb pe Pârâul lui Ion şi la Moara Dracului. Un asemenea segment, al unei foste văi subterane, este întâlnit într-un sector al Pârâului lui Ion, de pe flancul est– dolomitic.

Peşterile cunoscute sunt puţine în Masivul Rarău. Cea mai bine studiată este Peştera Liliecilor, situată pe platoul Rarăului (1480 m altitudine), la nord de Cabana pastorală (circa 900 m nord de Pietrele Doamnei). Peştera este săpată în calcare alb–cenuşii, stratificate, puternic tectonizate, prin importante dizlocaţii şi falii. Intrarea se face în plan vertical, prin intermediul unei puţ de circa 12 m adâncime şi cu laturile de 23 m. Descrierea peşterii a fost făcută de *N. Valenciuc* şi *I. Ion* (1964), care au studiat fauna de lilieci. Autorii în cauză au arătat că peştera este compusă dintr-o succesiune de şase săli, apropiate între ele, între care ultimele trei sunt etajate. Trecerea dintr-o sală în alta se face în plan vertical, cu denivelări de 1–6,5 m. Lungimea totală a peşterii este de circa 100 m şi prezintă o denivelare totală de 50 m.

Prima sală este luminată şi are dimensiuni reduse: lungimea 6 m, lăţimea 3–5 m, iar înălţimea de circa 8,5 m. Prin intermediul unei firide înguste (0,2–0,5 m), la capătul unui abrupt de 6–7 m se pătrunde în *Sala liliecilor*, cea mai spaţioasă din toată peştera: 15 m lungime, 8–10 m lăţime şi circa 10 m înălţime. Formaţiunile stalactitice şi stalagmitice lipsesc iar fisurarea maselor de calcar este accentuată. Podeaua acestei săli este puternic înclinată şi ocupată de numeroase blocuri desprinse din tavan, aglomerate în capătul inferior al încăperii.

Sălile următoare se caracterizează prin dimensiuni mai reduse, trecerile dintre compartimente fiind înguste, cu praguri, ganguri înclinate şi hornuri de 3–5 m adâncime. Plafoanele acestor săli sunt puternic fisurate, cu numeroase blocuri suspendate aflate într-un echilibru precar. Aceste săli au fost denumite: *Sala dreptunghiulară*, *Sala conică*, *Sala ramificată* şi *Sala ascunsă* (*N. Valenciuc*, *I. Ion*, 1964). În toate compartimentele peşterii, formaţiunile stalactitice şi stalagmitice lipsesc. Datorită infiltraţiilor de apă prin masele de calcar fisurate se constată doar acumulări şi curgeri ale laptelui de piatră (*montmilch*). Prin eroziune chimică se formează minerale argiloase care se depun pe podeaua şi pereţii golului subteran. Peştera este inactivă din punct de vedere hidrologic.

Condiţiile de temperatură şi umiditate ale peşterii sunt relativ uniforme, cu excepţia *Sălii luminate*, care comunică direct cu exteriorul. Lipsa formaţiunilor stalactitice, umiditatea foarte mare, pericolul blocurilor instabile determină scăderea interesului turistic, valenţele pitoreşti fiind minime. Din punct de vedere ştiinţific, Peştera Liliecilor este foarte valoroasă prin adăpostul oferit coloniilor de lilieci. Chiropterele sunt reprezentate prin speciile *Myotis myotis* şi *Myotis oxygnathus*, cu o populaţie de peste 5000 exemplare (*N. Valenciuc* şi *I. Ion*, 1964).

Cea de-a doua peşteră din Masivul Rarău a fost semnalată de *D. Tudose* (1974) în peretele Hăghimişului, fără a furniza însă şi alte detalii. În ceea ce ne priveşte, nu avem cunoştinţă de existenţa acesteia, deşi teoretic, prezenţa ei ca şi a altor asemenea forme ale endocarstului nu este exclusă. Modelarea periglaciară foarte intensă din pleistocen, în condiţiile grosimii relativ reduse a maselor calcaro–dolomitice, constituie factori de *distrugere* a acestor forme, mascându-se intrările în eventualele peşteri şi grote.

3.2.3.2. Relieful exocarstic

Formele caracteristice ale exocarstului constituie componenta principală a acestui tip de relief din Rarău, deşi dacă ne raportăm la întreaga suprafaţă, reprezentativitatea este doar parţial relevantă. Chiar în aceste condiţii, multitudinea şi spectaculozitatea formelor de suprafaţă se implică în personalitatea geomorfologică a masivului. Carstificarea este determinată de apa încărcată cu CO_2, şi care se comportă ca un acid slab (CO_3H_2). Procesele de carsitificare se manifestă diferenţiat, în funcţie şi de compoziţia chimico–mineralogică a rocilor. Rolul major revine rocilor monominerale, în special calcarelor, fiind cu atât mai reprezentativ cu cât roca este mai pură şi cu grosimi mari. Cum predomină însă dolomitele, mai rezistente la carstificare, putem explica ponderea redusă şi aspectul majoritar atipic al formelor carstice existente.

O primă formă de manifestare a exocarstului o constituie *şlefuirea maselor de calcar* (*I. Sârcu* şi colab., 1971). Cele mai tipice suprafeţe de şlefuire carstică corespund abrupturilor din Piatra Şoimului, Pietrele Doamnei şi Piatra Zimbrului.

Lapiezurile sunt bine reprezentate şi au o largă răspândire în toate masele de calcar. Aspectul lor comun este acela de canalicule, create prin coroziune şi eroziune mecanică, orientate pe direcţia fisurilor şi diaclazelor sau pe linia de cea mai mare pantă. Principalele tipuri de lapiezuri sunt: liniare, tubulare şi mixte. Toate acestea fac parte din categoria lapiezurilor nude. Pluvio–lapiezurile (în accepţiunea lui *I. Bojoi*, 1971) sunt nereprezentative.

Lapiezurile liniare se instalează pe direcţia unor fisuri în masa rocii sau pe linia de maximă pantă. De regulă, aceste forme sunt de mici dimensiuni (lăţimi de câţiva cm şi adâncimi de la câţiva milimetri la 10–20 cm). În unele mase calcaroase se formează mici reţele de şănţuleţe care brăzdează suprafeţele topografice puternic înclinate (Piatra cu Apă, Pietrele Doamnei, Piatra Şoimului). Lapiezurile săpate în diaclaze se orientează pe direcţia acestora, formându-se reţele poligonale. Pe unii versanţi dolomitici, lapiezurile liniare generează canalicule care se intersectează în unghiuri ascuţite şi obtuze, sub forma unor reţele romboidale, dar cu adâncimi de sub 2–3 cm.

Lapiezurile tubulare se dezvoltă cu precădere în adâncime, având contururi neregulate, elipsoidale şi circulare, diametre de câţiva zeci de centimetri şi adâncimi ceva mai mari. Se formează prin lărgirea fisurilor, mai ales la intersecţia acestora, însoţind frecvent masele calcaroase întinse şi *klippele* calcare izolate.

Lapiezurile mixte caracterizează unele suprafeţe nude, unde se formează mici câmpuri de lapiezuri (*lapiaz*), cu un microrelief accidentat, dar cu crestele dintre ele adesea rotunjite. Asemenea mici câmpuri de lapiezuri se întâlnesc în grupul de stânci Pietrele Doamnei, Pochii Rarăului, Hăghimiş, Todirescu, Coada Peretelui (Vârful Rarău), cât şi în cazul maselor izolate de calcar.

Dolinele prezintă o mare diversitate în ceea ce priveşte geneza, forma, dimensiunile şi vârsta lor. Pe ansamblu, sunt puţin dezvoltate, dar şi restrânse numeric. Aceasta se explică prin poziţia stratigrafică şi tectonică, în timp ce masele dolomitice nu favorizează instalarea şi evoluţia unor doline. În aceste condiţii, dolinele se întâlnesc doar pe platoul Rarăului (în preajma Cabanei pastorale), în preajma Pochilor Rarăului (atât spre Pochii de Jos, cât şi spre Hăghimiş) şi în Todirescu.

Din punct de vedere al formei, dolinele sunt de tip pâlnie şi de tip farfurie. Preponderente sunt dolinele tip farfurie, cu fundul plat şi cu rama foarte slab înclinată. În unele cazuri, aceste doline sunt înmlăştinite (de tip *mardelle*), cea mai tipică situaţie fiind cea din extremitatea sudică a culmii principale a Pochilor Rarăului. Între Pochii de Sus şi cei de Jos se dezvoltă câteva câmpuri de doline de tip *mardelle*, largi şi puţin adâncite, cu muşuroaie înierbate (*thufur*-uri). Dolinele de tip pâlnie sunt mult mai rare, cu apariţii pe platoul Rarăului şi în Muntele Todirescu.

Sub aspectul dimensiunilor, dolinele din Rarău sunt preponderent mici (cu diametrul cuprins între 3–10 m), urmate de cele foarte mici (sub 3 m diametrul) şi de dolinele mijlocii (10–30 m). Dolinele mari au apariţii extrem de rare.

După starea de conservare a elementelor morfologice, se întâlnesc trei situaţii: doline cu elemente morfologice bine păstrate, parţial degradate şi puternic degradate sau estompate. Formele cu elemente parţial degradate sunt concentrate între Pochii Rarăului şi Hăghimiş (la E–SE de Şeaua Ciobanilor), unde obârşiile unor văi au pătruns până în partea superioară a platourilor calcaroase. În acest perimetru, extins până Vârful Todirescu Mic, se întâlnesc şi câteva doline puternic degradate, prin acţiunea reţelei hidrografice care s-a extins până sub culmea principală.

Un caz particular îl constituie evoluţia carstică a unor doline foarte alungite (de tip *şanţ*), care pot trece în adevărate uluce carstice. Cele mai clare canale carstice se întâlnesc pe platoul dintre Cabana pastorală şi Peştera Liliecilor, dar şi pe versantul nord–vestic al Pochilor Rarăului (*I. Sârcu* şi colab., 1971).

Prezenţa unor doline mascate pe flancul nord–vestic al Pietrelor Doamnei, ca şi a unor şanţuri şi canale carstice (de suprafaţă şi subterane), constituie indicii clare de evoluţie carstică înaintată a acestui perimetru. Modelarea întregului ansamblu s-a realizat prin manifestarea unor procese complexe, de natură carstică, periglaciară şi denudaţională.

Humurile sunt extrem de rar întâlnite. Expresie a unei evoluţii carstice foarte înaintate, aceste forme nu au avut condiţii optime de evoluţie. Cei câţiva martori carstici, cu apariţii sub formă de blocuri izolate, sunt dezgoliţi din masa *wildflişului* şi provin doar parţial prin îndepărtarea calcarului din jur (pseudohumuri).

Văile seci (sohodoluri carstice) se instalează prin pierderea apei în subteran, printre blocuri calcaroase şi fisuri. Cel mai tipic sector de sohodol se întâlneşte în partea din aval a cheilor de pe Pârâul lui Ion, pe un tronson de câteva sute de metri.

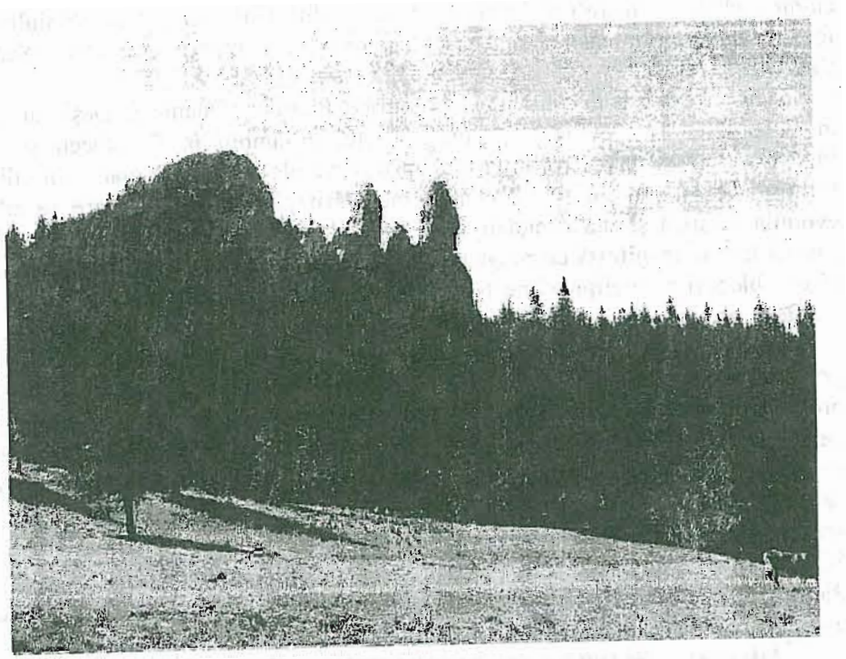
Cheile carstice evoluează printr-o evoluţie mixtă, carstică şi fluvială. De aceea, asupra caracteristicilor morfometrice şi morfologice ne vom opri *„in extenso"* la discutarea reliefului fluviatil. Încadrarea cheilor carstice la acest tip de relief este determinată de evoluţia unor sectoare de chei prin canale carstice de suprafaţă şi subterane, până la stadiul actual. Este cazul celor de pe flancul est–dolomitic (excepţie face sectorul de chei Piatra Buhii, de pe Izvorul Alb). Reprezentative sunt situaţiile de pe Pârâul lui Ion şi Moara Dracului (mai ales), unde aceste faze evolutive sunt evidente.

Carstul fosil este greu de intuit, datorită particularităților tectono–stratigrafice, ceea ce face ca suprafețele de contact dintre masele de calcar de vârste diferite să fie mascate. Pe de altă parte, eventualele urme ale unui carst fosil de suprafață au fost îndepărtate sau îngropate, datorită intensității deosebite a proceselor periglaciare din pleistocen, când dezagregarea corpurilor și blocurilor calcaro–dolomitice a fost maximă. De aceea, carstul fosil poate fi bănuit și nu certificat, deși entropia scăzută a reliefului nu pare să fi favorizat instalarea unui asemenea carst vechi. Singurul indiciu asupra existenței acestui fenomen este „prezența unor lame de bauxită între stratele de calcar din preajma Pietrelor Doamnei" (*I. Sârcu* și colab., 1971).

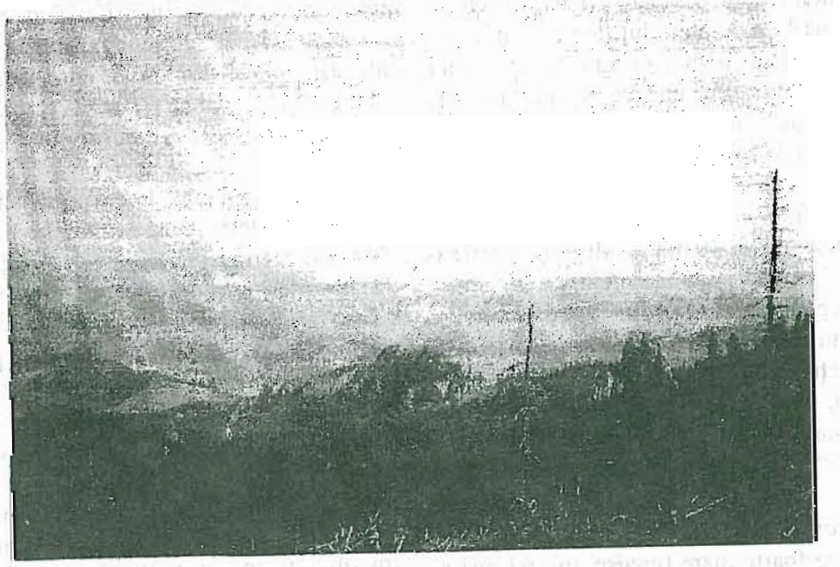
3.2.4. Relieful periglaciar

În timpul pleistocenului, Masivul Rarău nu a fost afectat de glaciații, cu toate că altitudinea părții centrale ar justifica o asemenea posibilitate. Lipsa urmelor unei activități glaciare este de domeniul evidenței (ca și în Giumalău), deși în unele masive muntoase din apropiere (Munții Maramureșului) se confirmă prezența unor acumulări de tip névé, la 1550–1600 m. S-ar putea pune problema posibilității instalării unor ghețari de platou pe suprafețele cvasiorizontale înalte, doar temporar și pe suprafețe restrânse, însă eventualele urme în morfologia actuală au fost îndepărtate prin modelarea ulterioară. În condițiile în care glaciația nu s-a manifestat pe parcursul pleistocenului, Rarăul s-a aflat predilect în aria de manifestare periglaciară. Această constatare este justificată prin numeroasele depozite, structuri și forme de relief caracteristice. Activitatea periglaciară se continuă și astăzi în sezonul rece, deși cu o intensitate și frecvență mult diminuate. Procesele și formele periglaciare actuale acționează și se grefează pe fondul celor vechi, unele fiind preluate și înnoite permanent, altele având un caracter fosil sau relict. Ritmul și intensitatea unor procese au oscilat și pendulat în timp, în funcție de modul de conlucrare a factorilor potențiali, activi și pasivi. Morfogeneza periglaciară are un caracter poligenetic, cu forme de acumulare și destrucție generate de manifestarea gelifracției, nivației, solifluxiunii, *creep*-ului etc. Unele forme de relief sunt prinse în depozite periglaciare alohtone, iar structurile periglaciare fosile pot fi mascate sau acoperite cu depozite mai noi (*V. Mihăilescu*, 1960). Formele de destrucție apar în teritoriu ca relicte, mixte sau actuale, pe când cele de acumulare sunt, predominant, vechi. Pe ansamblu, formele create au fost parțial estompate de evoluția post–periglaciară, dar sub aspect morfogenetic se recunosc atât cele de destrucție cât și cele de acumulare.

Din prima categorie se remarcă *abrupturi de gelifracție și cornișe de desprindere a grohotișurilor.* Evoluția lor se datorează gelifracției, care în pleistocen s-a manifestat cu deosebită intensitate la altitudini mai mari de 750–850 m (*I. Ichim*, 1979). Prezența acestor forme a fost stimulată de condițiile structurale locale și amplificată prin procese de mișcare, de tipul rostogolirilor și *creep*-ului. Cele mai tipice abrupturi de gelifracție se întâlnesc în jumătatea vestică a masivului, în aria șisturilor cristaline. Aspectul cel mai pregnant se păstrează în



Pietrele Doamnei



Pochii de Jos ai Rarăului

culmea Munceii Înşiraţi ai Rarăului, între Vârful Tihăraiei şi Gura Plaiului, dar formele de mici dimensiuni sunt mult mai numeroase în perimetrul Bâtca Neagră–Cheile Bistriţei.

Un caz aparte îl constituie abrupturile Pietrelor Doamnei. Deşi caracterul morfotectonic este evident, evoluţia acestui ansamblu în Pleistocen şi post–Pleistocen a fost mixtă. Enorma îngrămădire de blocuri de pe faţadele nordică şi sudică este un indiciu foarte clar al modelării periglaciare, la care se adaugă evoluţia carstică şi cea denudaţională. Efectul gelifracţiei, însoţit de prăbuşiri şi rostogoliri, se manifestă cu pregnanţă, fiind întâlnit de noi pe faţada sudică, unde câteva blocuri paralelipipedice s-au desprins şi în ultimii 10–15 ani (timp în care am făcut observaţii asupra regiunii).

Martorii de gelifracţie se întâlnesc sub forma înălţimilor izolate sau a unor grupuri de stânci singuratice. Prezenţa unor trene de grohotiş sau a conurilor de grohotiş la baza acestor înălţimi izolate este o dovadă a acestui tip de evoluţie. De cele mai multe ori, modelarea periglaciară a fost favorizată de poziţia tectono–structurală şi amplificată de manifestarea agenţilor externi. Aceste forme de relief se întâlnesc adesea în cazul rocilor dure, indiferent de natura lor. În consecinţă, asemenea apariţii particularizează culmea Munceilor Înşiraţi, perimetrul Cheilor Bistriţei, dar se întâlnesc şi în perimetrele calcaro–dolomitice, aşa cum este cazul Pietrei cu Apă, Stâncilor Popii şi Colţilor Rarăului (Pochii de Jos), cât şi în situaţia unor stânci izolate de pe flancul est–dolomitic.

Jgheaburile de gelifracţie sunt caracteristice în Măgurile Câmpulungului şi în Munceii Înşiraţi. Aceste forme au o frecvenţă mai mare în aria şisturilor cristaline din vestul masivului, cu apariţii pe versanţii prelungi, puternic dar uniform înclinaţi. Se pot urmări pe distanţe de zeci şi chiar sute de metri, având trasee rectilinii. Materialul dezagregat se deplasează pe traiectul acestor jgheaburi, sub impulsul îngheţ–dezgheţului, gravitaţional, dar şi ca urmare a unor curenţi concentraţi de apă, cu caracter intermitent. La baza acestora se formează conuri de grohotiş ale căror dimensiuni se corelează cu dimensiunile jgheaburilor, dar şi cu tipul de rocă şi înclinarea versantului.

Procesele de nivaţie au avut un rol important în modelarea periglaciară, efectul actual fiind mult diminuat. Această categorie de procese explică formarea nişelor de nivaţie, a ulucelor nivale (scochine) şi a teraselor crionivale (parţial). *Nişele de nivaţie* sunt mici scobituri de forme diferite, modelate prin stagnarea repetată a zăpezii. În Rarău, aceste forme sunt rare, întâlnindu-se doar la nivelul culmilor şi izolat pe versanţi. Cele mai multe din formele vechi au fost distruse prin acţiunea agenţilor denudaţionali. Astăzi se mai păstrează doar pe roci metamorfice şi, parţial, pe depozite carstificabile, în Bâtca Neagră, între Obcina Florească şi Gura Plaiului. Nişele nivale sunt rareori circulare, cel mai adesea alungite, frecvent fără scurgere, cu denivelări de 3–5 m şi diametre de 10–30 m.

Un fenomen foarte interesant îl constituie existenţa *ulucelor nivale (scochine)*, cu apariţii la nivelul culmilor, paradoxal, acolo unde duritatea rocilor este foarte mare (gnaise, micaşisturi şi amfibolite ale pânzei de Rarău). Astfel, la nord de Vârful Tihăraiei, în Gura Plaiului şi Obcina Florească, interfluviul este

marcat de un uluc aproape continuu, care în unele porţiuni provoacă o dedublare a culmii principale. În acest caz, nu poate fi invocată diferenţierea litologică şi nici existenţa unor dislocaţii tectonice, ceea ce justifică evoluţia acestora ca forme nivale. Formele în cauză au lăţimi de până la 50 m, adâncimi de 7–10 m, cu frecvente denivelări în profil longitudinal.

Acţiunea combinată a gelifracţiei, nivaţiei şi a altor procese periglaciare s-a concretizat în apariţia *terasetelor crionivale* (de crioplanaţie), pe care le semnalăm la altitudini de peste 1200 m. Interesant este că şi aceste forme corespund jumătăţii vestice a masivului, constituită din roci metamorfice. Acest lucru indică faptul că zăpezile persistente au fost mai frecvente în vestul Rarăului, formând corp comun cu Masivul Giumalău şi Munţii Bistriţei. Pe de altă parte, depozitele de versant şi formele de relief precuaternare au fost mult mai stabile pe aceste roci, iar intervenţiile postpleistocene au avut un efect mai redus în relief, gradul de conservare al formelor periglaciare fiind cel mai ridicat.

Formele periglaciare de versant sunt completate de cele legate de manifestarea proceselor de solifluxiune. În această categorie se încadrează versanţii de solifluxiune, văiugile şi pâlniile de solifluxiune, continuate uneori cu văi de solifluxiune. Majoritatea formelor de amănunt generate de solifluxiune au fost îndepărtate prin procesele fluvio–denudaţionale postperiglaciare. Dacă avem în vedere că frecvenţa cea mai mare a proceselor de solifluxiune s-a înregistrat spre limita inferioară a zonei permafrostului, putem conchide că astăzi se păstrează doar o mică parte din formele iniţiale. Toate acestea au un caracter preponderent pasiv, procesele actuale generând lobi şi terasete de solifluxiune sau favorizând mişcarea blocurilor glisante.

Versanţii de solifluxiune se dezvoltă pe suprafeţe apreciabile, îndeosebi în condiţiile unei fragmentări reduse a reliefului. De obicei, caracterizează anumite sectoare ale unor văi mai importante, cu un profil de tip complex, larg convex spre partea superioară şi uşor concav în treimea inferioară, ca efect al acumulărilor de tip glacis. Tendinţa de formare a glacisurilor la baza versanţilor modelaţi prin procese de solifluxiune este evidentă, deşi, genetic, acestea nu sunt neapărat periglaciare, ci mixte (periglaciare, deluviale şi proluvio–coluviale). Modelarea prin solifluxiuni a unor versanţi în Pleistocen este autentificată prin identificarea unor depozite de solifluxiune şi chiar a unor structuri periglaciare, fapt constatat de noi pe versanţii de la obârşia văilor Izvorul Giumalăului şi Colbu (cu prilejul amenajării drumului de acces Pojorâta–Rarău).

Frecvenţa versanţilor de solifluxiune este deosebită, tendinţa evolutivă fiind caracterizată prin modelarea mai accentuată a părţii superioare (ce are convexităţi cu rază mare de curbură), în contrast cu fenomenul de acumulare şi supraînălţare a bazei versanţilor. Treimea superioară a acestor versanţi cuprinde şi procese active de solifluxiune (lobi şi terasete), cu o frecvenţă deosebită în Măgurile Câmpulungului şi Munceii Înşiraţi (deasupra nivelului dolomitic). Într-o mare măsură, versanţii de solifluxiune sunt însoţiţi de lobi, ondulaţii şi terasete, ceea ce demonstrează continuitatea procesului şi în climatul actual.

În cazurile în care solifluxiunile au antrenat depozite grosiere, de tipul gelifractelor, trecerea spre sectoarele de văi fluviale se face prin acumulări de grohotişuri sau chiar blocuri, sub forma unor trene prelungi. O asemenea situaţie se întâlneşte pe clina nordică a Vârfului Rarău, unde în Pleistocen fenomenul a avut o amploare impresionantă, iar glisarea materialului a fost favorizată şi de substratul argilo–marnos. Ulterior, reţeaua hidrografică a distrus parţial imensele *conuri de grohotiş*, descifrarea acestor forme fiind mult îngreunată prin amploarea deosebită a alunecărilor din postglaciar, datorită supraîncărcării depozitelor de versant şi subminării bazelor locale de eroziune.

Văiugile şi pâlniile de versant formate prin solifluxiune se întâlnesc în cursurile superioare ale unor văi elementare. În profil transversal au forme trapezoidale, uşor festonate, suspendate deasupra talvegurilor actuale. În multe cazuri, albiile minore lipsesc sau sunt abia schiţate. De asemenea, există situaţii când obârşiile unor văi elementare sunt sub formă de pâlnie, rotunjite prin procese de solifluxiune, continuate în aval cu sectoare fluvio–denudaţionale şi fluviale. Văiugile şi pâlniile de versant au o frecvenţă deosebită, în aria de răspândire a *wildflişului* şi a rocilor de tip flişoid, dar se dezvoltă şi pe roci cristaline. Sunt văi de versant, asemănătoare *văilor de deraziune* (*M. Pécsi*, 1967). Aceste forme de relief au lărgimi de 50–80 m, adâncimi de 30–60 m şi lungimi de sub 1 km (rama estică, la limita cu aria flişului).

Blocurile glisante se deplasează lent şi intermitent pe versanţii montani, acoperiţi cu o vegetaţie de pajişte. Mişcarea acestor blocuri se produce gravitaţional, pe pante accentuate, sub acţiunea îngheţ–dezgheţului şi a supraumectării solului. Viteza de înaintare este în funcţie de înclinarea versanţilor, natura materialului parental, fiind maximă în perioada dezgheţului de primăvară–vară. Morfometria microreliefului rezultat prin deplasarea blocurilor este diferită, în funcţie de mărimea blocului, grosimea depozitului de versant şi viteza de înaintare. Aceste forme au o frecvenţă deosebită pe faţada vestică a Munceilor Înşiraţi ai Rarăului, cu precădere la altitudini de peste 1100–1200 m.

Un loc aparte în morfosculptura periglaciară a Rarăului îl ocupă micile *depresiuni nivo–carstice*, a căror modelare este mixtă: nivală şi carstică. Câteva asemenea forme se întâlnesc pe platoul dintre Cabana pastorală şi Peştera Liliecilor.

Formele de acumulare sunt în strânsă legătură cu intensitatea de manifestare a gelifracţiei şi solifluxiunilor. Legate de abrupturile de gelifracţie şi cornişele de desprindere, se întâlnesc trene şi conuri de grohotiş, favorizate şi de existenţa creep-ului şi a rostogolirilor. Toate aceste procese au avut un rol major în evoluţia versanţilor în pleistocen. Modelarea acestora s-a realizat sub controlul pantei iniţiale, prin retragerea progresivă spre partea superioară şi o supraînălţare a bazei lor. Odată cu diminuarea lentă a pantelor s-a produs o creştere a lungimii versanţilor, în condiţiile în care debitele râurilor erau scăzute. În afară de situaţia prezentată anterior, în Masivul Rarău se întâlnesc numeroase *grohotişuri*, atât *fixate* (relicte), cât şi *active* (mobile). Cele din prima categorie sunt de dimensiuni

impresionante, dovedind amploarea proceselor periglaciare din Pleistocen. Toate abrupturile Rarăului sunt însoţite de grohotişuri fixate sau de haosuri şi câmpuri de blocuri. Este cazul celor de la baza Pietrelor Doamnei, din Vârful Rarău, Piatra Şoimului, Pochii de Jos etc. Observaţiile proprii asupra imensei trene de grohotiş de la baza Pietrelor Doamnei arată faptul că doar circa 1/3 din înălţimea iniţială formează abruptul actual. Grosimea grohotişului atinge aici circa 60–70 m (aproape 1/3), iar imensul corp calcaros este îngropat în masa *wildflişului* pe cel puţin 1/3 din înălţimea iniţială. În aceste condiţii, putem conchide că, în Pleistocen, înălţimea maximă a masivului se înregistra în Pietrele Doamnei.

Grohotişurile active au o pondere mult mai redusă, nu atât ca frecvenţă, cât mai ales ca întindere. Acestea punctează unele abrupturi calcaro–dolomitice (mai rar, în aria rocilor metamorfice), reîmprospătându-se anual. Se formează mici conuri de grohotiş care le parazitează pe cele vechi, cu o structură heterogenă. Toate masele calcaro–dolomitice din partea central–sudică, cât şi dolomitele de pe cele două flancuri ale sinclinalului, sunt însoţite de asemenea forme de relief.

Grohotişurile ocupă suprafeţe mai reduse în comparaţie cu regiunile muntoase afectate de glaciaţie, dar sunt mai însemnate decât în masivele cristaline (Munţii Giumalău, Munţii Bistriţei), chiar dacă altitudinea absolută a Rarăului este mai redusă. Majoritatea grohotişurilor s-au individualizat în Pleistocen, dar după modificarea condiţiilor climatice periglaciare, acestea au fost supuse proceselor de alterare şi antrenate în ample alunecări de teren. De aceea, se poate vorbi despre o *„cuvertură"* a depozitelor periglaciare alohtone, dacă avem în vedere şi glacisurile de natură periglaciară. Grohotişurile sunt formate preponderent din gelifracte cu dimensiuni variate, de la cele centimetrice, până la blocuri imense de 8–10 m (latura sau diametrul). Aceste gelifracte pot fi de formă paralelipipedică (calcare pure), poliedrică (dolomite, calcare, roci mezometamorfice) şi cu aspect de lespezi (şisturi sericito–cloritoase, filitoase, stratele de Sinaia), dar, pe ansamblu, predomină structurile heteromorfe. Majoritatea acestor grohotişuri sunt parţial sau total modificate prin solificare şi fixate cu vegetaţie. Prin procese complexe de pedogeneză, gelifractele din primii 80–100 cm şi-au redus dimensiunile, formând scheletul solului. În cazul blocurilor de mari dimensiuni, solificarea este incipientă (litosoluri, rendzine litice etc.), chiar în condiţiile fixării cu o vegetaţie forestieră.

În cazul suprafeţelor plane şi slab înclinate s-au identificat depozite reziduale de alterare, discontinui sau cu grosimi reduse, sub forma unor *eluvii relicte periglaciare*. Condiţiile orohidrografice ale Rarăului nu au permis păstrarea acestor depozite decât pe mici suprafeţe, în vestul masivului. Grosimea eluviilor este de sub 1 m, formând depozitul parental al unor soluri evoluate din punct de vedere genetic (brune feriiluviale tipice).

Câmpurile de blocuri caracterizează unele suprafeţe cvasiorizontale şi slab înclinate, cu numeroase blocuri rezultate în urma proceselor criogene. Aceste forme sunt legate de haosurile de blocuri sau de fragmente ale unor conuri de grohotiş, alcătuite din gelifracte de mari dimensiuni. De asemenea, mici câmpuri de blocuri apar şi în preajma unor olistolite, *klippe* şi corpuri breccioase, datorită severităţii temperaturilor de iarnă şi îngheţ–dezgheţului. În aceste condiţii, nu poate

fi trasată o limită netă între haosurile de blocuri şi câmpurile de blocuri, întrucât ambele forme evoluează concomitent prin procese periglaciare, diferenţierea fiind marcată prin valorile declivităţilor şi mişcările lente ale depozitelor de versant. Asemenea situaţii se întâlnesc în preajma Pietrelor Doamnei, sub abruptul principal al Rarăului, dar şi în apropierea Vârfului Tihăraiei şi a Bâtcii Negre. În ultimele două cazuri, pe pante mai mari, blocurile sunt uşor sortate şi aşezate pe feţele plate, situaţie caracteristică *pavajului periglaciar*.

Glacisurile periglaciare grupează atât forme de eroziune cât şi de acumulare. În lipsa forajelor şi a unor analize fizico–mecanice ne-a fost greu să procedăm la delimitări stricte, căci într-o oarecare măsură toate tipurile de glacisuri poartă amprenta proceselor periglaciare. Cele de eroziune sunt mai slab reprezentate în condiţiile specifice ale Rarăului, întrucât eroziunea laterală le-a distrus sau le-a fragmentat permanent. Formele de acumulare sunt mai bine exprimate, nu atât prin glacisuri de solifluxiune, ci mai degrabă ca glacisuri de gelifracte şi depozite de versant, antrenate prin rostogoliri şi glisare. Pentru Munţii Stânişoarei, *I. Ichim* (1979), identifică glacisuri de solifluxiune la baza versanţilor modelaţi prin acest proces şi datorită faptului că în marea lor majoritate se păstrează ca trepte intermediare ce se racordează cu terasa de 15–20 m. În ceea ce priveşte Masivul Rarău, această ipoteză nu se confirmă, prezenţa unor glacisuri de denudare formate prin procese de solifluxiune fiind accidentală.

În afara formelor de relief periglaciare, reprezentabile la scara hărţii, morfologia de amănunt cuprinde şi altele, datorate *creep*-ului, nivaţiei, solifluxiunilor, eroziunii difuze şi liniare, în condiţiile periglaciarului din Pleistocen.

3.2.5. Relieful denudaţional

Procesele denudaţionale acţionează asupra înălţimilor izolate, culmilor interfluviale şi versanţilor modelaţi prin mecanisme de deplasare în masă. Procesele care participă la modelarea reliefului sunt diverse, însă acest aspect comportă discuţii, întrucât nu poate fi făcută o separaţie netă şi o ierarhizare precisă a acestora.

În acest context, termenul de morfosculptură denudaţională trebuie privit în sens strict, căci, într-o formă sau alta, întreg ansamblul montan este modelat prin denudare. Relieful denudaţional grupează formele care depind parţial de aportul apei, până când aceasta devine mediu de transport şi agent de modelare în sine. Procesele implicate în acest tip de relief sunt prăbuşirile, surpările şi rostogolorile, provocate de gelifracţie şi subminarea unor nivele locale, apoi *creep*-ul gravitaţional şi termic, alunecările superficiale, alunecările de teren, solifluxiunile şi curgerile noroioase. *Creep*-ul şi solifluxiunile sunt procese periglaciare tipice care se continuă şi astăzi (cu intensităţi mai reduse), dar care, pe lângă microformele specifice participă şi la modelarea de ansamblu. Alunecările superficiale sunt asemănătoare cu solifluxiunile (după formele rezultate), dar din punct de vedere genetic sunt diferite, drept pentru care *I. Ichim* (1979) le-a denumit

pseudofluxiuni. Curgerile noroioase nu s-au remarcat deosebit în morfogeneza actuală, implicându-se doar accidental şi într-un cadru temporal scurt.

Culmile se diferenţiază în funcţie de ordinul de mărime al râurilor pe care le separă şi sub aspect tipologic. Paradoxal, în Masivul Rarău, culmea care separă cele două mari bazine hidrografice – Bistriţa şi Moldova – nu are caracterul unei culmi principale, întrucât cumpăna de ape traversează platoul calcaro–dolomitic, unde precumpănesc alte tipuri de relief. Caracterul de culme orohidrografică se păstrează pe segmente scurte, separate de curmături, platouri şi vârfuri izolate. Cumpăna de ape porneşte din Curmătura Fundul Colbului, capătă caracter de culme în Vârful Tihăraiei (1576,7 m), coboară în Curmătura Pojorâtei, trece prin Piatra Şoimului şi Pietrele Doamnei (1634,0 m), apoi prin Vârful Rarău (1650,5 m), după care se dirijează pe direcţia sud–est: Şeaua Ciobanilor – Pochii Rarăului (1627,9 m) – Todirescu (1575,7 m) – Râpa Roşie (1402,7 m) – Curmătura Chiril. Pe acest traseu, culmea are un contur sinuos, cu numeroase abateri negative (datorate eroziunii regresive a unor văi mici) şi cu unele abateri pozitive, determinate de prezenţa unor roci dure (gnaise şi micaşisturi, calcare şi dolomite).

Culmile care separă bazinele de ordinele V şi VI sunt de mică întindere, cu orientări diferite, reprezentativă fiind cea dintre Izvorul Giumalăului (pe de o parte), Izvorul Alb, Valea Seacă şi Fundul Pojorâtei (pe de altă parte).

Sub aspect tipologic, se întâlnesc culmi de intersecţie a versanţilor, culmi de modelare selectivă şi suprafeţe reziduale de denudare. După formă, se diferenţiază culmi înguste şi ascuţite, precum şi culmi largi şi rotunjite.

Culmile de intersecţie a versanţilor sunt cele mai des întâlnite, dar acest caracter nu se păstrează decât pe lungimi reduse, fiind dominate de prezenţa culmilor structurale. Cea mai mare frecvenţă o au în afara sinclinalului (în estul şi vestul masivului), cu predominarea formelor largi şi rotunjite, ceea ce indică o tendinţă de evoluţie prin nivelare şi nu prin retragerea succesivă şi paralelă a versanţilor.

Culmile de modelare selectivă s-au dezvoltat predominant în interiorul sinclinalului, datorită rezistenţei diferite a rocilor la modelare. Este cazul culmilor care separă cele trei mici compartimente depresionare: Fundul Pojorâtei – Valea Seacă – Izvorul Alb, ca şi a celor dintre Izvorul Alb şi Limpedea, Moara Dracului şi Limpedea etc. Modelarea selectivă este marcată şi de prezenţa unor martori de eroziune care punctează, din loc în loc, nivelul acestor culmi.

Suprafeţele reziduale de denudare sunt puţine şi se datorează unei modelări îndelungate a unor roci cristaline diferit înclinate, cu formarea unor culmi largi şi rotunjite, având poziţii transversale şi diagonale faţă de structura geologică. Asemenea sectoare se dezvoltă la nord–est de Bâtca Neagră, în preajma Obcinii Floreşti etc.

Vârfurile reflectă personalitatea masivelor muntoase, iar prin altitudinea lor maximă indică apartenenţa ansamblului la un anumit nivel hipsometric. Partea superioară a Rarăului conturează imaginea unei suprafeţe neuniforme, puternic fragmentate de reţeaua hidrografică. Varietatea este introdusă de specificul *sinclinalului marginal extern*, unde particularităţile tectono–structurale şi

petrografice sunt dominante. Culmile interfluviale, platourile structurale şi flancurile dolomitice sunt punctate de numeroase vârfuri de formă piramidală, conică sau rotunjite. Cele piramidale şi conice au o frecvenţă sporită în cazul dolomitelor (Adam şi Eva, Pietrele Doamnei (1634 m), Pochii Rarăului (1627,9 m), Râpa Roşie (1402,7 m), Vârful Arşiţa (1324,4 m), Bâtca Rea (1292,8 m), Bâtca Neagră (1252,0 m), Bâtca Leşii (1124,0 m), dar şi în cazul rocilor digitaţiei Sadova: Vârful Măgura (1176,1 m), Runc (1129,0 m), Bodea (1073,3 m).

Vârfurile rotunjite au o răspândire mai mare în aria cristalinului din vest: Bâtca Neagră (1438,9 m), Gura Plaiului (1307,5 m), Obcina Florească (1259,4 m), dar şi în interiorul cuvetei mezozoice. Frecvenţa vârfurilor la nivelul culmilor este foarte mare, datorită puternicei fragmentări tectonice, diversităţii litologice şi modelării selective de către reţeaua hidrografică.

Bâtcile nu se impun pregnant în peisaj, deşi toponimia locală abundă în acest termen. Forma geomorfologică de bâtcă (mică proeminenţă rotunjită, situată peste nivelul culmii) este însă în dezacord cu vârfurile astfel denumite în toponimie. Bâtcile propriu-zise sunt destul de rare şi punctează unele culmi de intersecţie a versanţilor din estul masivului.

Şeile sunt foarte numeroase, în condiţiile unei puternice diferenţieri litologice şi fragmentări tectonice. Au evoluat prin eroziune diferenţială şi regresivă, nivelul altitudinal fiind determinat de natura rocii şi prezenţa unor dislocaţii tectonice. Şeile şi curmăturile deţin un rol major în stabilirea limitelor masivului, precum este cazul Curmăturii Fundul Colbului (1298 m), la limita cu Masivul Giumalău, Curmătura Chiril (1212 m) şi Pasul Gemenea (883 m), care-l separă de Munţii Stânişoarei.

Şeile şi curmăturile din interiorul masivului detaşează anumite subunităţi muntoase, cu rol de limită în regionarea geomorfologică şi fizico–geografică (Şeaua Ciobanilor, Curmătura Pojorâtei, Poiana Sihăstriei ş.a.).

Procesele de creep (termic şi gravitaţional) au fost deosebit de intense în Pleistocen, dar se manifestă şi astăzi pe versanţi cu înclinări mai mari de 15°. În anumite condiţii, acest proces contribuie la formarea unor mici *văi de creep*, mai ales în condiţiile climatice periglaciare, când *rock–creep-ul* şi *talus–creep-ul* au acţionat concomitent cu procesele de gelifracţie. *Văile de creep* s-au format în sectoarele de obârşie ale unor mici cursuri de apă, cu un caracter transversal sau diagonal. Aceste forme au apariţii diseminate în teritoriu, caracterizându-se prin lărgimea aproape constantă, adâncimi reduse şi o pantă relativ uniformă. Multe din aceste văi au fost ulterior afectate şi de procese de solifluxiune sau au evoluat spre o reţea de tip intermitent.

Microrelieful doborâturilor de vânt nu se impune pregnant în peisaj, dar se întâlneşte pe suprafeţe apreciabile. Prezenţa acestor forme este un indiciu clar al puternicei împăduriri din trecut a masivului, contribuind la schimbarea categoriei de folosinţă a unor terenuri. Fenomenul este constatat atât la nivele altitudinale coborâte (văi unde se canalizează masele de aer), pe unii versanţi expuşi, dar şi la partea superioară a reliefului. Prin exploatarea masei lemnoase, arderea resturilor şi

cioatelor, păşunat abuziv, multe din aceste perimetre s-au transformat în pajişti care conservă un microrelief vălurat, cu denivelări de 0,5–1 m adâncime.

3.2.5.1. Alunecările de teren

Dintre toate formele reliefului denudaţional, alunecările de teren sunt cele mai importante, atât în ceea ce priveşte frecvenţa, cât şi rolul activ în modelarea reliefului. Punerea în loc a unor depozite de versant antepleistocene, urmată de puternicele variaţii climatice ale perioadelor glaciare, au provocat multiple schimbări în dinamica şi echilibrul versanţilor. În perioadele interglaciare, în tardiglaciar, ca şi în Atlantic şi Subatlantic s-au produs numeroase deplasări în masă, care au avut ca efect formarea unor depozite de versant. În interiorul cuvetei, dar şi pe flancurile externe ale acesteia, datorită diferenţierilor litologice şi energiei de relief, spre baza versanţilor s-a individualizat o trenă aproape continuă de depozite deluviale, cu grosimi variabile. Dacă avem în vedere amploarea unor procese actuale de deplasare în masă, putem să conchidem că grosimea acestor deluvii poate depăşi 15–20 m, atingând uneori chiar 25–30 m. Asemenea situaţii sunt întâlnite în unele bazine cu alunecări vechi: Izvorul Alb, Limpedea, Giurgalău, suprapuse aproape integral depozitelor de *wildfliş*. Grosimi mai mici se întâlnesc în bazinele Fundul Pojorâta, Praşca, Izvorul Malului şi Valea Caselor, pentru ca pe faţada nord–estică grosimea deluviilor să se reducă la valori de 3–6 m. De multe ori, vechile deluvii de alunecare au antrenat şi alte depozite, în special mari mase de gelifracte, trene şi conuri de grohotiş, cum este cazul clinei nordice a Vârfului Rarău.

Pe ansamblu, originea deluviilor este complexă, datorită participării unor procese de natură diferită, iar grosimea deluviilor are o tendinţă clară de diminuare, cu cât înaintăm spre partea superioară a versanţilor. În concluzie, se poate aprecia că cea mai mare parte a depozitelor deluviale (sub aspect volumetric) din interiorul cuvetei provine prin procese de deplasare în masă. Tipul de fragmentare şi modul de evoluţie al versanţilor afectaţi de alunecări sunt dependente de principalele forme ale acestora: simple şi complexe. În harta geomorfologică sunt diferenţiate formele sculpturale de cele acumulative, iar cele simple şi complexe sunt grupate în funcţie de vechime şi gradul de stabilitate.

În clasificarea şi caracterizarea alunecărilor de teren intervin însă parametri multipli, drept pentru care există numeroase încercări de abordare a acestora, pornind de la criterii diferite (tabelul 3).

În ceea ce priveşte vârsta alunecărilor, majoritatea sunt vechi, fosile (mai ales, îngropate). Condiţiile cele mai prielnice pentru producerea alunecărilor s-au înregistrat la sfârşitul Pleistocenului şi în Holocen (în special în Atlantic şi Subatlantic). Acest lucru este în concordanţă cu depozitele deluviale care îşi au originea în condiţiile periglaciare, ceea ce arată că unele alunecări sunt chiar mai vechi. Alunecările contemporane au o frecvenţă destul de redusă, instalându-se prin reactivarea unor vechi deluvii.

Tabelul 3

Fişă de identificare şi caracterizare a alunecărilor de teren (după *R. J. Bally, P. Stănescu*, 1977)

Factorul principal ce se ia în considerare	Clasificarea alunecărilor
A. Vârsta alunecărilor	A_1. Alunecări contemporane A_1a. alunecări active A_1b. alunecări stabilizate A_1c. alunecări reactivate A_2. Alunecări fosile A_2a. alunecări deschise A_2b. alunecări îngropate A_3. Alunecări potenţiale
B. Cauzele alunecărilor	B_1. Gravitaţia B_2. Modificarea regimului hidrologic B_2a. Despădurire B_2b. Terasare B_2c. Modificarea covorului vegetal B_3. Modificarea echilibrului general B_3a. Eroziunea bazei versantului B_3b. Eroziunea suprafeţei versantului B_3c. Executarea de lucrări pe versant B_4. Modificarea caracteristicilor de rezistenţă a pământurilor B_4a. Sufoziune B_4b. Umezire excesivă B_4c. Levigarea sărurilor solubile B_5. Alte cauze decât cele menţionate
C. Tipul de bază al mişcărilor de alunecări, cu specificarea aspectelor morfografice şi morfometrice	C_1. Surpări C_2. Alunecări rotaţionale C_2a. cilindrice circulare C_2b. cilindrice necirculare C_3. Alunecări de translaţie C_3a. în blocuri C_3b. ale unui strat subţire C_4. Alunecări–curgeri C_5. Alunecări multiple şi complexe
D. Caracterul mişcărilor	D_1. Alunecări detrusive (împingătoare) D_2. Alunecări delapsive (glisante) D_3. Alunecări regresive D_4. Alunecări progresive D_5. Alunecări mixte
E. Dezvoltarea în raport cu structura	E_1. Alunecări asecvente E_2. Alunecări consecvente E_3. Alunecări insecvente
F. Panta generală a versantului	F_1. Alunecări pe versanţi cu pante sub 10° F_2. Alunecări pe versanţi cu pante între 10 şi 20° F_3. Alunecări pe versanţi cu pante mai mari de 20°
G. Poziţia planului de alunecare	G_1. Alunecări în depozite acoperitoare G_2. Alunecări la contactul dintre depozite acoperitoare şi roca în loc G_3. Alunecări în structura în loc
H. Adâncimea planului de alunecare (grosimea deluviului)	H_1. Alunecări superficiale (sub 1 m) H_2. Alunecări de mică adâncime (1–2 m) H_3. Alunecări de adâncime medie (2–5 m) H_4. Alunecări de adâncime mare (5–15 m) H_5. Alunecări foarte adânci (peste 15 m)
I. Forma caracteristică a reliefului	I_1. Alunecări sub formă de brazde I_2. Alunecări lenticulare I_3. Alunecări monticulare I_4. Alunecări în terase I_5. Alunecări în valuri I_5. Alunecări combinate
J. Suprafaţa terenului cu alunecări	J_1. Alunecări mici (sub 1 ha) J_2. Alunecări medii (1–5 ha) J_3. Alunecări mari (5–25 ha) J_4. Alunecări foarte mari (peste 25 ha)
K. Raportul dintre suprafaţa versantului cu alunecări şi cel stabil	K_1. Alunecări generalizate pe versant K_2. Alunecări grupate în anumite părţi K_3. Alunecări izolate pe versant
L. Aspecte finale asupra stabilităţii zonei cartate	L_1. Terenuri stabile şi foarte stabile L_2. Terenuri cu alunecări active şi în curs de reactivare L_3. Terenuri cu alunecări potenţiale L_4. Terenuri cu caracter mixt

Sub aspect cauzal, alunecările sunt procese gravitaţionale de mişcare în masă, datorate modificărilor echilibrului general al versantului, schimbărilor în regimul hidrologic şi a caracteristicilor de rezistenţă a depozitelor, la care se adaugă şi alţi parametri ai complexului de factori pregătitori–declanşatori.

După tipul de bază al mişcărilor se întâlnesc surpări (de mică amploare), alunecări rotaţionale (rar întâlnite la formele contemporane), alunecări de translaţie, alunecări–curgeri (extrem de rare) şi alunecări complexe. Dominanţa este dată de alunecările de translaţie, atât în blocuri cât şi în strate subţiri. Referitor la caracterul mişcărilor, în Rarău se întâlnesc alunecări delapsive (glisante), detrusive (împingătoare) şi mixte. Alunecările din bazinul superior al Izvorului Alb sunt de tip detrusiv (modificând parţial toponimia văii), iar cele din bazinul Giurgalău sunt majoritar delapsive.

În raport cu strucura, majoritatea sunt cele consecvente, dar în interiorul ariei *wildflişului* o pondere deosebită o au cele insecvente şi asecvente. Aceeaşi varietate se constată şi în ceea ce priveşte grosimea deluviului, de la alunecări superficiale (sub 1 m), până la alunecări foarte adânci (peste 15 m). Referitor la forma caracteristică a reliefului există o diversitate remarcabilă, în cadrul aceleiaşi alunecări coexistând două sau mai multe asemenea forme ale microreliefului, cele combinate având o pondere mai mare.

Alunecarea de teren din Bazinul Izvorul Alb este cea mai reprezentativă din Rarău şi printre cele mai mari din zona cristalino–mezozoică a Carpaţilor Orientali, drept pentru care o vom prezenta în detaliu.

Sub aspect cauzal, al tipului şi caracterului mişcărilor, alunecarea de pe Izvorul Alb este asemănătoare celei produse la Elm (Elveţia), descrisă de geologul *Helm*, când în 1881 o masă stâncoasă de 10 milioane m^3 s-a prăbuşit în vale, distrugând un cătun şi provocând peste 100 de victime. Datorită repeziciunii

mişcării (circa 2 minute), o parte din corpul alunecării a barat o vale şi a urcat pe versantul opus.

În cazul de faţă, alunecarea de teren este cea mai importantă din perioada contemporană, o alta de mai mici dimensiuni producându-se în secolul trecut pe valea Limpedea. Prin amploare este comparabilă cu cele de la Taşbuga–Moineşti şi de pe valea Zăbalei (Munţii Vrancei), ambele din zona flişului est–carpatic.

Mişcarea bruscă a deluviului, declanşată în iulie 1976, a provocat o alunecare de mari proporţii, cu o lungime de circa 2.200 m, o lăţime medie de 150 m şi o grosime a deluviului ce variază de la 4–5 m până la 23–25 m (medie de 15 m). Volumul masei alunecate este de aproximativ 45 milioane m³, distrugându-se 36 ha de pădure şi deteriorând şoseaua de acces spre Rarău pe aproape 2 km.

Cauzele acestei alunecări sunt complexe. Patul de alunecare este constituit din argile şi marno–argile cu blocuri (*wildfliş*), iar cornişa de desprindere corespunde unor calcare cretacice. Prin exploatarea calcarului din cariera Pietrele Roşii a fost subminată baza cornişei şi fisurată puternic masa de calcare din acoperiş, iar o parte din materialul neutilizat a supraîncărcat masa deluviului existent, a cărui grosime iniţială a fost de 5–6 m. Echilibrul versantului a fost permanent modificat, atât în partea frontală (Izvorul Alb), cât şi pe flancuri. Anul 1976 (cu precipitaţii medii anuale de 978,3 mm) a fost precedat de şase ani consecutivi cu precipitaţii de peste 1000 mm (Staţia Rarău), cu un maxim în anul anterior (1145 mm, în 1975). Iarna 1975–1976 s-a caracterizat prin masive căderi de zăpadă (cu topire lentă), iar declanşarea a fost precedată de o furtună puternică care a afectat pădurea. Toate acestea au contribuit la supraumectarea masei deluviale şi la favorizarea glisării materialului deluvial. Dacă mai adăugăm şi deranjarea echilibrului de versant prin amenajarea, întreţinerea şi exploatarea drumului de acces la cabana Rarău (inclusiv prin camioane de mare tonaj), avem tabloul complet al complexului cauzal care a favorizat şi declanşat alunecarea în cauză.

Cornişa (zona) de desprindere este situată în Pietrele Roşii şi are o înălţime de 70–80 m. Subminarea bazei carierei a determinat puternice surpări de blocuri din acoperiş şi carieră, la altitudinea de 1300–1350 m. S-a creat o primă acumulare de blocuri situată la 1280 m (după încetarea mişcării). Impactul acestei surpări a declanşat mişcarea de tip detrusiv, care a fost maximă în primele momente şi lentă în următoarele zile.

Corpul alunecării este impresionant ca volum şi foarte variat ca microforme de relief. Imensa masă de blocuri a glisat pe substratul argilos supraumectat, înregistrându-se o puternică mişcare detrusivă. Între 1280 şi 1250 m altitudine absolută s-a realizat o deplasare în plan cvasiorizontal de circa 100–150 m. În acest sector, lăţimea corpului de alunecare ajunge la aproape 100 m, iar grosimea deluviului creşte de la 5 la 15 m. Structura materialului este heterogenă şi haotică, fiind compusă din blocuri calcarose de diferite dimensiuni şi corpuri izolate de mari dimensiuni (200–300 m³). Datorită forţei uriaşe de împingere, potenţată de înclinarea generală a versantului (15°), s-a produs o deformare a flancului stâng şi s-a creat un val de refulare cu înălţimea de 2-3 m. Cursul văii Izvorul Alb a fost împins între valul de refulare şi versant, care păstrează o cornişă laterală de 1–3 m.

Între 1180 şi 1100 m altitudine absolută se disting trei trepte morfologice (la 1180, 1160 şi 1110 m), cu mici acumulări de apă care măresc gradul de instabilitate potenţială. Alunecarea îşi păstrează caracterul detrusiv în condiţiile în care lăţimea atinge 200 m, iar grosimea deluviului se apropie de 25 m (fig. 4).

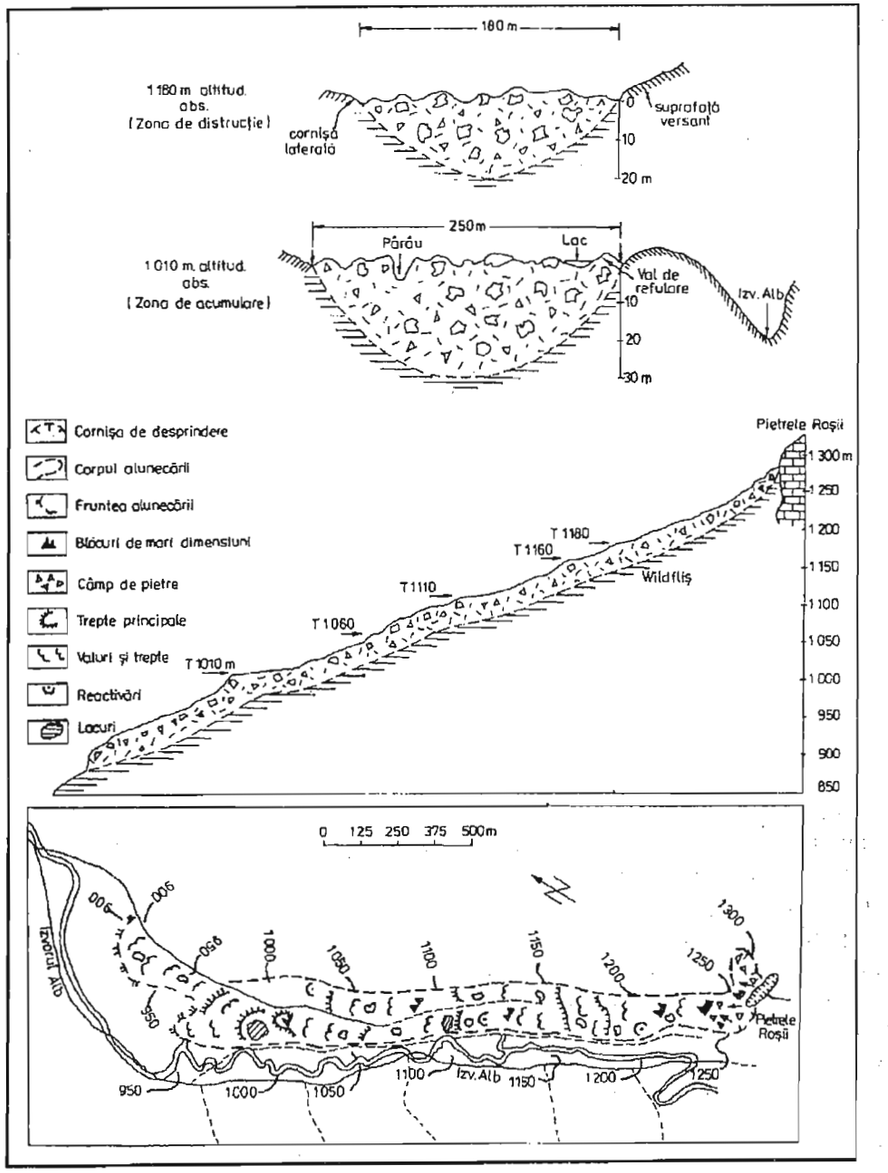


Fig. 4. Profile longitudinale şi transversale prin alunecarea din bazinul Izvorului Alb.

De la 1100 m, în aval, începe aria de acumulare deluvială, părțile laterale ale corpului de alunecare fiind mai înalte decât suprafața inițială a versantului cu 3–10 m. Fragmentarea corpurilor alunecării este mixtă, cu predominarea treptelor datorate ruperilor de pantă (inițiale). La nivelul acestor trepte apar numeroase valuri și monticoli, iar spre baza frunților s-au instalat câteva acumulări lacustre (cele mai semnificative sunt situate la 1100 și 1010 m). Aceste mici lacuri au dimensiuni de până la 20x20 m și adâncimi de 1–2 m (chiar 2–3 m), dar tendința de colmatare este foarte evidentă. Treptele cele mai semnificative sunt la 1110 m, 1060 m și 1010 m, cu denivelări de până la 20 m.

Dimensiunile corpului alunecării ating cele mai ridicate valori: lățimea ajunge la 250 m, iar grosimea deluviului variază între 25–30 m. În alcătuirea masei deluviale, frecvența blocurilor calcaroase scade la circa 15–20% din volum, restul materialului fiind constituit dintr-o matrice argiloasă în care sunt cuprinse fragmentate cu dimensiuni mai mici.

Partea frontală este ramificată, luând forma a doi lobi inegali, dirijați pe direcții diferite, între versantul vest–dolomitic și un afluent al Izvorului Alb (la altitudinea de 900–910 m). Fruntea alunecării are forma unui mic abrupt, cu o înălțime de 3–5 m, iar în cazul ramificației din dreapta denivelarea frontală atinge circa 10 m (panta între 20° și 26°). Zona frontală are aspectul unui con de împrăștiere, cu ramificații secundare ale celor doi lobi.

Alunecarea de teren din bazinul Izvorului Alb a modificat esențial morfologia de amănunt, iar stadiul actual de echilibru dinamic poate provoca și alte modificări ulterioare. În zona de desprindere există încă riscul prăbușirii unor blocuri calcaroase, iar în partea superioară (de destrucție) este posibilă antrenarea materialelor de pe versanți, din cauza cornișelor laterale. Pe flancul drept, în sectorul de acumulare, adâncirea văii poate provoca prin subsăpare declanșarea unor noi alunecări. În zona frontală există și riscul producerii unor alunecări rotaționale.

După evacuarea materialului lemnos și reîmpădurirea suprafeței afectate, stabilitatea versantului a mai crescut și ca urmare a reorganizării rețelei hidrografice, care contribuie la preluarea excesului de umiditate din masa deluviului. Chiar în aceste condiții, nu se poate vorbi de o echilibrare a versantului, existând posibilitatea producerii unor noi alunecări, dar de mai mici proporții. Sub aspect pedo–geografic, alunecarea în cauză a distrus complet învelișul de sol de pe o suprafață de 36 ha, în momentul actual procesele de pedogeneză readaptându-se noilor condiții litologice și morfohidrografice.

Pe ansamblul masivului Rarău, alunecările de teren se impun pregnant în modelarea reliefului, prin specificul fragmentării și tipurile de evoluție ale versanților. Se disting atât forme simple, cât și complexe. În peisaj se impun atât formele de eroziune (abrupturi și cornișe de alunecare), cât și de acumulare, reprezentate prin deluviile de alunecare. Microrelieful terenurilor degradate prin alunecări este foarte diversificat, cu formarea treptelor și terasetelor de alunecare, a valurilor și monticulelor, a brazdelor etc. De regulă, în cazul alunecărilor de mare

amploare, acest microrelief este combinat, cu evidențierea mai multor succesiuni de forme specifice.

Formele complexe iau naștere prin asocierea celor simple sau se individualizează în timp, prin complicarea proceselor de versant. În această categorie intră *văile de alunecare și versanții de alunecare.* Văile de alunecare sunt de mică întindere și au versanți modelați prin procese de deplasare în masă. Se întâlnesc în bazinele cu alunecări, fiind foarte frecvente în cazul depozitelor de tip *wildfliș* (Giurgalău, Limpedea, unii afluenți ai Izvorului Alb și Văii Seci etc.). Versanții de alunecare s-au format în urma unei evoluții progresive prin mecanisme complexe, atingându-se chiar stadiul unor adevărate bazine de alunecare. Majoritar, acești versanți de alunecare sunt modelați pe structuri omogene, dar cu heterogenitate foarte accentuată a compoziției texturale, ceea ce face ca în masa deluviilor să fie înglobate materiale cu o alcătuire granulometrică diferită și care conțin importante cantități de schelet, sau chiar blocuri de mari dimensiuni.

Alunecările de teren dețin un rol major în modelarea versanților Rarăului. În etapa actuală, procesele de deplasare în masă sunt favorizate de climatul boreal montan și de morfologia specifică. Toate alunecările recente sunt o consecință a reactivării unor deluvii vechi, ceea ce denotă că faza maximă de producere a acestor procese a coincis cu sfârșitul Pleistocenului. Au existat anumite perioade de paroxism (Atlantic, Subatlantic și în Holocen), după cum au fost și perioade de relativă acalmie, în funcție de oscilațiile climatului.

3.2.6. Reliefuł fluvio–denudațional

Procesele fluviale și cele de versant joacă un rol esențial în fizionomia de ansamblu și evoluția reliefului Masivului Rarău. Această gamă este mult influențată de structură și de rocă, dar ansamblul fluvio–denudațional constituie elementul dinamic, care conturează și accentuează formele structurale, după cum generează și elemente specifice, prin modelarea în detaliu a unor suprafețe derivate.

3.2.6.1. Ierarhizarea sistemului de văi

Dintre modelele de ierarhizare a rețelei hidrografice am optat pentru sistemul propus de Strahler, care conferă o bază logică pentru studiul comparativ al văilor, în raport cu diferiți factori. Rețeaua de văi a fost analizată și interpretată pe baza hărților topografice scara 1/25.000. Conform sistemului menționat, văile din Rarău corespund unui număr de șase ordine de mărime, exceptând colectorii principali, Bistrița și Moldova.

Văile de ordinele I și II reprezintă peste 80% din lungimea totală a rețelei hidrografice. Sunt văi mici, slab conturate, fără albii majore și terase.

Văile de ordinul III totalizează 107 bazine hidrografice, cu o suprafață de recepție de 114,73 km². Aceste bazine hidrografice sunt de mică întindere (1,07 km² în medie), cu valori extreme cuprinse între 0,19 și 3,75 km². O parte din văile de ordinul III se dirijează direct în cei doi colectori principali, Moldova și Bistrița, dar majoritatea (95) se integrează în sistemele de mărimi superioare.

Văile de ordinul IV sunt în număr de 26, acoperind o suprafață de 128,75 km², cu o medie pe bazin de 4,95 km². Dimensiunile acestor bazine se încadrează în limite largi, între 1,63 și 11,50 km². Lungimea rețelei hidrografice totalizează 636,9 km, ceea ce determină o densitate a rețelei de drenaj de 4,95 km/km². Toate aceste văi dispun de albii majore și lunci, iar unele și-au creat și sisteme proprii de terase.

Văile de ordinul V corespund unor afluenți direcți ai Moldovei (Șandru, Izvorul Alb, Valea Seacă, Izvorul Giumalăului), Bistriței (Colbu), dar și unor afluenți indirecți: Hogea și Slătioara (dependenți de Gemenea–Suha), Chiril și Toancele, care formează bazinul de ordinul VI – Chiril. Suprafața medie a unui bazin de ordinul V este de 16,27 km², cu valori extreme cuprinse între 7,66 și 30,60 km². Toate aceste cursuri de apă au elementele văii foarte bine conturate.

Văile de ordinul VI nu sunt reprezentate decât prin bazinul râului Chiril (27 km²).

Pe ansamblu, valorile densității de drenaj scad odată cu creșterea ordinului de mărime al râului, iar altitudinea medie a bazinelor crește concomitent cu ordinul de mărime, de la 1103,20 m în cazul ordinelor III, la 1188,00 m în cazul bazinului de ordinul VI.

3.2.6.2. Formele sculpturale

Văile elementare sunt considerate cele de ordine foarte mici (I și II). Acestea sunt deosebit de numeroase, dar slab conturate, mai ales în ceea ce privește adâncimea și elementele constitutive. După formă, văile elementare pot fi cu profil în „V", cu profil trapezoidal și asimetrice.

Văile elementare cu profil în „V" sunt aproximativ simetrice și corespund arealelor uniforme din punct de vedere litologic. Au cea mai mare frecvență în cazul rocilor flișoide (Măgurile Câmpulungului). Ritmul denudației este relativ uniform, fapt evidențiat și de sinonimiile de grosime ale solurilor de pe versanții care încadrează aceste văi.

Văile elementare cu profil trapezoidal au o răspândire mai redusă, fiind situate preponderent în aria *wildflișului*. Evoluția acestora s-a realizat prin mecanisme ale eroziunii torențiale (inclusiv regresivă), dar și chimice, la care se adaugă și **procese** tipic denudaționale (solifluxiune, *creep* și, mai rar, deplasări în masă). De **regulă** au albii abia schițate, cu fundul plat și versanți depărtați, dar nu foarte înclinați. Aceste situații sunt întâlnite, cel mai adesea, în bazinele Izvorul Alb și Valea Seacă.

Văile elementare asimetrice sunt legate de cauze structural–tectonice și mai puțin de ordin climatic. Acest fapt l-a determinat pe *I. Ichim* (1979) să le numească *asimetrii monogenetice*. În cazul Rarăului, asimetria văilor elementare însoțește sectoarele de contact tectonic, cutele solzi, dar și perimetrele cu o accentuată varietate litologică. Datorită acestui fapt, frecvența lor este cea mai mare pe flancurile sinclinalului și la contactul cu flișul est–carpatic.

Problema *umerilor de vale* este deosebit de interesantă și ea a preocupat pe numeroșii autori care au studiat regiunile învecinate. *N. Barbu* (1976) identifică un

nivel al văilor, care se găsește la circa 200–300 m sub cel al interfluviilor și la aproximativ 200 m deasupra nivelului albiilor, lucru perfect sesizabil în culoarul depresionar al Moldoviței. *I. Ichim* (1979) arată că altitudinea relativă și absolută a umerilor de vale variază în limite foarte largi, „ceea ce, în lipsa unor umeri cu suprafețe foarte mari, complică o eventuală încercare de a-i racorda la nivele de relief cu o extindere regională".

În Rarău, situația se aseamănă mai mult cu cea din Munții Stânișoarei și nu se poate vorbi de prezența unui nivel de relief, deși nu poate fi negată implicarea evoluției văilor în detașarea umerilor de vale. Acest lucru nu certifică neapărat un model comun de evoluție a reliefului, cât mai degrabă denotă particularitățile tectono–structurale ale Rarăului. Chiar în aceste condiții, nu se poate dovedi existența umerilor de vale doar pe criterii structurale și litologice, evoluția de ansamblu a văilor fiind implicată în detașarea formelor în cauză. Plecând de la aceste constatări, s-au diferențiat trei tipuri de umeri de vale: structural–litologici, de nivel de bază și derivați din glacisuri.

Umerii de vale structural–litologici îi întâlnim la diferite altitudini, atât în sectoare de văi longitudinale, cât și transversale. Cea mai mare frecvență o au în aria șisturilor cristaline, dar s-au format și la contactul cu flișul și în interiorul cuvetei. În acest din urmă caz, se detașează în morfologia de amănunt cu precădere deasupra nivelului văilor sau spre limita cu masele calcaro–dolomitice, unde rolul litologiei este dominant.

Umerii de vale de nivel de bază sunt mai slab reprezentați, fiind determinați de oscilațiile nivelului de bază. Cele mai tipice situații apar spre valea Moldovei și Izvorul Giumalăului, unde umerii de vale pot fi comparabili cu terasele în rocă (pe stânga pârâului Șandru, la ieșirea în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc).

Umerii de vale formați prin fragmentarea glacisurilor sunt legați de evoluția rețelei de văi elementare, care fragmentează intens unii versanți inferiori sau glacisurile de la baza acestora. Aparițiile cele mai frecvente se întâlnesc în ulucul depresionar de la contactul cristalin–fliș (Gemenea–Slătioara) și pe dreapta Izvorului Giumalăului. În interiorul cuvetei, prezența lor este mult mai redusă. Evoluția acestora a fost concomitentă cu a văilor elementare care datează din Pleistocen (în cea mai mare parte).

Rigolele și ogașele sunt forme incipiente ale eroziunii torențiale, datorate organizării scurgerii pe versant. Prin comparație cu alte regiuni muntoase, frecvența lor este redusă, deși energiile de relief sunt mari, iar terenurile în pantă accentuată ocupă suprafețe apreciabile. În anumite perimetre se constată o anumită concentrare și densitate a unor astfel de procese și forme, mai ales în cazul utilizării terenurilor ca pajiști. Asemenea situații sunt reprezentative în cele trei compartimente ale vastei arii depresionare a *wildflișului* (Fundul Pojorâtei, Valea Seacă, Izvorul Alb) și la contactul cu flișul. În aceste perimetre apar numeroase rigole și ogașe mici (sub 2 m adâncime), densitatea acestora fiind redusă (sub 100 m/ha) și medie (101–350 m/ha).

Ravenele și râpele grupează formele eroziunii torențiale de mare intensitate, care se instalează în fomațiuni litologice noi sau în depozite derivate. Asemenea

forme ale degradării terenurilor sunt rare, dar în câteva situații se impun în peisaj. Este cazul râpelor Coasta Praşca (pe stânga Văii Seci), Râpa Roşie (în sudul Rarăului) şi a ravenelor mici (2,5–3 m adâncime) şi înguste (3–4 m), de pe flancul estic al Dealului Slătioara şi din bazinul pârâului Babei. În categoria ravenelor mici, dar largi (8–10 m lățime) intră şi obârşiile pârâului Izvorul Vitelor, ca şi ale altor mici văi de ordinul III, afluente Moldovei, adâncite în depozite deluviale şi proluvio–coluviale.

3.2.6.3. Formele de acumulare

Glacisurile proluvio–coluviale sunt mult mai puțin dezvoltate prin comparație cu cele deluviale. S-au format la baza versanților, parazitând terasele de 4–6 m şi mai înalte. Sunt de mici dimensiuni şi cu grosimea depozitelor de până la 5–6 m. Frecvența cea mai mare o au în est şi nord–est, la contactul dintre versanți şi terasele de 8–10 m (Slătioara), 4–6 m (Moldova) şi 13 m (Bistrița).

I. Ichim (1979) consideră că vârsta glacisurilor situate peste terasele mai înalte de 4–6 m este *würmiană*, iar a celor care parazitează terasele de 3–4 şi 4–6 m este holocenă, fapt plauzibil (fără să dispunem de datări certe) şi pentru Masivul Rarău.

3.2.7. Relieful fluvial

În această categorie au fost grupate formele de destrucție şi de acumulare generate de rețeaua hidrografică permanentă. Relieful fluvial poartă amprenta evoluției rețelei de văi de-a lungul timpului.

Formele de destrucție sunt consecința eroziunii în albii, a celei laterale şi a eroziunii regresive, cu particularități distincte în funcție de ordinul de mărime al râului, caracteristicile hidrologice şi detaliile reliefului, toate aceste elemente fiind sub controlul direct al factorului climatic.

Relieful fluvial de eroziune cuprinde malurile active, albiile minore, pragurile şi repezişurile din albii, cascadele, cheile şi defileele, ca şi marmitele laterale şi de fund care se formează în sectoarele calcaro–dolomitice.

Malurile active evoluează datorită eroziunii laterale a râurilor. În cazul văilor elementare (de ordinele I şi II), aceste forme sunt rare şi se dezvoltă doar în rocă. La râurile de ordinul III şi mai mari, malurile active sunt săpate în rocă şi în aluviuni. Probleme deosebite se întâlnesc în cazul râurilor mari, unde, datorită permanentei pendulări a cursurilor de apă în cadrul albiilor majore, se produc mutații spectaculoase şi schimbări ale morfologiei de amănunt, în timpul şi după producerea viiturilor. Pentru a limita pagubele provocate de acest fenomen, râurile principale (Moldova şi Bistrița) au fost îndiguite în dreptul principalelor localități.

3.2.7.1. Albiile minore

Particularitățile morfometrice ale albiilor minore sunt în concordanță cu ordinul de mărime al râului şi cu trăsăturile orohidrografice ale regiunilor pe care le străbat.

Văile de ordinele I şi II au albiile săpate în roca în loc şi, mai rar, în depozite deluviale. Depozitele aluviale şi proluviale încep să apară în albiile minore în cursurile mijlocii şi inferioare ale râurilor de ordinul III. Grosimea acestor depozite variază în limite largi, fiind în funcție de litologie şi pantă, dar nu depăşeşte 1 m (cel mai adesea 0,2–0,5 m). La văile de ordinul IV–VI, albiile majore sunt căptuşite de un pat aluvial, dar tot cu grosimi reduse (sub 1,5 m). Din loc în loc, în albiile majore se întâlnesc blocuri de mari dimensiuni (mai ales în sectoarele calcaro–dolomitice şi ale *wildflişului* cu blocuri), aduse gravitațional, prin mişcări de deplasare în masă sau detaşate prin eroziune selectivă. La debite foarte mari acestea sunt împinse sau rostogolite, jucând rolul unor mici praguri sau baraje, ceea ce contribuie la schimbarea permanentă a profilului longitudinal şi la amplificarea eroziunii laterale. Cele mai tipice situații de asemenea natură se întâlnesc în cursurile mijlocii ale râurilor Izvorul Alb, Izvorul Malului, Valea Caselor, Chiril şi în cursurile inferioare ale pâraielor Toancele şi Limpedea.

În funcție de sectoarele pe care le străbat, râurile de ordinele III–VI din Masivul Rarău prezintă anumite porțiuni, în care albiile sunt adâncite în roca de bază, cu formarea unor repezişuri, praguri şi chiar a unor mici cascade, sau a unor forme de relief care, de regulă, aparțin morfostructurii carstice sau de altă natură. Pragurile din roca în loc le întâlnim şi la râurile mai mici, de fiecare dată când străbat mase calcaroase sau traversează flancurile dolomitice ale cuvetei mezozoice (Limpedea, Moara Dracului, Pârâul lui Ion, parțial Izvorul Alb, Valea Seacă, Valea Caselor etc.).

În cazul râurilor colectoare (Moldova şi Bistrița), structurile geologice majore impun unele particularități distincte ale albiilor minore. Moldova, în defileele Pojorâta–Sadova şi Prisaca Dornei, apoi Bistrița, în dreptul Cheilor de la Zugreni, se angajează în străbaterea unor sectoare cu roci dure, ceea ce se reflectă în diminuarea progresivă a acumulativului din albie, uneori până la dispariția lui totală. Aceste particularități ale albiilor, corelate cu valorile debitelor şi ale pantei longitudinale, au favorizat amenajarea în timp a unor dotări cu caracter economic (construirea haitului de la Zugreni, pe Bistrița, amenajările de pe Moldova, care valorifică potențialul hidraulic din sectoarele cu praguri). În aceste porțiuni terasele dispar, albiile majore se îngustează, în timp ce acumulativul din patul albiei devine intermitent.

Caracteristicile morfometrice ale albiilor minore sunt dependente de ordinul de mărime al râului. Lărgimea albiilor variază în mod obişnuit între 6–15 m (la văile mici), dar ajunge la 30–40 m la văile de ordinele V–VI. Albia minoră a Bistriței are o lățime de 50–70 m în interiorul cheilor, valorile urcând până la 100–120 m, imediat în aval de acestea. Lățimea medie a albiei Moldovei este de cca. 50–60 m, dar cu porțiuni în care atinge 80–100 m (valorile sunt oarecum aproximative, ținând cont de faptul că, în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, râul este în cea mai mare parte îndiguit).

Procesele actuale de albie sunt diferențiate, în funcție de ordinul de mărime al râului şi de caracteristicile lito–orografice. Cu foarte mici excepții, râurile

interioare au albii unitare, despletirea fiind o caracteristică a râului Moldova doar în compartimentele depresionare. S-au format şi mici ostroave cu un contur în permanentă schimbare, dar care în sectoarele îndiguite sunt pe cale de a fi distruse. Un alt proces deosebit de activ este pendularea laterală şi eroziunea activă a malurilor, cu distrugerea unor terenuri şi antrenarea în albia majoră a unor depozite aluvio–proluviale, fenomen constatat mai ales în cazul râului Moldova. În urma creşterilor spectaculoase de debit din vara anului 1991, albia acestui râu a suferit frecvente deplasări laterale (mai accentuate spre stânga), îndeosebi în aval de confluenţa cu Izvorul Alb, cu modificarea morfologiei de amănunt în cazul teraselor de luncă.

În situaţia râurilor interioare, deplasările laterale sunt de mică amploare, iar eroziunea laterală devine mai pronunţată doar în cazul conurilor de dejecţie şi al alunecărilor de teren care ating nivelul albiei minore. Deplasările laterale devin tot mai limitate, cu cât alcătuirea geologică cuprinde preponderent roci consolidate.

Bilanţul morfogenetic la nivelul albiilor este diferenţiat, fiind rodul unui ansamblu de parametri cu vectori diferiţi. Se constată predominarea la nivelul albiilor minore a proceselor de eroziune în adâncime şi laterală în unitatea de *wildfliş*, unde materialul provenit prin aport lateral este mai mare. De altfel, *încorsetarea* râurilor din interiorul cuvetei de către cele două flancuri ale sinclinalului, obligate să se adapteze, pe distanţe reduse, la niveluri de bază coborâte, înclină bilanţul morfogenetic spre favorizarea netă a proceselor de eroziune. După depăşirea acestei bariere, râurile depun rapid fracţiunile grosiere ale aluviunilor, care doar parţial sunt transportate în colectorii principali. Se observă predominarea proceselor de eroziune şi transport în interiorul cuvetei, a celor de eroziune, transport şi acumulare în zona cristalină din vest şi respectiv de acumulare, transport, mai puţin a celor de eroziune pe faţadele nordică şi estică ale Rarăului.

3.2.7.2. Terasele

Problema teraselor a constituit o preocupare constantă a cercetătorilor care au studiat această regiune carpatică. Astfel, pentru Valea Moldovei, *G. Nimigeanu* (1949) indică în depresiunea Câmpulung Moldovenesc o terasă de 5–8 m pe care este aşezată localitatea menţionată şi alta de 15–18 m, pe stânga Moldovei (zonele de confluenţă cu pâraiele Deia şi Corlăţeni). *I. Sârcu* (1968) menţionează terasele de 7–10 m, 30–35 m, 60 m şi 100 m, în acelaşi compartiment depresionar, iar *Gr. Ilieş* şi *M. Ilieş* (1953) descriu trei terase (inferioară, medie şi superioară), în compartimentul depresionar de la Pojorâta. *I. Popescu–Argeşel* şi *I. Iosep* (1972) disting zece terase ale Moldovei, în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc (inclusiv lunca). Problematica în discuţie a fost abordată, foarte documentat, în lucrarea lui *N. Barbu* (1976), după cum, unele referiri şi contribuţii personale revin lui *D. Tudose* (1974).

În ceea ce priveşte terasele Bistriţei, primele referiri aparţin lui *S. Athanasiu* (1899), care semnalează două terase, una de 30–40 m şi alta de 80 m altitudine relativă, în sectorul de vale transversală din aval de Vatra Dornei. *N. Popp* (1928, 1929) precizează faptul că în cuprinsul cheilor de la Zugreni terasele dispar, pentru

a-şi face apariţia în sectorul din aval. Terasele Bistriţei din zona cristalină a Carpaţilor Orientali au fost studiate de *C. Martiniuc*, *I. Donisă* şi *I. Hârjoabă* (1962) şi *I. Donisă* (1964). *I. Donisă* (1968) elaborează un studiu deosebit de amănunţit asupra teraselor Bistriţei, pe întregul parcurs al râului.

Morfologia şi structura teraselor

Terasele se disting în peisajul morfologic al văilor doar în cazul râurilor mari: Moldova şi Bistriţa, în compartimentele depresionare Pojorâta şi Câmpulung Moldovenesc şi în aval de Cheile de la Zugreni (pentru Bistriţa). Celelalte râuri mici (Valea Caselor, Izvorul Alb, Valea Seacă, Fundu Pojorâtei, Chiril), deşi posedă mici fragmente ale teraselor de vale, nu sunt implicate major în morfologia fluvială. Prezentarea teraselor din Masivul Rarău o vom face separat pentru cele două artere hidrografice: Moldova şi Bistriţa, cât şi pentru râurile tributare celor doi colectori.

Terasele Moldovei

Cercetările proprii, cât şi datele din literatura de specialitate, confirmă existenţa a 10 nivele de terasă, cu altitudini relative apropiate, situate în compartimentele depresionare Pojorâta şi Câmpulung Moldovenesc. Între aceste două arii coborâte, în defileul Pojorâta–Sadova, terasele Moldovei dispar aproape cu desăvârşire.

Valea Moldovei, aval de confluenţa cu Izvorul Giumalăului, este tipic asimetrică şi prezintă un caracter transversal până la Sadova, după care taie oblic structurile de tip flişoid. Relieful acumulativ se dezvoltă cu precădere pe dreapta râului, îndeosebi în cele două compartimente depresionare, pentru ca în câteva sectoare să se întâlnească întreaga succesiune de terase.

Sub aspect morfologic şi structural, sistemul de terase al Moldovei, între confluenţele cu Izvorul Giumalău şi pârâul Şandru, cuprinde atât terase de fund de vale, cât şi de versant.

În prima categorie intră treptele de luncă, cu altitudini relative de 0,5–1 m, 1–2 m şi 2–3 (4) m, cât şi terasele de 4–6 m, 8–10 (12) m şi 16–20 m. Cu foarte mici excepţii, toate aceste terase sunt sculptate în acelaşi complex acumulativ, fapt confirmat de analiza morfometrică, petrografică şi texturală a diferitelor profile (deschideri naturale şi fundaţii).

Terasele de versant se întâlnesc doar în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, fiind reprezentate prin fragmente reduse ale unor trepte înalte, situate în aval de Valea Seacă. Sunt mai puţin evidente în morfologie (cu excepţia terasei de 30–40 m), fiind distruse prin adâncirea reţelei hidrografice (Valea Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Malului, Valea Caselor, Şandru), dar şi prin acţiunea altor agenţi modelatori, în tendinţa de glacizare şi de uniformizare a profilului transversal al văii.

Întreaga succesiune a teraselor de versant se poate recunoaşte în aval de Valea Seacă, cel mai sugestiv sector fiind cel cuprins între Izvorul Malului şi Valea Caselor (fig. 5). Datele din literatura de specialitate s-au confirmat în cercetările noastre de teren, care au relevat existenţa următoarelor nivele de terase de versant: 30–40 m; 50–60 m; 80–90 m; 100–110 m.

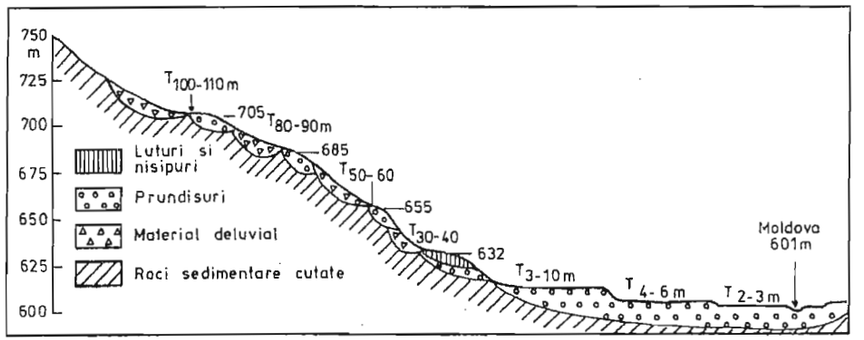


Fig. 5. Terasele de pe dreapta Moldovei între Izvorul Malului şi Valea Caselor.

Terasele de fund de vale

Lunca Moldovei, în sectorul dintre Pojorâta şi defileul de la Prisaca Dornei (16,45 km), are un profil asimetric, cu o dezvoltare preponderentă pe partea dreaptă. Lărgimea luncii este neuniformă, de la circa 30–50 m în defileul Pojorâta–Sadova, până la circa 400–500 m în centrul Depresiunii Câmpulung Moldovenesc. Lunca Moldovei este străjuită, pe stânga, de versanţi deluviali (în compartimentul depresionar Pojorâta), apoi de versanţi structurali, în defileul amintit, pentru ca în zona depresionară din aval să fie mărginită de versanţi deluviali pe stânga râului şi fruntea terasei de 4–6 m (pe dreapta). Alături de treptele de luncă, complexul aluvionar de fund de vale cuprinde şi nivelele de 4–6 m, 8–10(12) m şi 20 m.

Treapta de 0,5–1 m apare sub forma unor grinduri înguste şi ostroave alungite, fiind strâns legată de albia majoră a Moldovei. Se recunoaşte cu uşurinţă în aval de confluenţa cu Izvorul Malului, unde are o lăţime de până la 60–70 m. Din punct de vedere litologic este constituită dintr-un material aluvionar grosier, cu o alcătuire petrografică eterogenă. Galeţii de pietriş au dimensiuni variabile, de la 1–2 cm până la 15–20 cm (cu frecvenţa cea mai mare a celor de 5–8 cm), prinşi într-o matrice de nisip grosier. Sub aspect petrografic, predomină materialul aluvionar de natură sedimentară, elementele cristaline fiind mai rare. Prundişurile şi nisipurile acestei terase sunt caracterizate printr-o mare mobilitate, la nivele mari ale râurilor morfologia de amănunt fiind în permanentă schimbare. În perimetrul oraşului Câmpulung Moldovenesc această terasă se recunoaşte cu greutate, datorită îndiguirii râului şi antropizării peisajului.

Treapta de 1–2 m se întâlneşte discontinuu de-a lungul Moldovei, fiind mai clar exprimată în partea din aval a Depresiunii Câmpulung Moldovenesc, atât pe stânga, cât şi pe dreapta râului. Sub aspect morfologic, această terasă se leagă cu treapta anterioară, fără a avea o frunte evidentă, clar fiind doar contactul cu treapta 2–3 m. În preajma confluenţelor se constată o supraînălţare locală datorită depozitelor proluviale ale afluenţilor Moldovei, după cum se pot forma chiar unele

nivele locale (cu aceeaşi altitudine relativă). În anumite cazuri (perimetre construite), acest nivel a fost supraînălţat antropic, în timp ce construirea digului de protecţie face ca în perimetrul oraşului să fie recunoscută cu greutate. Terasa de 1–2 m este reprezentată prin depuneri aluviale groase, are lăţimi variabile (până la 100–200 m), fiind în plin proces de formare. În unele sectoare se constată distrugerea acumulativului prin eroziune laterală. Pe ansamblu, această treaptă are un aspect uşor denivelat, recunoscându-se unele albii vechi, părăsite şi parţial aluvionate. Terasa s-a format prin sedimentare haotică, sub aspect petrografic recunoscându-se atât elemente sedimentare, cât şi cristaline (foarte rar apar şi elemente de eruptiv). În secţiune transversală se recunosc pietrişuri nesortate, cu fragmente bolovănoase, iar uneori cu un strat nisipos spre suprafaţă (10–15 cm).

Treapta de 2–3 m este prezentă sub forma unei fâşii relativ înguste (pe dreapta râului), între Pojorâta şi Prisaca Dornei. Din loc în loc, aceasta este parazitată de conuri de dejecţie (pârâul Mesteacănului, Valea Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Malului), sau întreruptă prin defilee (Pojorâta–Sadova) sau de apropierea versanţilor deluviali (pe stânga Moldovei). Elementele morfologice sunt bine individualizate prin evidenţierea contactelor cu fruntea terasei de 4–6 m (cel mai adesea) şi a celei de 8–10 m (amonte de pârâul Mesteacănului, între Izvorul Vitelor şi Valea Seacă etc.). Lăţimea terasei este cuprinsă între 50–100 m (în compartimentul Pojorâta), dar poate atinge 200–250 m în anumite sectoare ale Depresiunii Câmpulung Moldovenesc. Podul terasei apare uşor denivelat, cu urme ale unor vechi braţe sau cursuri (mai ales spre fruntea terasei de 4–6 m), în timp ce compoziţia petrografică este neuniformă. Predomină elemente grosiere, cu diametrul de până la 10–15 cm. În primii 20–30 cm materialul aluvionar are texturi nisipo–lutoase şi schelet fin (sub 3 cm diametru). Se constată o uşoară sortare a materialului, aceasta şi ca urmare a utilizării agricole a terenurilor.

Prezenţa unor vechi cursuri şi braţe părăsite spre ţâţâna terasei şi profilul transversal uşor asimetric, cu o slabă bombare spre fruntea terasei, indică împingerea progresivă a râului spre nord, efect al aportului de material introdus de afluenţii de dreapta ai Moldovei, cât şi datorită înălţării ceva mai pronunţate a Rarăului (în comparaţie cu Obcinele Bucovinei), în urma mişcărilor neotectonice.

Terasa de 4–6 m se remarcă în morfologia văii, întâlnindu-se pe tot parcursul studiat. Este situată la marginea luncii, fiind foarte clar conturată în bazinetul de la Pojorâta, şi în aval de defileul Pojorâta–Sadova. Pe stânga Moldovei, ocupă câteva areale alungite, de o parte şi de alta a confluenţei cu Sadova, între pâraiele Corlăţeni, Deia şi Lela. În compartimentul depresionar al Pojorâtei, fruntea terasei de 4–6 m este uşor festonată, trecându-se lent spre cea de 2–3 m, în timp ce podul terasei este clar detaşat de contactul cu fruntea terasei de 20 m. După defileul de la Pojorâta–Sadova, podul acestei trepte vine în contact cu fruntea terasei de 8–10(12) m. În intravilanul oraşului Câmpulung Moldovenesc, terasa de 4–6 m se distinge mai greu, fiind puternic antropizată (deblee de cale ferată, ziduri de sprijin, taluzări, umpluturi, construcţii civile şi industriale). Sub aspect textural, se remarcă o cuvertură subţire de nisipuri, urmată de pietrişuri, în componenţa cărora fragmentele bolovănoase sunt mai puţin frecvente.

Terasa de 8–10 (12) m este cea mai reprezentativă treaptă din cadrul complexului aluvionar al Moldovei. A fost numită şi *terasa Câmpulungului* (*I. Popescu–Argeşel* şi *I. Iosep*, 1972), întrucât este intens utilizată pentru construcţii urbane şi indistriale. Dacă în compartimentul de la Pojorâta ocupă câteva mici fragmente izolate în amonte de intrarea în defileu, în aval este larg extinsă, întâlnindu-se constant până la confluenţa Moldovei cu pârâul Şandru. Podul acestei terase are lărgimi de 200–300 m, dar atinge în unele sectoare chiar 400–450 m. Altitudinea relativă comportă unele discuţii. Astfel, în partea din amonte a oraşului, unde sunt situate câteva întreprinderi şi instituţii (Fabrica de lapte praf *Rarăul*, Întreprinderea de încălţăminte, Spitalul, Stadionul), altitudinea relativă este de 12 m. În apropiere de *Dacia Service* şi *Biserica catolică*, nivelul terasei coboară la circa 10 m altitudine relativă (zona centrală a Câmpulungului), pentru ca în aval de Valea Seacă să se situeze între 8–10 m. Fragmentar, în partea de est a oraşului, podul terasei este situat la 7–8 m altitudine relativă, ceea ce a determinat pe unii autori să individualizeze o treaptă separată, de 7–8 m altitudine relativă (*V. Băcăuanu* şi *I. Ungureanu*, 1990). În opinia noastră, această detaşare nu se justifică, fiind vorba de o uşoară scădere a altitudinii relative din amonte în aval, în cadrul aceluiaşi compartiment depresionar. Sub aspect morfologic, structural, petrografic şi textural, nu există elemente de sprijin care să justifice detaşarea unui nivel de 7–8 m altitudine relativă. Conurile de dejecţie simple, bietajate sau trietajate ale afluenţilor de pe dreapta ai Moldovei separă podul acestei terase în mai multe sectoare, cu caracteristici proprii în ceea ce priveşte raporturile cu relieful fluvio–denudaţional.

Terasa de 16–20 m comportă unele discuţii, autorii care au abordat această chestiune neajungând la o unitate de vederi. Prezenţa acestei terase este certă în compartimentul de la Pojorâta, unde ocupă o suprafaţă apreciabilă şi are o exprimare morfologică clară. Podul terasei apare uşor înclinat, fiind parazitat de un imens glacis mixt (de eroziune şi acumulare), care porneşte de sub vârfurile Adam şi Eva. Lăţimea acestei trepte creşte de la 30–40 m spre Izvorul Giumalău (unde este şi mai înaltă), ajungând până la 100–125 m în partea cea mai largă a depresiunii. Acumulativul de natură aluvială cuprinde o stivă groasă de pietrişuri (7–8 m în medie, dar şi 10–14 m pe alocuri), urmată de un strat subţire de nisipuri şi de o cuvertură luto–nisipoasă (probabil de natură coluvio–aluvială). Parţial, această terasă este săpată în rocă, fapt observat pe un mic afluent al Moldovei care s-a adâncit şi a secţionat nivelul terasei în cauză. Actualmente, se păstrează şi un mic martor litologic de eroziune, situat peste nivelul terasei, exploatat în cadrul carierei de la Pojorâta. Fruntea terasei apare pregnant conturată, fiind marcată de un abrupt de 30–45°, care domină terasa de 4–6 m (pe care este situată localitatea Pojorâta). În compartimentul depresionar al Câmpulungului, terasa de 16–20 m, deşi larg dezvoltată în vatra localităţii Sadova, este oarecum incertă, datorită puternicelor modificări pe care le-a suferit. *V. Băcăuanu* şi *I. Ungureanu* (1990), substituie terasa menţionată unor „glacisuri ce paraziteză ţâţâna celei de 10–12 m". În ceea ce ne priveşte, fără a nega în totalitate această ipoteză, considerăm că, cel puţin în două situaţii, nivelul de 16–20 m se poate reconstitui

morfologic, cu argumente petrografice. Este cazul unui mic fragment întâlnit la ieşirea pârâului Mesteacănului în depresiune (pe dreapta) şi al sectorului dintre Izvorul Alb şi Izvorul Malului, unde, deşi puternic glacizată, terasa de 16–20 m nu poate fi substituită unui glacis. Între Izvorul Alb şi Valea Seacă, nivelul în cauză este înglobat unui glacis prelung, care a festonat şi distrus în majoritate terasele de versant.

Terasele de fund de vale apar în morfologie clar individualizate, cu toate că diferenţele de altitudine dintre ele nu sunt prea mari. Structura acestor terase este simplă sau încrucişată, cu o cuvertură aluvionară continuă. Acumulativul este alcătuit prioritar din bolovănişuri, pietrişuri şi nisipuri în cazul treptelor recente (holocene), apoi din pietrişuri şi nisipuri cu intercalaţii subţiri de luturi (terasele pleistocene). Pietrişurile sunt de dimensiuni variabile (cel mai adesea cu diametrul de 5–10 cm), bine şi mediu rulate, constituite din materiale sedimentare, metamorfice şi, foarte rar, eruptive. Cu mici excepţii, sortarea materialului este precară, ceea ce face imposibilă corelarea unor depozite şi utilizarea acestora ca repere morfogenetice. Pietrişurile, nisipurile şi luturile constituie depozite de solificare şi roci parentale, conţinuturile de schelet din orizonturile superioare de sol fiind substanţial modificate antropic. În cazul terasei de 16–20 m se pot recunoaşte unele influenţe introduse de aportul de material coluvial şi proluvial, cu implicaţii în procesele de solificare.

Terasele de versant

Spre deosebire de treptele de fund de vale, terasele de versant sunt mai distanţate altitudinal şi au o vechime apreciabilă, ceea ce a făcut posibilă parţiala lor distrugere prin procesele de modelare ulterioară. În morfologie se recunosc mai greu, fiind identificate resturi de acumulări fluviale păstrate la diferite altitudini. Deoarece elementele morfologice au fost în cea mai mare parte distruse prin eroziune sau mascate frecvent de o cuvertură deluvio–coluvială, singurele elemente definitorii pentru argumentarea prezenţei lor rezidă din analiza structurii acumulativului şi a fragmentelor rulate de roci cristaline. Aceste nivele de terasă se întâlnesc numai în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc.

Terasa de 30–40 m este reprezentată prin mai multe fragmente situate pe dreapta văii, aval de confluenţa cu Valea Seacă, detaşate de râurile Izvorul Vitelor, Izvorul Alb, Izvorul Malului, Valea Caselor, Şandru. Fruntea terasei este clar conturată, dominând treapta de 8–10 m, înclinarea medie fiind în concordanţă cu panta de echilibru a glacisului de racord. Podul terasei este bine păstrat, deşi se constată o parazitare evidentă cu depozite deluviale. Depozitele acumulative prezintă o structură complexă, cu pietrişuri în bază (5–8 m), urmate de un strat nisipos cu elemente rare de pietriş, „consolidat de particule mai fine şi de carbonaţi, cu slabă tendinţă de *löessizare*" (*N. Barbu*, 1976). Frecvent, fragmentele de terasă cu această altitudine relativă sunt parţial acoperite de luturi deluvio–coluviale care înglobează şi cantităţi variabile de schelet.

În anumite cazuri, unele fragmente cu altitudinea relativă de 30–40 m se corelează cu resturi ale unor terase de confluenţă, precum cele de pe stânga Izvorului Alb, aval de cheile de la Piatra Buhii şi de pe stânga Izvorului Malului

(Liceul Militar). Tendința de avacuare a depozitelor de terasă este evidentă la ieşirea râului Şandru în lunca Moldovei, unde acesta a erodat în totalitate depozitele aluviale, dezhumând un umăr de vale în rocă.

Terasa de 50–60 m prezintă urme sigure ale genezei fluviale şi caracteristici morfografice distincte doar între Valea Seacă şi Valea Caselor, pe dreapta râului Moldova. Se recunoaşte sub forma unor mici fragmente detaşate de reţeaua hidrografică de ordinele I, II şi III. Amonte de Valea Seacă se întâlnesc elemente rulate de şisturi cristaline (atât la suprafaţa solului cât şi în depozitul deluvial), dar sub aspect morfografic nu se mai păstrează, fiind înglobată imensului glacis de racord dintre versant şi valea Moldovei. Podurile terasei sunt uşor alungite, cu lăţimi reduse (40–50 m), slab înclinate, efect al tendinţei de glacizare de la ţâţâna acesteia. Cuvertura deluvială care parazitează podul terasei prezintă o textură lutoasă sau luto–prăfoasă, cu unele fragmente colţuroase. Spre ţâţâna terasei sunt cantonate pânzele lenticulare de apă freatică la adâncimi de 0,5–2 m. Tendinţa de distrugere a elementelor morfologice ale terasei este cu atât mai evidentă, cu cât reţeaua hidrografică este mai densă şi lăţimea umerilor de versant mai redusă. Această tendinţă evolutivă este vizibilă în sectorul dintre Izvorul Vitelor şi Izvorul Alb, unde cu mare greutate poate fi separat nivelul de 50–60 m, al cărei pod este înclinat pe toată lăţimea (circa 7°) (fig. 6).

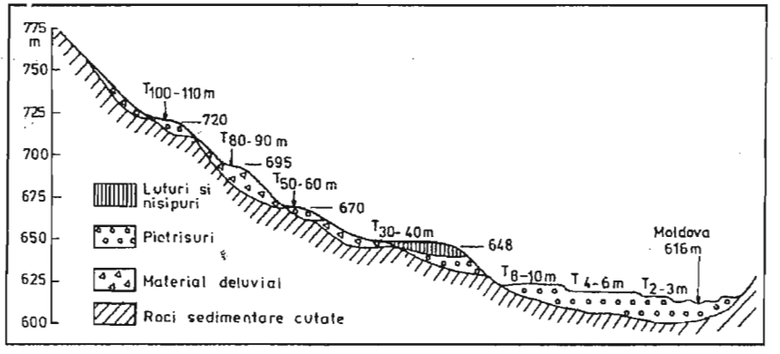


Fig. 6. Terasele Moldovei în sectorul dintre Izvorul Vitelor şi Izvorul Alb.

Terasa de 80–90 m se identifică doar pe dreapta Moldovei, între Valea Seacă–Izvorul Vitelor (pe versantul nord–estic al vârfului Bodea), Izvorul Alb–Izvorul Malului (versantul nordic al vârfului Cocorul) şi Izvorul Malului–Şandru. Se recunoaşte sub forma unor mici fragmente detaşate de reţeaua hidrografică actuală, unde depozitele fluviale cu elemente rulate (inclusiv şisturi cristaline) se păstrează pe o grosime de câţiva metri. Amonte de Valea Seacă, prezenţa acestei terase nu este concludentă, cele câteva tăpşane morfologice nefiind susţinute prin depozite aluviale *in situ*, relieful actual fiind rezultatul manifestării proceselor de versant. De-a lungul timpului, toate terasele de versant din acest sector au fost supuse denudaţiei, iar depozitele aluviale remaniate şi înglobate glacisului mixt, de

eroziune şi acumulare. Resturile elementelor cristaline rulate, întâlnite pe versant, demonstrează că terasele cu altitudini de 50–60 m şi 80–90 m au existat, dar au fost îndepărtate prin procesele de eroziune.

Terasa de 100–110 m are urme sigure tot pe dreapta Moldovei, în Depresiunea Câmpulungului, în sectorul Izvorul Vitelor–Izvorul Alb şi între Izvorul Malului–Şandru, unde apar mici platouri morfologice slab înclinate, constituite din pietrişuri rulate de roci sedimentare şi metamorfice. Dacă între Izvorul Malului şi pârâul Şandru acest nivel se păstrează sub forma unui mic tăpşan morfologic, în celălalt caz, deşi cei trei afluenţi de obârşie ai Izvorului Vitelor s-au adâncit în complexul aluvionar până la nivelul rocii în loc (argile vineţii), terasa de 100–110 m s-a păstrat mult mai bine. Fruntea terasei este puternic modelată de către agenţii externi, instalându-se o reţea densă de rigole şi ogaşe, prin evoluţia cărora se tinde spre o pantă de echilibru a versantului.

Terasele Bistriţei

Între confluenţele cu râurile Colbu şi Chiril, râul Bistriţa traversează un impresionant sector de chei, cunoscute sub numele de Cheile de la Zugreni. În consecinţă, relieful fluviatil de natură aluvionară este mai puţin prezent, comparativ cu sectoarele din amonte şi aval. Între cele două văi menţionate anterior, terasele comportă anumite particularităţi, având structura diferită faţă de alte tronsoane ale văii. Nivelele de terasă ocupă suprafeţe restrânse, fiind situate la altitudini care nu de fiecare dată pot fi racordate perfect cu cele din cursul montan al Bistriţei.

Terasa de 0,5–1 m altitudine relativă apare fragmentar în *insula* de la Zugreni (confluenţa cu pârâul Colbu şi hait), apoi între pârâul Aramei şi confluenţa cu râul Chiril. Este alcătuită din pietrişuri şi nisipuri (în primul caz) şi doar din pietrişuri în aval de chei. Suprafaţa acestei trepte este neregulată, iar forma şi dimensiunile acesteia se caracterizează printr-o permanentă schimbare, datorită regimului hidrologic al Bistriţei. Treapta de 0,5–1 m este inundabilă şi are frecvent funcţia de albie majoră.

Terasa de 1–2 m este evidentă la capătul din aval al Cheilor de la Zugreni, unde are în alcătuire prundişuri, peste care, uneori, se suprapun şi nisipuri, ca în cazul locului numit „La Năsâp" (*I. Donisă*, 1968). Acest nivel se întâlneşte sub forma unor mici fragmente şi în cuprinsul cheilor, fiind frecvent inundabil.

Terasa de 2–3 m apare pe stânga Bistriţei, aval de confluenţa pârâului Aramei, fiind pe cale de a se definitiva, întrucât este foarte rar inundabilă. Peste roca în bază se întâlnesc prundişuri, urmate de nisipuri, pentru ca succesiunea depozitelor aluviale să se încheie cu un strat subţire de luturi, efect al depunerii unor materiale mai fine în cazul inundaţiilor foarte mari. Aval de confluenţa cu Chiril (la Cojoci şi Crucea), această terasă are o lăţime considerabilă (peste 50 m), întâlninidu-se până la 4 m altitudine relativă (*I. Donisă*, 1968).

Toate aceste trepte de luncă sunt sculptate în acelaşi complex acumulativ, cu specificarea că, în cazul treptei de 1–2 m, dar mai ales a celei de 0,5–1 m, aluviunile noi au o pondere cvasitotalitară.

Terasa de 5–7 m este primul nivel care iese de sub influenţa directă a râului, fiind neinundabilă. În sectorul studiat, acest nivel apare local, pe dreapta Bistriţei,

în fața confluenței cu pârâul Colbu, sub forma unui mic promontoriu, detașat de treptele de luncă printr-o frunte bine conturată (lângă Cabana „Zugreni"). Podul terasei este neted iar în alcătuirea acesteia preponderente sunt pietrișurile.

Terasa de 10–15 m se dezvoltă în zona cristalino–mezozoică a Bistriței la altitudini variabile, între 10 și 17 m, sub forma unor fragmente variabile, situate alternativ pe ambele părți ale râului (*I. Donisă*, 1968). În sectorul studiat apare sub forma unui fragment izolat, situat spre confluența cu pârâul Aramei, având o altitudine relativă de circa 13 m (fig. 7). Conform aceluiași autor, alcătuirea acestui fragment comportă 10 m de șisturi cristaline, 1,5 m de prundișuri și 1–1,5 m de luturi nisipoase, fiind deci o terasă mixtă, cu un acumulativ de 2,5–3 m.

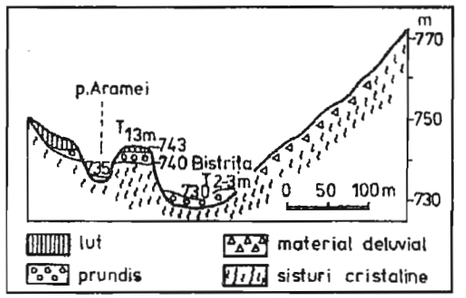


Fig. 7. Profil prin terasa de 15 m la confluența Bistriței cu P. Aramei (după *I. Donisă*).

Atât în amonte, cât și în aval, succesiunea teraselor de versant continuă cu unele fragmente mai înalte, de 30–40 m, 40–50 m ș.a.m.d. Pentru regiunea de care ne ocupăm, condițiile locale de relief nu au permis păstrarea unor depozite acumulative de natură fluvială la altitudini relative mai mari.

În afara sistemelor de terase ale Moldovei și Bistriței, celelalte râuri mai mici, tributare acestora, Izvorul Giumalău, Valea Seacă, Izvorul Alb, Valea Caselor, Slătioara (afluent al Gemenei), din bazinul Moldovei, apoi Colbu și Chiril (afluenți ai Bistriței), și-au creat propriile terase. În cursurile inferioare ale acestor râuri mici apar fragmente disparate, situate alternativ pe ambele părți, cu altitudini relative de 0,5–1 m, 3–4 m și 4–6 m. Treapta de 0,5–1 m este cea mai des întâlnită, fiind de regulă înglobată albiilor majore. În alcătuirea acesteia participă atât bolovănișuri, cât și pietrișuri. Cea mai bine dezvoltată este însă terasa de 1–2 m, formată din materiale grosiere, ale cărei lățimi variază între 5 și 50 m. Treapta de 2–3 m apare fragmentar și izolat, fiind formată din pietrișuri și nisipuri. Terasa de 4–6 m se întâlnește pe mici fragmente în cursul inferior al râurilor menționate. Suprafețele cele mai reprezentative se întâlnesc în bazinele râurilor Chiril, Izvorul Giumalăului, Valea Caselor și Șandru, fiind caracteristice îndeosebi râurilor Valea Seacă și Izvorul Alb.

Valea Seacă (la ieșirea în depresiune) și Izvorul Alb (aval de Piatra Buhii) sunt însoțite pe stânga de terase cu altitudine relativă de 4–6 m, în primul caz și 8–10 m, în cel de-al doilea, ale căror poduri au lățimi apreciabile (100–200 m). În ambele situații, aceste nivele se racordează cu treapta de 8–10 m a Moldovei. De altfel, atât în cazul Izvorului Malului (pentru terasa de 30–40 m), cât și pentru Izvorul Alb (până la nivelul terasei de 50–60 m) se recunosc terase cu evidente caractere de confluență.

3.2.7.3. Problema raporturilor teraselor cu depozitele de versant

Un fapt deosebit de interesant îl constituie raportul dintre glacisul de contact de la poalele Măgurilor Câmpulungului (Măgura, Runc, Bodea, Cocorul) și terasele de fund de vale. În compartimentul depresionar de la Pojorâta nu se mai păstrează nivele de terasă cu o altitudine relativă mai mare de 20 m. Confirmarea unor nivele de terase înalte de către *N. Barbu* (1976), în amonte de Pojorâta, cu altitudinea de 80–90 m și chiar 100–110 m și lipsa acestora în bazinetul de la Pojorâta, pot fi explicate prin mai multe ipoteze. Creșterea considerabilă a debitului Moldovei după confluența cu Valea Putnei și Izvorul Giumalăului a determinat, în sectorul imediat din aval, sporirea capacității de eroziune și transport. Prezența litofaciesurilor moi ale *wildflișului* a favorizat creșterea ratei de eroziune în detrimentul acumulării, în timp ce *pragul litologic* caracteristic defileului Pojorâta–Sadova a funcționat alternativ, cu perioade de adâncire urmate de perioade de echilibru a talvegului. În perioadele de adâncire a acestui sector, în amonte precumpăneau fenomenele de eroziune și transport, iar la echilibru, cele de acumulare. Este posibil ca faza de acumulare a complexului de fund de vale din interglaciarul Riss–Würm să fi fost urmată de o adâncire a defileului menționat, cu îndepărtarea resturilor teraselor mai vechi, dar și a materialului care constituie actualul acumulativ al terasei de 8–10 m (ce se păstrează doar fragmentar).

În Depresiunea Pojorâta, glacisul de contact parazitează baza terasei de 20 m, fiind foarte pregnant în morfologie la poalele vârfurilor Adam și Eva. Acesta este un glacis mixt, de eroziune și acumulare, cu grosimi apreciabile, a cărui vechime justifică formarea solurilor zonale (soluri brune rendzinice).

În Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, acumularea și detașarea teraselor prezintă unele particularități distincte. Evoluția fluvio–denudațională a compartimentului depresionar nu poate fi ruptă de existența pragului de la Prisaca–Dornei, care a dirijat procesele geomorfologice, în funcție de ritmul de adâncire al râului.

Între confluența cu Sadova și Valea Seacă, terasele se opresc la nivelul treptei de 8–10 m (12 m). Țâțâna acestei terase este parazitată de un imens glacis mixt, a cărui evoluție în timp a îndepărtat urmele unor eventuale terase mai înalte. Unii autori indică existența în acest sector a unor mici fragmente de terasă, cu altitudinea relativă de 20 m. Sub aspect morfologic, prezența acestei trepte în sectorul menționat este incertă (cu o singură excepție), iar sub aspect petrografic aceasta nu se confirmă, eventualul acumulativ fluviatil fiind puternic remaniat, prins în masa deluvio–coluvială a glacisului menționat. Îndepărtarea urmelor unor eventuale terase mai vechi a fost favorizată de dinamica accentuată a proceselor gravitaționale, fapt pus în evidență de lungimea redusă a versanților (1045 m pe versantul estic al Vârfului Măgura și 1250 m pe versantul nord–estic al Vârfului Runc) și de valorile ridicate ale pantei medii a versanților (26° respectiv 22°).

Între Valea Seacă și Izvorul Alb, alături de treptele de fund de vale se remarcă și o serie de terase de versant, mai bine păstrate fiind cele de 30–40 m și 100–110 m altitudine relativă, mai slab reprezentate fiind cele de 50–60 m și 80–90 m. Conservarea treptei de 100–110 m ne face să credem că în acest sector

s-a dezvoltat întreaga succesiune de terase. Evoluția postglaciară a reliefului s-a caracterizat printr-o rată accentuată a eroziunii și tendința clară de îndepărtare a acumulativului de natură fluvială. Cel mai bine conservate sunt nivelele de 30–40 și, paradoxal, cea de 100–110 m (între Izvorul Vitelor și Izvorul Alb), acestea din urmă păstrându-se în relief ca efect al prezenței unui umăr de versant din sud–estul Vârfului Bodea și al pragului dur de la Piatra Buhii. La poalele versantului est–nord–estic al Vârfului Bodea s-a format un glacis mixt, cu tendințe de eroziune la partea superioară și de acumulare la cea inferioară, în care sunt înglobate și materiale aluviale rulate (inclusiv elemente de cristalin). Tendința de distrugere parțială a teraselor de versant este clar evidențiată între Izvorul Vitelor și Izvorul Alb, unde se constată remodelarea activă a frunții terasei de 100–110 m altitudine relativă și înglobarea totală a nivelului de 80–90 m și parțială a celui de 50–60 m, în componența glacisului amintit.

Spre deosebire de situația din amonte de Valea Seacă, în acest sector, depozitele de versant (care conțin însă și materiale aluviale) parazitează nivelul terasei de 30–40 m, fapt ce ne permite să presupunem că podul inițial al acestei terase era foarte larg. Fruntea terasei rămâne însă clar conturată și nu este acoperită de alte depozite.

Între Izvorul Alb și Izvorul Malului situația se complică din nou, prin apariția unor martori de eroziune și prin dezvoltarea rețelei hidrografice de ordinele I, II și III. Acumulativul de natură aluvială se păstrează fragmentar până la nivelul terasei de 80–90 m. Contactul dintre depozitele de versant și cele aluviale, ca și raporturile dintre acestea sunt mult mai complicate. Spre Izvorul Alb, depozitele în loc (ale pânzei de Audia) intră în contact direct cu acumulativul din șesul Moldovei, pentru ca mai spre est, depozitele de versant să repauzeze la nivelul terasei de 16–20 m (unii autori considerând acest perimetru ca aparținând glacisului), iar către Izvorul Malului, glacisul parazitează țâțâna terasei de 30–40 m (Liceul Militar).

Între Izvorul Malului și Valea Caselor sarcinile de eroziune și transport au fost preluate de cele două râuri, motiv pentru care pe versantul nordic s-a conservat întreaga succesiune a teraselor de versant. Terasa de 50–60 m este puternic parazitată de partea frontală a glacisului. Faptul este certificat pe criterii hidrogeologice și pedologice, alternanța texturală a materialelor parentale determinând apariția unor pânze lenticulare de apă freatică la adânimi la 1–1,5 m și instalarea proceselor de hidromorfism (soluri cambice pseudogleizate și amfigleice).

Pe sectorul dintre Valea Caselor și pârâul Șandru, nu se păstrează decât un rest al terasei de 30–40 m, al cărei pod este în cea mai mare parte acoperit cu depozite deluvio–coluvio–proluviale. Prin adâncirea treptată a pârâului Șandru, o parte din acumulativul acestei terase a fost îndepărtat prin eroziune, dezgolind un umăr de vale în rocă.

3.2.7.4. Geneza și vârsta teraselor

Datele din literatura de specialitate privitoare la morfogeneza și vârsta teraselor sunt destul de numeroase, dar uneori contradictorii. Contribuții științifice

valoroase în această problemă au adus *C. S. Nicolăescu–Plopșor, V. Mihăilescu, I. Petrescu* și *I. Vintilescu* (1959), *I. Donisă* și *I. Hârjoabă* (1959), *C. Martiniuc, I. Donisă* și *I. Hârjoabă* (1962), *I. Donisă* (1960, 1961, 1964, 1966, 1968), pentru Valea Bistriței, *I. Popescu–Argeșel* și *I. Iosep* (1972), *N. Barbu* și *L. Ionesi* (1973), *N. Barbu* (1976), în cazul văii Moldova și *I. Ichim* (1979), în ceea ce privește terasele din Munții Stânișoarei.

Părerile diverșilor autori converg în enunțarea și explicarea factorilor care contribuie la formarea teraselor. Astăzi este acceptată ideea conform căreia morfogeneza teraselor este atribuită unui complex de factori în care rolul hotărâtor revine mișcărilor scoarței (de înălțare sau de coborâre), variațiilor climatice și oscilațiilor nivelului de bază. În regiunea de care ne ocupăm, mișcările scoarței din Pleistocen au avut intensități diferite, dar cu valori mai ridicate decât pentru unitățile muntoase din nord și est, ceea ce explică asimetria văii Moldova în cele două compartimente depresionare, cât și formarea unui număr apreciabil de terase.

Mișcările de înălțare contribuie la adâncirea râurilor în ritmuri diferite (funcție de intensitatea mișcărilor), conform unei periodicități cu intervalele mai mari sau mai mici, care contribuie la detașarea nivelelor de terasă. Variațiile climatice, prin regimul termic și al precipitațiilor, provoacă modificări ritmice ale acțiunii râurilor, generând alternanța fazelor de aluvionare și de eroziune liniară (adâncire), cu formarea unor șesuri largi și detașarea acestora sub formă de terasă. Nivelul de bază general, dar și local (mai ales pentru sectoare ale văilor), pot produce schimbări ale vitezei de scurgere și, implicit, contribuie activ la procesele de formare a teraselor. Acest fenomen este deosebit de important, atât pentru Valea Moldovei, unde pragurile și defileele de la Pojorâta–Sadova, Prisaca Dornei, Molid, Voroneț și Pălținoasa, cât și Cheile de la Zugreni, de pe Bistrița, au constituit nivele locale cu implicații majore în stabilirea configurației actuale a teraselor în diferite sectoare. Acestor cauze majore li se mai adaugă și unii factori secundari precum litologia, adâncimea și densitatea fragmentării reliefului în anumite etape de evoluție paleogeografică, aportul de material introdus de către procesele periglaciare, de mișcare în masă etc.

Oscilațiile climatice ale Pleistocenului (ca de altfel și ale Holocenului) determină paralelismul dintre fazele de formare a unor terase și unele perioade climatice distincte. Dacă până în deceniul VII al secolului nostru, majoritatea cercetătorilor corelau aluvionarea cu perioadele (stadiile) glaciare (pe baza păstrării unor resturi de faună rece în acumulativul teraselor), ulterior s-a constatat o schimbare de optică, conform legilor și mecanismelor care explică transportul de aluviuni și sedimentarea, pe baza cărora se realizează aluvionarea. Aceasta este legată de existența unor debite bogate și a unor nivele de bază mai ridicate. De altfel, această teorie este susținută și argumentată și de unii autori care au lucrat în zonă. Astfel, *N. Barbu* (1976) arată că fazele de aluvionare maximă corespund interstadiilor sau aparțin primei și ultimei părți a interglaciarelor (respectiv, interperiglaciar), iar *I. Ichim* (1979) ajunge la concluzia că acumularea a fost simultană cu o maximă dezvoltare a proceselor de mișcare în masă (în etapele periglaciare), iar detașarea s-a produs în interperiglaciare.

Întrucât sectoarele de care ne ocupăm, corespunzătoare văilor Moldovei şi Bistriţei sunt limitate, criteriile de bază în interpretarea morfogenezei şi vârstei teraselor au doar o importanţă pur teoretică. Atât altitudinea relativă, structura cât şi alcătuirea petrografică constituie premise pentru racordarea teraselor, iar criteriul cronologic devine de neutilizat, atât timp cât nu dispunem de resturi de fosile şi de analize sporopolinice (pentru Masivul Rarău).

În acest context, în lipsa argumentelor directe pentru stabilirea vârstei teraselor, vom apela la comparaţii şi analogii cu vârstele teraselor de pe întreg cursul montan al râurilor Moldova şi Bistriţa, sau a altor râuri din apropiere.

În ceea ce priveşte terasele de versant, considerăm că acestea sunt în totalitate de vârstă pleistocenă. Deşi se păstrează pe suprafeţe reduse, destul de distanţate altitudinal, terasele de versant denotă clara ritmicitate sedimentare–eroziune, specifică alternanţei climatelor glaciare–interglaciare, stadiale–interstadiale, peste care s-a suprapus (sau s-a interpus) efectul mişcărilor tectonice. Plecând de la observaţiile lui *I. Ichim* (1979) din Munţii Stânişoarei şi de la constatările altor autori, apreciem că terasa de 30–40 m a fost aluvionată în interglaciarul Riss–Würm, iar detaşarea s-a realizat în primul stadiu al Würmianului (W_1). Terasele mai înalte sunt dificil de datat. În aceste condiţii, apreciem totuşi că treptele de 50–60 m şi 80–90 m sunt de vârstă pleistocen medie, iar depozitele terasei de 100–110 m aparţin Pleistocenului inferior.

În ceea ce priveşte vârsta teraselor de fund de vale, apreciem că treptele înalte aparţin Würmianului şi Tardiglaciarului, iar cele de luncă sunt de vârstă holocenă. Pentru terasa de 16–20 m (25 m) putem admite că acumularea pietrişurilor aparţine interstadiului W_1–W_2 iar detaşarea s-a realizat în stadiul W_2. În cazul terasei de 8–10 m (12 m) considerăm că pietrişurile s-au acumulat în interstadiul W_2–W_3 iar detaşarea morfologică s-a conturat în W_3. Terasa de 4–6 m aparţine glaciarului târziu (Pleistocenul târziu) când climatul rece (deseori şi uscat) a alternat cu climatul cald. Analizele polinice efectuate de *Lucia Lungu* (1978) pe valea Neagra Broştenilor, pentru terasa de 2–4 m, au pus în evidenţă Preborealul, deci acumularea depozitelor poate fi atribuită Pleistocenului târziu şi Holocenului inferior. Detaşarea acestui nivel de terasă s-a realizat în Boreal, fapt confirmat şi de *C. Martiniuc, I. Donisă, I. Hârjoabă* (1962), în cazul terasei de 2–3 m de la Vatra Dornei. În ceea ce priveşte terasa de 1–2 m, aluvionarea corespunde Atlanticului (moderat cald şi umed) iar detaşarea s-a realizat în Subboreal. Terasa de 0,5–1 m este actuală. Revenim însă cu rezerva că nu dispunem de argumente locale certe în precizarea vârstei morfogenetice şi morfografice a teraselor.

3.2.7.5. Conurile de dejecţie şi problema raporturilor cu terasele fluviatile

În Masivul Rarău, conurile de dejecţie sunt prezente la confluenţele dintre toate generaţiile de râuri, la nivelul luncilor, teraselor de fund de vale şi, mai rar, a glacisurilor de contact dintre versanţi şi văi. Forma lor este cea de triunghi, adesea echilateral, de multe ori isoscel, dar şi cu un contur neregulat. Sunt forme de acumulare ale torenţilor, cursurilor cu un caracter intermitent (mai rar) şi ale reţelei hidrografice cu diferite ordine de mărime (preponderent de ordinele II–V).

Dacă în cazul organismelor torenţiale, conurile de dejecţie acumulate pe suprafeţe slab înclinate, la baza versanţilor, sunt simple şi de mică întindere (cu laturi sub 50 m), în cazul reţelei hidrografice permanente se întâlnesc mai multe generaţii de conuri, forma, dimensiunile şi amplasarea acestora urmărind îndeaproape deplasarea şi adâncirea albiei colectorului. Acestea sunt conuri de dejecţie polistadiale, cele mai vechi ajungând uneori până la 50–75 m altitudine relativă în raport cu albia râului principal şi până la 25–30 m faţă de albia râului ce le-a format. Cele mai tipice situaţii cu asemenea conuri polietajate se întâlnesc în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, fiind opera râurilor care confluează cu Moldova în acest compartiment. Adâncirea progresivă şi în ritm neuniform a văii principale a provocat coborârea nivelelor de bază locale şi instalarea reţelei hidrografice în propriile conuri, construind ulterior altele, în conformitate cu noua bază.

Conurile etajate cel mai bine dezvoltate se întâlnesc pe dreapta Moldovei, la gurile râurilor Izvorul Alb, Valea Caselor, Şandru (conuri bietajate), pe pârâul Mesteacănului şi Valea Seacă (conuri trietajate), dar şi în cazul râurilor Fundu Pojorâtei şi Izvorul Giumalăului (din Depresiunea Pojorâta).

În cazul pârâului Mesteacănului, se păstrează un con vechi, situat la partea inferioară a versanţilor Măgurii şi Runcului, la altitudini de 650–700 m, deci la nivelul actualei terase de 50–60 m a Moldovei. Acesta este un con inactiv, foarte proeminent, care se opreşte la nivelul terasei de 10–12 m. Este alcătuit din depozite proluviale cu o textură heterogenă, ce conţine numeroase fragmente cuprinse între 10–20 cm diametru, provenite din entităţile litologice ale întregului bazin hidrografic şi nu doar de pe versanţii nord–estici ai celor două masive. Deşi datarea conurilor de dejecţie doar prin paralelizarea cu terasele fluviale este dificilă, apreciem totuşi că vârsta acestui con este ante–Würmiană, „poziţia şi caracteristicile acestuia" indicând Pleistocenul mediu (*V. Băcăuanu* şi *Irina Ungureanu*, 1990). Acest prim con al pârâului Mesteacănului este adânc secţionat de către cursul de apă care l-a creat.

Al doilea con parazitează terasa de 8–10 (12 m) pe toată lăţimea acesteia, fiind mult mai plat şi cu o alcătuire granulometrică destul de omogenă. Albia minoră a râului este uşor supraînălţată, fiind peste nivelul terasei menţionate, iar adâncirea redusă în propriile depozite provoacă dese inundări ale conului şi terasei, cu împrăştierea aluviunilor (mult mai fine) la mari distanţe (până în preajma stadionului şi a Bisericii catolice). Dacă în cazul primului con, panta medie are între 10–14°, în cazul celui de-al doilea, ea scade la valori de 4–5°, ambele trepte fiind aproximativ simetrice.

Cel de-al treilea con se suprapune terasei de 4–6 m şi treptelor de luncă, fruntea acestuia oprindu-se la nivelul albiei majore a Moldovei. Panta acestui din urmă con este ceva mai proeminentă (5–7°), iar asimetria pronunţată (mult mai extins spre dreapta).

Conul trietajat de pe Valea Seacă s-a format la nivelul complexului aluvial al fundului de vale, cu o primă treaptă (cea mai veche) la nivelul terasei de 8–10 m), continuat cu o a doua, spre partea frontală a aceleiaşi terase. Fruntea primei trepte,

cu o înălțime de circa 1,5–2 m, este vizibilă în dreptul cimitirului și bisericii de pe dreapta văii, iar cea de-a doua corespunde parțial cu fruntea terasei de 8–10 m (3–3,5 m înălțime). Altitudinea relativă a primei trepte față de talvegul râului principal este de circa 16–18 m, fapt pus în evidență de adâncimea mai mare la care se găsește pânza freatică. Primele două trepte de con sunt slab înclinate (4–5°) față de cea de-a treia (5–8°), iar adâncirea râului în propriile depozite este doar de 1–2 m. Litologia depozitelor proluviale reflectă alcătuirea geologică a bazinului hidrografic al Văii Seci, iar compoziția texturală heterogenă se caracterizează prin fragmente cu diametrul cuprins între 5–10 cm (în medie).

Ceilalți afluenți de dreapta ai Moldovei (Izvorul Alb, Izvorul Malului, Valea Caselor și pârâul Șandru) și-au creat conuri bietajate, în general cu o primă treaptă la nivelul teraselor de 8–10 m și 4–6 m și o a doua care corespunde teraselor de luncă. În unele situații, această ultimă treaptă pătrunde până în albia majoră a râului Moldova, fiind secționată frontal și îndepărtată prin eroziune. Este și cazul unor conuri de pe stânga Moldovei (Izvorul Morii, Deia, Corlățeni, Leia). O situație aparte comportă conul Izvorul Alb, unde dimensiunile bazinului hidrografic și debitul relativ bogat ar justifica formarea unui con polietajat. Condițiile oro–hidrografice locale nu au permis acest lucru, pe dreapta râului nefiind condiții pentru acumularea proluviilor (până la amplasamentul căii ferate), descărcarea aluviunilor făcându-se pe stânga, sub forma unui sistem propriu de terase, continuat spre confluența cu Moldova printr-un con bietajat, mult mai redus ca lungime (circa 600–650 m), asimetric (spre stânga), cu un corp bine conturat și o pantă mai pronunțată (cca. 7–8°).

În cazul afluenților Bistriței, condițiile orohidrografice locale nu au permis formarea și menținerea unor mari acumulări. Situarea confluențelor într-un sector de chei (Colbu și pârâul Aramei), prezența unor umeri de versanți apropiați până în preajma văii principale (râul Chiril), pantele mai repezi ale talvegului Bistriței (cu creșterea corespunzătoare a vitezei de curgere) au forțat împingerea depozitelor în albia majoră și preluarea lor de către râul principal. Conurile păstrate nu denotă o etajare evidentă, caracterele morfologice ale acestor forme de relief fiind estompate și mascate de intervenția antropică (construcții de poduri, diguri laterale și excavații, exploatări de pietriș).

Procentual, pe ansamblul Masivului Rarău, cele mai multe conuri de dejecție sunt simple, cu laturile sub 100 m, situate în dreptul confluențelor rețelei hidrografice de ordinele I, II, III cu râurile mari. Circa 20–25% dintre acestea sunt decapate în partea lor frontală de rețeaua colectoare care preia o bună parte din materialul proluvial în procesele de eroziune și transport. Se creează astfel maluri active deschise în depozite proluviale, în cadrul cărora ritmul acumulării este sensibil egal cu al eroziunii, procesele alternând într-un sens sau altul.

3.2.8. Relieful biogen

Pe lângă tipurile de relief tratate anterior, în Masivul Rarău se întâlnesc procese și forme biogene care, local, se înscriu în peisaj ca elemente secundare,

subordonate celor amintite anterior. În această categorie se încadrează mușuroaiele și cărările de animale, forme care punctează morfologia de amănunt, fără a se evidenția în stabilirea unor trăsături dominante în peisaj. Mușuroaiele au o frecvență deosebită în pajiștile secundare din etajul pădurilor de amestec fag–conifere, cu unele implicații în diminuarea productivității unor suprafețe ocupate cu fânețe. Dacă modificările produse suprafeței topografice sunt minime, în ceea ce privește morfologia solului se constată unele schimbări intervenite în regimul aerohidric și ale unor parametri de funcționalitate ai învelișului pedologic. Exemple caracteristice de astfel de microforme sunt cele întâlnite în treapta joasă de relief, în fânețele din bazinele Valea Seacă, Izvorul Malului și Valea Caselor.

Cărările de animale formează un microrelief terasat, mai ales în cazul pajiștilor cu declivități ridicate, iar în preajma localităților, în punctele de intrare în trupurile de pajiști se produce o degradare considerabilă a învelișului vegetal și sunt favorizate mecanismele producerii eroziunii în suprafață. În cazul supraîncărcării pajiștilor cu animale, deteriorarea învelișului vegetal se produce și în porțiunile dintre cărări ceea ce provoacă extinderea proceselor denudaționale, fapt confirmat de grosimea mai redusă a orizontului de acumulare a materiei organice humificate. Exemplul cel mai convingător în acest sens este bazinul Izvorul Vitelor, dar situații de asemenea natură sunt frecvente în pajiștile din preajma vetrelor de sat (Slătioara, Chiril, Pojorâta), ca și în cele din golul subalpin.

3.2.9. Relieful antropic

Situarea Masivului Rarău într-o regiune destul de intens populată și intrată în circuitul turistic a determinat apariția unor modificări ale asamblajului fizico–geografic, consecință a valorificării potențialului natural. Intervenția antropică s-a realizat progresiv, ceea ce a făcut ca factorii de mediu să se reechilibreze, conform noilor condiții. Antropizarea acestei regiuni este deosebit de intensă, dar, în cea mai mare parte, efectele în relief sunt minore. Cu mult mai grave sunt însă consecințele în plan ecologic și sub aspectul degradării mediului, ceea ce alterează într-o oarecare măsură valoarea peisagistică deosebită a Rarăului.

Necesitățile de ordin social și economic au impus exploatarea unor materii prime sau amenajarea unor sectoare ale văilor în diferite scopuri. În acest mod au luat naștere o serie de forme destructive și de construcție, care au *antropizat* într-o oarecare măsură peisajul și au modificat, local, aspectul morfologic inițial.

În categoria formelor de destrucție se încadrează excavațiile și carierele. Excavațiile sunt grupate în albiile majore ale Moldovei și Bistriței, unde se exploatează prundișuri, necesare amenajării unor drumuri comunale și forestiere, cât și pentru realizarea unor construcții. Deși efectul în relief este minim, mai ales că în urma perioadelor cu ape mari, microformele negative sunt înlăturate, acestea provoacă schimbări ale albiilor minore și pendularea talvegurilor între cele două maluri. O altă categorie de excavații o constituie cele prilejuite de prospecțiunile geologice pentru minereuri neferoase și radioactive, grupate pe cele două flancuri ale *sinclinalului marginal extern* și în aria șisturilor cristaline din sudul Rarăului.

Aceste prospecțiuni implică și amenajarea unor drumuri de acces pe terenuri în pantă, ceea ce provoacă modificarea echilibrului dinamic al versanților. Cele mai numeroase excavații sunt cele legate de exploatarea locală a dolomitelor și, mai ales, calcarelor, în scopul producerii varului sau ca piatră pentru construcții. Acestea sunt amplasate în bazinele râurilor Izvorul Alb, Limpedea, Izvorul Malului, Valea Caselor și Giurgalău (Chiril).

Carierele sunt forme destructive ale reliefului antropic de mari dimensiuni, care se impun în peisaj. În defileul Moldovei de la Pojorâta–Sadova s-au exploatat gresii și microconglomerate din unitatea lito–stratigrafică a Stratelor de Muncelu, iar de sub abruptul nord–estic al Vârfului Rarău s-au extras diferite varietăți de calcare. Ambele cariere sunt astăzi închise, după ce au modificat sensibil configurația reliefului din aceste locuri. Singura carieră activă este cea de pe pârâul Limpedea, din apropierea confluenței cu Izvorul Alb, unde se exploatează varietăți de dolomită. Până în anul 1976, pentru obținerea locală a varului se utilizau calcarele din cariera Pietrele Roșii, dar după producerea alunecării de teren activitatea s-a diminuat considerabil.

Haldele constituie forme de acumulare rezultate din activitatea de prospectare și exploatare a unor mineralizații polimetalice sau din materialul rebutat din carierele calcaro–dolomitice. Cele mai semnificative halde sunt situate în bazinul pârâului Başca, la confluența acesteia cu pârâul Colbu, în carierele de sub Vârful Rarău și de pe pârâul Limpedea. Datorită supraîncărcării masei versantului și poziției instabile a acestor halde pe terenurile în pantă, se produc mișcări lente de glisare sau chiar alunecări ale corpurilor de steril, cu deteriorarea unor suprafețe de pajiște și pădure. Un asemenea caz se constată în cazul haldei rezultate din sortarea materialului calcaros din cariera de sub Rarău, unde echilibrul versantului este foarte precar, iar fenomenul de alunecare este deja declanșat. Halde de mai mici întinderi se întâlnesc pe pârâul Aramei, apoi în sudul și sud–estul extrem al Rarăului.

Barajele antierozionale s-au amenajat pe o serie de cursuri de apă cu caracter torențial, care provocau daune prin inundarea unor suprafețe din orașul Câmpulungului Moldovenesc. Asemenea amenajări s-au realizat pe Izvorul Malului, Izvorul Vitelor și pârâul Mesteacănului. Majoritatea au fost deficitar proiectate și realizate, astfel că astăzi nu mai răspund cerințelor pentru care au fost amenajate. În sectorul mijlociu al pârâului Mesteacănului au fost construite patru baraje antierozionale în cascadă, cu înălțimi cuprinse între 2,5 și 4,5 m și lungimi de 13–35 m. Primele două (din aval) sunt colmatate integral, iar următoarele două în proporție de 60–80%. Cunoscându-se parametrii tehnologici ai barajelor și pe baza măsurătorilor de teren s-a calculat volumul anual de aluviuni grosiere reținute în aceste amenajări. Astfel, pentru o perioadă de 15 ani (1975–1989), volumul mediu de aluviuni grosiere reținute a fost de circa 2 m³/ha/an. Deși valoarea este destul de mică, facem precizarea că toate aceste aluviuni provin din albia pârâului Mestecăniș, cu un aport lateral din jgheaburile de gelifracție și nu sunt repartizate uniform pe întreaga suprafață a bazinului. Aluviunile transportate în suspensie ca și o parte din fracțiunile prăfoase și nisipoase nu sunt reținute în aceste acumulări. Volumul total al depozitelor aluvio–proluviale acumulate în intervalul menționat este de 2098 m³.

Fenomenul de „antropizare" este cel mai pregnant în cazul văilor mari (Bistrița și Moldova), unde s-au realizat haituri, alimentări cu apă potabilă, diguri și construcții hidrotehnice.

Pe râul Bistrița, anterior amenajării hidrotehnice din aval, pentru a facilita plutăritul s-a construit haitul de la Zugreni, prin ridicarea unui baraj și amenajarea canalului de fugă care a secționat un meandru. A rezultat astfel o "insulă", unde este amplasată Cabana *Zugreni* din Cheile Bistriței. Haitul de la Zugreni nu mai este funcțional, dar construcția se menține și constituie încă un obiectiv turistic important în ansamblul peisagistic al Cheilor Bistriței.

Digurile s-au realizat de-a lungul cursurilor mari de apă pentru a preveni inundarea unor suprafețe de teren și a unor așezări omenești. Moldova, între localitatea Sadova și confluența cu Izvorul Alb, este indiguită în totalitate, prevenindu-se inundarea teraselor joase de pe teritoriul orașului Câmpulung Moldovenesc. În cazul Bistriței, aval de Cheile de la Zugreni, îndiguirea este parțială, pe stânga râului digul fiind substituit de debleul șoselei Poiana Teiului – Vatra Dornei.

În perspectivă, se prevede amenajarea în totalitate a văii Moldova în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc.

Construcțiile hidrotehnice sunt în curs de amenajare pe râul Moldova, în aval de defileul Pojorâta–Sadova. Două asemenea construcții sunt concepute pentru regularizarea debitului râului, asigurarea apei potabile pentru orașul Câmpulung Moldovenesc și producerea energiei electrice. Vechea captare de apă poziționată la ieșirea din defileu a devenit insuficientă pentru necesitățile acestei așezări urbane.

3.3. PROCESELE GEOMORFOLOGICE ACTUALE ȘI TENDINȚA EVOLUȚIEI RELIEFULUI

Evoluția actuală a reliefului Masivului Rarău se desfășoară sub impulsul unei game foarte largi de procese și fenomene geomorfologice, dependente de condițiile și factorii de morfogeneză, cu numeroase trăsături specifice unităților de orogen. Acestea acționează interdependent, în funcție și de unele caracteristici ale formelor de relief (pe care se grefează morfologia actuală).

3.3.1. Dezagregarea și alterarea. Formarea scoarței de alterare

Dezagregarea și alterarea nu se încadrează în categoria proceselor geomorfologice, întrucât nu contribuie la apariția unor forme specifice de relief, însă sunt răspunzătoare în formarea scoarței de alterare, care, ca funcționalitate, constituie o cuvertură de depozite superficiale.

Dezagregarea a fost extrem de intensă în condițiile climatice ale Pleistocenului, dar astăzi se manifestă pe suprafețe reduse și cu intensitate mult diminuată. Afectează doar punctele de apariție a rocilor la zi, indiferent de originea

lor, deşi ritmul dezagregării este direct legat de geneza rocilor, compoziţia mineralogică şi însuşirile fizico–mecanice ale acestora. În restul teritoriului, prin generalizarea mantiei aluvio–deluviale, formarea solurilor şi acoperirea cu vegetaţie, dezagregările sunt mult limitate în momentul actual.

Alterarea a fost mult mai slabă în perioadele glaciare când temperaturile scăzute, îngheţul profund şi de durată au limitat sever majoritatea proceselor de alterare. În perioadele interglaciare, ca şi în tardiglaciar, procesele de dezagregare alternau cu cele de alterare, pentru ca în holocen, alterarea să fie net favorizată. În tot acest interval, în urma manifestării acestor procese s-a format scoarţa de alterare (şi de dezagregare). Tipul dominant este cel sialitic, caracteristic munţilor mici şi mijlocii. Tipul litogenic a fost caracteristic Rarăului doar în perioadele glaciare ale Pleistocenului, fiind deci o moştenire a acelui tip de climat. Pe mici suprafeţe se întâlneşte scoarţa de alterare de tip litogeno–carbonatic, în cazul aflorimentelor calcaro–dolomitice situate în zona înaltă a Rarăului.

Tipul de alterare sialitic, la care se adaugă cel litogen–carbonatic şi, mai puţin, cel litogenic, contribuie la formarea scoarţei de dezagregare şi alterare autohtonă, cu un caracter primar, prezentă în mantia eluvială care a acoperit aproape întreg ansamblul morfologic. Grosimea acestei mantii este diferită, mai redusă pe suprafeţele înclinate şi apreciabilă pe suprafeţele structurale orizontale şi cvasiorizontale.

Scoarţa de alterare a suferit, de-a lungul timpului o serie de transformări diagenetice şi deplasări gravitaţionale. În aceste condiţii, rolul dominant revine cuverturii de depozite superficiale alohtone, fapt cu atât mai semnificativ cu cât caracteristicile morfometrice şi morfostructurale au favorizat diferitele tipuri de mişcare. Dominanţa scoarţei de alterare a fost remarcată şi de autorii care au studiat regiunile înconjurătoare (*N. Barbu*, 1976, *I. Ichim*, 1979).

Scoarţa de alterare prezintă mai multe faciesuri genetice, cele mai importante fiind: deluvial şi aluvial. Acestora li se adaugă depozitele coluviale, proluviale şi, eventual, eoliene. Faciesul deluvial corespunde versanţilor unde formează o mantie aproape continuă, dar cu grosimi mult diferite. Această variabilă este dependentă de înclinarea versanţilor, dar şi de tipul de rocă. Pe pantele accentuate, deluviul este foarte subţire sau poate chiar lipsi, dar spre baza unor versanţi atinge frecvent 5–6 m, uneori chiar 8–10 m. Pentru aceleaşi categorii de pantă, grosimea este mai mare în cazul entităţilor litologice specifice wildflişului şi rocilor de tip fliş, urmate de litofaciesurile epimetamorfice.

Structura şi textura deluviilor indică mari variaţii regionale şi locale. De regulă, se observă o sortare a materialului pe versanţi, în treimea inferioară acumulându-se fracţiunile mai fine. Această tendinţă este cu atât mai evidentă cu cât lungimea versantului creşte, iar panta mai lină şi uniformă. Vârsta deluviilor este greu de apreciat, ceea ce se explică prin faptul că timpul fizic pentru formarea unui deluviu a fost foarte îndelungat, cu numeroase stagnări şi faze paroxistice, urmate de perioade când procesele de denudare depăşeau ca intensitate pe cele de regenerare. În aceste condiţii, nu ne putem pronunţa pentru existenţa unor deluvii mai vechi decât Pleistocenul.

3.3.2. *Creep*-ul şi solifluxiunea

În condiţiile climatice ale Pleistocenului, *creep*-ul şi solifluxiunea s-au desfăşurat simultan pe cea mai mare parte a teritoriului, în timp ce efectele în relief s-au potenţat reciproc. Climatul actual favorizează net producerea *creep*-ului, solifluxiunile având un câmp mult mai redus de propagare.

Creep-ul a fost foarte activ în condiţiile climatice ale pleistocenului, dar continuă să participe şi astăzi la modelarea versanţilor. Acest proces, care constă dintr-o deplasare lentă a materialelor de cuvertură, rămâne tipic versanţilor slab fragmentaţi, dar cu o înclinare ce depăşeşte 14–16°. În Masivul Rarău, se remarcă atât un *creep* al solului (*soil–creep*), dar se întâlneşte şi *creep*-ul taluzului (*talus–creep*), mult mai rar fiind *creep*-ul rocilor (*rock–creep*), acesta din urmă fiind foarte activ în condiţiile climatului periglaciar. *Creep*-ul de adâncime nu a fost constatat decât în situaţiile unor deluvii de alunecare parţial stabilizate.

În lipsa măsurătorilor directe s-a apelat la o serie de date din literatura de specialitate, privitoare la funcţionalitatea rigolelor de drenare. În acest sens, în urma manifestării *creep*-ului de taluz, unele rigole au fost parţial sau chiar total acoperite, fără ca pe versant să apară ruperi de profil sau să se manifeste evidente procese de surpare sau rostogolire. Măsurătorile asupra *creep*-ului solului s-au efectuat într-un perimetru de pe faţada vestică a Vârfului Tihăraiei, în condiţiile existenţei unui sol mediu profund (circa 100 cm) şi cu înclinarea versantului în jur de 25°. În această situaţie, valorile medii au fost cuprinse între 3–5 cm/an. Aceste valori nu pot fi reprezentative pentru întreaga arie montană a Rarăului (măsurătorile efectuându-se la altitudinea de 1350 m), dar se corelează şi cu cele ale altor autori: *N. Rădoane* (1988), de la 1 la 4 cm/an în Munţii Goşmanului şi Stânişoarei; *I. Ichim* (1979), între 2–3 cm/an în Munţii Stânişoarei, *P. Urdea* (1989, 2000), 6–11 cm/an (în Retezat).

Creep-ul taluzurilor se constată în cazul haldelor de steril fixate cu vegetaţie sau consolidate prin amenajări speciale, cât şi în cazul celor active, unde procesul de mişcare lentă este estompat de surpări şi prăbuşiri. În cazul acestui tip de *creep*, ecartul de mişcare este mult mai amplu, iar ratele medii anuale ating valori mult mai mari (5–11 cm/an).

Procesele solifluidale au fost mult mai intense în condiţiile climatice ale interglaciarelor şi în tardiglaciar, chiar dacă multe din microformele generate au fost distruse de evoluţia postglaciară. Procesul se continuă şi astăzi, îndeosebi în partea mai înaltă a masivului, chiar dacă cu intensitate mult diminuată. Rolul solifluxiunilor în evoluţia de ansamblu şi în modelarea de amănunt a versanţilor s-a concretizat în tendinţa de coborâre a nivelului culmilor şi de ridicare a nivelului văilor, prin atenuarea pantei versanţilor. Prin aceste procese s-au alimentat permanent glacisurile de acumulare de la baza versanţilor, multe dintre acestea păstrându-se astăzi aproape perfect stabilizate.

În condiţiile climatice actuale, solifluxiunea deţine un rol mai important la peste 1400 m altitudine, sub această limită aportul în modelarea reliefului fiind nesemnificativ. Solul, protejat de vegetaţie şi de litieră (mai ales în cazul vegetaţiei

forestiere), îngheaţă pe o grosime redusă, iar dezgheţul se produce lent, ceea ce diminuează foarte mult, atât frecvenţa, cât şi intensitatea procesului. În acelaşi timp, o serie de roci şi depozite de solificare, cu proprietăţi aero–hidrice favorabile, au un rol de diminuare a acestor procese, fapt care se regăseşte şi în cazul solurilor formate direct pe roci calcaro–dolomitice. Procesele de solifluxiune au fost însă mult favorizate (în Pleistocen) de rocile şi depozitele constituite din şisturi cristaline epimetamorfice (mai ales şisturi sericito–cloritoase şi filitoase), cât şi de umplutura argilo–marnoasă a sinclinalului marginal.

Anotimpul care este cel mai propice declanşării solifluxiunilor este primăvara, când, odată cu topirea zăpezilor sau în cazul dezgheţului superficial, pe pante cu declivităţi ridicate şi slab acoperite cu vegetaţie, se produc dislocări sub formă de brazde sau chiar mici curgeri noroiase.

3.3.3. *Pipkrake*-ul şi elevaţia periglaciară

Procesele de *pipkrake* şi de elevaţie periglaciară sunt caracteristice regiunilor reci, cu îngheţ peren şi permafrost. Este lesne de înţeles că, în condiţiile climatice actuale ale regiunii, elevaţia periglaciară lipseşte în totalitate, iar fenomenul de *pipkrake* nu este semnificativ în modelarea actuală a reliefului. Ambele procese au fost însă deosebit de active în Pleistocen, când au fost implicate în apariţia şi dezvoltarea pavajului periglaciar, şi a altor forme de suprafaţă (structuri poligonale), care ulterior au fost distruse prin evoluţia subaeriană a reliefului. Elevaţia periglaciară ar putea fi cauza existenţei în profilul unor soluri (situate altitudinal la peste 1000 m) a unor orizonturi mediu şi puternic scheletice pe partea superioară, pentru ca în profunzime conţinutul de material grosier să fie substanţial mai redus.

3.3.4. Rostogolirile, prăbuşirile şi surpările

Aceste procese se produc în urma repetatelor schimbări ale temperaturii în jurul punctului de îngheţ. În condiţiile unui echilibru dinamic al versanţilor, efectul principal constă în dezagregarea rocilor, dar în cazul abrupturilor structurale, litologice şi antropice, ca şi în cel al malurilor organismelor torenţiale, se produc prăbuşiri şi surpări, premerse şi urmate sau nu de rostogoliri.

Prăbuşirile sunt frecvente în cazul abrupturilor morfotectonice şi litologice, ca şi în cazul carierelor. Produsele dezagregării se acumulează la baza abrupturilor, unde formează câmpuri de blocuri, trene de grohotiş (Pietrele Doamnei, sub Vârful Rarău etc.) sau se rostogolesc pe pantele accentuate, până spre baza versanţilor. Multe din blocurile desprinse şi rostogolite pe versanţi ajung în albiile minore ale unor râuri, cum este cazul Izvorului Alb, Văii Limpedea, Pârâului lui Ion, Padinei, Ursului etc. Prăbuşirile se întâlnesc şi în interiorul peşterilor, formând mari acumulări la parterul unor cavităţi (Peştera Liliecilor).

Surpările se produc cu precădere în cuvertura de alterare sau în orizonturile de sol. În aceste cazuri, datorită dezgheţului rapid şi supraumectării unor depozite,

materialul se desprinde sub efectul propriei greutăţi şi cade cu multă uşurinţă. La malurile fixate prin vegetaţie, sistemul radicular al plantelor frânează desprinderea materialului, dizlocaţiile producându-se sub nivelul solului, unde coeziunea dintre particule este mult mai redusă. Se pot forma surplombe, care ulterior facilitează şi surparea materialului rămas în echilibru instabil, cu vegetaţia aferentă. Aceste procese sunt specifice malurilor organismelor torenţiale, unor cornişe de desprindere, malurilor active ale reţelei hidrografice permanente şi taluzurilor foarte abrupte ale unor drumuri de exploatare minieră şi forestieră.

Acumularea materialelor surpate este diferită. În cazul malurilor organismelor torenţiale, acumularea se face la baza abrupturilor, pe o pantă rectilinie sau cu un profil în trepte. Cantitatea de material care ajunge în albie este preluată de către torent, dar procesul de agradare depăşeşte pe cel al eroziunii mecanice. În aceste condiţii, materialul surpat se acumulează treptat şi intră într-un proces de stabilizare naturală.

Rostogolirile sunt procese gravitaţionale de deplasare rapidă pe versanţi a unor fragmente de roci compacte sau bine aglutinate, desprinse din partea superioară a acestora. Rostogolirile contribuie la acumularea materialelor în conuri de grohotiş sau la formarea unor glacisuri de contact la baza versanţilor.

3.3.5. Eroziunea de versant

Procesele de eroziune sunt generate de doi mari agenţi externi: apa şi vântul. Eroziunea prin apă grupează două categorii de procese: mecanice (fizice) şi chimice, iar cea prin vânt (coraziunea şi deflaţia) se manifestă doar prin intermediul celor mecanice.

3.3.5.1. Eroziunea prin apă

Eroziunea prin acţiunea apei meteorice reprezintă un sistem complex, cu fluxuri de intrare şi de ieşire a substanţelor şi energiei, între factorii de stimulare, declanşare şi rezistenţă existând corelaţii şi legături, în funcţie de care sunt stabilite intensităţile de manifestare a fenomenului. Eroziunea hidrică este o consecinţă a acţiunii picăturilor de ploaie (pluviodenudarea), produsă de curenţii peliculari şi dispersi (eroziunea areolară) sau datorată curenţilor de apă concentraţi pe versant (eroziunea de adâncime).

Pluviodenudarea provoacă distrugerea agregatelor de sol de la suprafaţă, împroşcarea spre lateral a particulelor şi aterizarea materialului împroşcat. Intensitatea fenomenului este corelată cu energia cinetică a picăturilor de ploaie, direct proporţională cu masa şi viteza acestora, conform relaţiei:

$$E = \frac{m \cdot v^2}{2}$$

În consecinţă, picăturile de ploaie dezvoltă o energie cinetică cu atât mai intensă cu cât intensitatea ploii este mai mare. Indicatorul cel mai reprezentativ pentru stabilirea capacităţii erozive a ploilor îl constituie agresivitatea pluvială.

Carpații Orientali se încadrează în zona cu agresivități pluviale printre cele mai mari, îndeosebi în lunile de la sfârșitul primăverii și începutul verii (mai–iunie).

În regiunea de care ne ocupăm, deși valorile agresivității pluviale sunt ridicate (Câmpulung Moldovenesc 1,01; Rarău 1,06), pluviodenudarea este destul de redusă, datorită rolului protector al vegetației și aglutinării particulelor elementare în agregate structurale de sol.

Eroziunea areolară (de suprafață) constituie efectul scurgerii de suprafață sub forma unor mici șiroaie care se unesc și se despart succesiv, ca și a șuvoaielor cu scurgere intermitentă, dar care formează albii efemere care se distrug în timp (sau prin lucrări agricole). În Pleistocen, eroziunea superficială datorată acestor procese a avut un rol major în modelarea versanților, mai ales în interglaciare și în perioadele de tranziție.

Intensitatea de manifestare a procesului depinde de o multitudine de factori: relieful (lungimea versantului, panta și expoziția, forma versantului și gradul de fragmentare), roca sau depozitul de suprafață, însușirile solului (conținut de materie organică, carbonați și argilă, permeabilitate, grad de dezvoltare a structurii, porozitate, compactitate, densitate aparentă etc.), vegetația (tipul, structura și gradul de acoperire), influența antropică, la care se adaugă factorul climatic. Factorii de influență care se manifestă în sistemul eroziunii prin însușiri și parametrii cantitativi se regăsesc sub formă de componenți și subcomponenți cu funcții distincte. O asemenea funcție este și cea prezentată de *V. Ionescu*, 1972:

$$E = f(K, L, I, S, C, Cs)$$

De altfel, parametrii componenți ai acestei funcții sunt prezenți și în *„formula universală a eroziunii solului"* (*V. H. Wischmeier*, 1970):

$$E = K \cdot L^m \cdot I^n \cdot S \cdot C \cdot Cs,$$

în care:

K = indicator al eroziunii, dependent de agresivitatea pluvială;
L = lungimea versantului (m);
I = panta (%);
S = coeficientul de erodabilitate al solului;
C = coeficient de influență a utilizării terenului;
Cs = coeficient de influență a măsurilor antierozionale.

În aceste condiții, atât timp cât coeficientul de agresivitate pluvială are valori apropiate pentru întreg masivul, valoarea eroziunii superficiale este dependentă de lungimea versantului, mărimea pantei, însușirile solului (funcție de care se calculează erodabilitatea) și categoriile de folosință ale terenurilor. Referitor la acest din urmă parametru, *N. Rădoane* (1988) a arătat că există diferențieri majore, între fânețe și pășuni înregistrându-se un raport de 1/33. Acest raport nu trebuie absolutizat, ci mai degrabă adaptat și completat cu ceilalți parametri, în primul rând morfometrici și de sol.

În prezent, intensitatea eroziunii areolare are valori reduse pentru cea mai mare parte a teritoriului, datorită rolului protector al vegetației de pajiști (îndeosebi fânețe naturale) și păduri. Pe terenurile intens pășunate sau luate în cultură din preajma centrelor populate, pe versanții cu înclinări mari, eroziunea superficială

devine vizibilă, prin îndepărtarea parțială a unor orizonturi superioare de sol (Chiril, Pojorâta, Câmpulung Moldovenesc, Slătioara).

Eroziunea de adâncime (torențială) se manifestă concomitent cu realizarea scurgerii pe versanți, inițial în perimetre unde procesele erozionale sunt declanșate prin pluviodenudare și curenții dispersi, iar mai apoi pe direcții de pantă maximă și în albiile deja schițate. Curenții concentrați transportă atât material în soluție sau în suspensie, cât și o anumită cantitate de material solid (prin rostogolire și prin târâre). Capacitățile de eroziune și transport sunt în funcție de debitul curentului de apă, înălțimea acestuia, panta albiei și distanța de transport, dar desfășurarea procesului este mult mai complicată, întrucât intervin numeroși alți factori. Activitatea erozională prin curenți concentrați se manifestă prin apariția unei rețele de rigole, ogașe, sisteme de ravene și organisme torențiale complexe, care au ca efect fragmentarea orizontală și verticală a reliefului.

În Masivul Rarău există numeroase asemenea forme, predominant relicte, care constituie o generație veche, în bună parte inactivă. Toate acestea sunt modelate astăzi și prin alte categorii de procese. Evoluția actuală a acestor forme este lentă, dar în unele cazuri se manifestă o tendință de reactivare. Formele active, rezultate prin acțiunea curenților concentrați, sunt diferențiate ca mărime și după stadiul de dezvoltare, dar au o frecvență destul de redusă.

Dintre acestea, doar ravenele mari (5–10 m) și adânci (peste 5 m) au putut fi reprezentate la scara hărții. În afara acestora există numeroase alte asemenea forme, de mai mici dimensiuni, care sunt datorate, în mare parte, activității antropice. Cele mai afectate de activitatea torențială sunt perimetrele cu pășuni, dar se observă o ușoară recrudescență și în domeniul forestier, mai ales în cazul parcelelor cu tăieri rase, unde se insinuează pe traseul jgheaburilor de evacuare a buștenilor sau de-a lungul drumurilor de exploatare. Dacă pădurea are o capacitate ridicată de regenerare și de neutralizare a acestor forme, în cazul pajiștilor, organismele torențiale secționează trene groase deluvio–coluviale, adâncindu-se până la roca *in situ*. Asemenea situații se întâlnesc în bazinele Fundu Pojorâtei, Valea Seacă, Valea Caselor, dar și în estul extrem al masivului (văile Gemenea și Slătioara).

Morfodinamica organismelor torențiale recente comportă două faze distincte: faza specifică sezonului cald, cu o dinamică foarte accentuată la nivelul talvegurilor și al malurilor și cea caracteristică sezonului rece, cu modificări ale malurilor, sub directa influență a înghеț–dezghețului repetat.

Deși frecvența formelor eroziunii torențiale este relativ redusă, prin evoluție tridimensională, acestea au tendința de a scoate din circuitul productiv anumite terenuri de folosință agricolă (îndeosebi suprafețe de pășune). Se recomandă adoptarea de măsuri concrete pentru stoparea evoluției accelerate și stingerea lor progresivă, fapt ce va fi greu de realizat de către posesorii individuali de terenuri.

3.3.5.2. Eroziunea prin vânt (coraziunea)

Caracteristică regiunilor cu un climat arid și semiarid această formă a denudației uscate nu întrunește condiții optime de manifestare în regiunea de

studiu. În anumite situații, partea superioară a platoului Rarău și versanții din treimea superioară suportă acțiunea vânturilor dominante (efect al vitezei și intensității mari), fiind sub incidența proceselor de coraziune și deflație. Particule de sol sau ale depozitelor de suprafață sunt detașate și antrenate pe distanțe scurte. Se produce atât o mișcare a particulelor la suprafața solului, cât și o antrenare în suspensie a fracțiunilor fine. Dislocarea este urmată de mobilizarea materialului la suprafața topografică prin alunecare și rostogolire (*reptație*), eventual cu o desprindere de scurtă durată (*saltație*). În anumite situații, materialele erodate de vânt sunt antrenate în suspensie la diferite înălțimi. Toate aceste procese au o frecvență redusă și se manifestă cu intensitate scăzută. Fenomenele menționate se produc îndeosebi în sezonul rece, în lipsa stratului protector de zăpadă, fiind specifice platoului Rarău, Pietrelor Doamnei, Pochilor Rarăului și Vârfului Todirescu. Nu dispunem însă de date concrete pentru evaluarea cantitativă a acestui proces.

3.3.6. Eroziunea chimică

Această formă a denudației nu prezintă urme evidente în morfologie. În stabilirea ratei eroziunii chimice, elementul reper este dat de concentrația calciului (eventual și a magneziului) în mineralizarea apelor freatice. Toate izvoarele importante care ies la zi spre baza masivelor calcaro–dolomitice prezintă valori importante ale mineralizației totale, în special de tip bicarbonatic. Eroziunea chimică este favorizată de temperatura apei subterane, mai precis în jurul valorii de 4°C, când sunt create condiții pentru formarea acidului carbonic (H_2CO_3), cu ajutorul căruia se dizolvă rocile puternic carbonatate.

Lipsa datelor referitoare la mineralizația totală a apelor freatice nu ne-a permis să calculăm rata anuală a eroziunii chimice. Datele din literatura de specialitate indică valori relativ mari ale eroziunii chimice, cel puțin pentru unele masive montane. Astfel, *N. Rădoane* (1988) ajunge la valori ale eroziunii chimice de 54,2 mm/1000 ani pentru bazinul Pângărați (Munții Stânișoarei) și 76,7 mm/1000 ani în bazinul Oanțu (Munții Goșmanului), iar *P. Udrea* (1989, 2000) indică valoarea de 47,44 mm/1000 ani (Munții Retezat). În aceste condiții, putem aprecia pentru Masivul Rarău valori medii de 50–70 mm/1000 ani ale ratei eroziunii chimice, ținând cont de frecvența rocilor calcaro–dolomitice.

3.3.7. Alunecările de teren

Degradarea terenurilor prin procese de alunecare au contribuit într-o foarte mare măsură la modelarea reliefului din regiunea studiată. Procesele care însoțesc aceste forme de modelare a versanților au fost tratate anterior. Instalarea acestora este favorizată de prezența rocilor flișului și *wildflișului*, cât și de existența deluviilor groase, în care predomină particulele fine. În Masivul Rarău se întâlnesc alunecări de teren care au vârste diferite.

Alunecările vechi s-au produs alternativ sau concomitent cu solifluxiunile de la sfârșitul Würmianului și începutul Holocenului. În toate cazurile aceste alunecări sunt stabilizate, dar în unele situații pot fi reactivate. Altă generație de alunecări corespunde trecutului relativ apropiat, datând din ultimele secole. Sunt alunecări stabilizate, acoperite de păduri sau pajiști naturale, cu o frecvență mai mare în treimea inferioară a versanților de pe clina estică a Rarăului.

Alunecările actuale sunt în plină evoluție, dar afectează suprafețe restrânse. În perspectivă, există riscul activării unor vechi deluvii de alunecare pe versanții cu o stabilitate redusă (văile Limpedea, Izvorul Alb, Toancele etc.).

Procesele biogene condiționează apariția și dezvoltarea microformelor analizate la relieful biogen. Dacă importanța în relief este limitată, aceste procese sunt implicate major în pedogeneză, prin modificări repetate ale proprietăților și însușirilor solului.

3.3.8. Probleme de bilanț morfogenetic actual

Cercetările asupra ritmului eroziunii, provenienței și efluenței aluviunilor au făcut progrese notabile în ultimii ani. În calcularea ratei denudației s-a avut în vedere producția de aluviuni în suspensie, aluviunile târâte și încărcătura transportată în dizoluție. O parte din aceste aluviuni sunt scoase din bazin, iar o altă parte rămân în sistem sub forma stocajelor în albii și pe versanți.

Prognoza producției de aluviuni pentru bazine hidrografice mici se realizează, de regulă, prin metode indirecte, datorită costului ridicat al echipamentelor de măsurare. De-a lungul timpului s-au propus numeroase modele de evaluare (*M. Jansson*, 1982, *D. Zachar*, 1982, *R. Gaspar*, *A. Apostol*, 1967). Puține modele au pus însă accentul pe implicarea elementelor geomorfologice, cu toate că multe sunt ușor de măsurat și determinat în teren sau laborator. *I. Ichim* și colab. (1986) arată că ponderea factorilor geomorfologici în modelele de prognoză ridică gradul de fiabilitate, întrucât aceștia sunt rezultatul în timp lung al raportului dintre eroziune și evacuarea aluviunilor. În consecință, am pus accentul pe elementele de morfometrie și ierarhizarea în sistem Strahler a bazinelor hidrografice din Masivul Rarău.

În această acțiune am plecat de la următoarele premise:

– bazinul hidrografic este considerat un sistem geomorfologic fluvial;

– în cadrul lui se identifică un subsistem al aluviunilor, structurat pe patru nivele: a) factorii de control; b) procesele geomorfologice; c) surse de aluviuni și stocaje ale depozitelor; d) producția de aluviuni.

În modelul de regresie utilizat se au în vedere primul nivel (factorii de control) și ultimul (producția de aluviuni), considerând pe celelalte ca formând o *cutie neagră* a sistemului. Factorii de control aparțin domeniilor de influență climatică, hidrologică, geomorfologică, geologică, de vegetație, antropică. Interesul nostru s-a axat, în special, pe variabilele geomorfologice, cele care sintetizează, în timp lung, acțiunea tuturor celorlalți factori. În acest scop, am parcurs mai multe etape.

Ierarhizarea rețelei hidrografice în sistem Strahler s-a realizat pe hărți topografice 1/25.000. Evaluările asupra producției de aluviuni s-au efectuat pentru bazine a căror rețea hidrografică este mai mare de ordinul III. Motivăm acest lucru prin faptul că, începând cu ordinul III, se pun clar în evidență văile ca fomațiuni de relief fluvial cu elemente caracteristice de bază.

În consecință, s-au inventariat 107 bazine de ordinul III, 26 bazine de ordinul IV, 9 bazine de ordinul V și un singur bazin de ordinul VI. Rețeaua hidrografică a masivului aparține la două sisteme de drenaj: Bistrița, care colectează, în principal, bazinele Colbu (ordinul V) și Chiril (ordinul VI); Moldova, care drenează Izvorul Giumalăului (ordinul V), Praşca (ordinul IV), Valea Seacă (ordinul V), Izvorul Malului (ordinul IV), Valea Caselor (ordinul IV), Şandru (ordinul IV).

Pentru fiecare bazin s-au determinat 19 variabile morfometrice cu referire directă la forma bazinelor și a rețelei hidrografice:

– *ordinul de mărime în sistem Strahler, Ω*
– *suprafața bazinului hidrografic, Sb, km²*
– *altitudinea medie, Hm, m*
– *altitudinea maximă, Hmax, m*
– *altitudinea minimă, Hmin, m*
– *energia maximă, Emax, m*
– *diametrul cercului înscris, d, km*
– *diametrul cercului circumscris, D, km*
– *coeficientul de formă, Cf = d/D*
– *raportul de relief, RR = Emax/D*
– *perimetrul bazinului, P, km*
– *circularitatea bazinului,*

$$C = \frac{P}{2 \cdot (\pi \cdot Sb)}$$

– *lungimea rețelei hidrografice, Lt, km*
– *numărul rețelei de ordinul I, N_1*
– *numărul total de râuri, Nt*
– *frecvența râurilor, F = Nt/Sb*
– *raportul de confluență,*

$$Rc = N_1^{\frac{1}{\Omega-1}}$$

– *densitatea rețelei, Dr = Lt/Sb, km/km²*
– *lungimea colectorului principal, Lp, km.*

Alături de aceste variabile (tabelul 2), s-a determinat și litologia dominantă a bazinului hidrografic, cu rol important în controlul producției de aluviuni. S-au avut în vedere patru grupe litologice, notate cu literele:

A: şisturi cristaline epi– şi mezometamorfice;

B: calcare, dolomite, brecii şi megabrecii;

C: depozite de tip fliş: gresii, gresii calcaroase şi marnoase, conglomerate, microconglomerate, jaspuri, marne;

D: depozite de wildfliş: argile cu blocuri, şisturi argiloase negre.

Separarea bazinelor hidrografice s-a făcut pe principiul mărimii suprafeței ocupate de o anumită litologie: dacă grupa respectivă a ocupat peste 80% din areal, bazinul respectiv a fost considerat în întregime la acea grupă; dacă procentul a fost cuprins între 51 – 80 %, bazinul s-a considerat că aparține la două grupe litologice, prima fiind cea al cărei procent este mai mare.

Analiza statistică a variabilelor morfometrice a avut în vedere evaluarea parametrilor care descriu tipurile de repartiție ale mulțimii de valori ce caracterizează fiecare variabilă, respectiv parametrii statisticii descriptive: media, mediana, deviația standard, coeficientul de variație, coeficientul de asimetrie etc. S-au utilizat numai bazinele de ordinul III, din necesitatea de a avea o populație cât mai mare de valori. Prelucrările s-au realizat pe calculatorul Coral–4041, folosind programele PS_2R și PS_3R din biblioteca ANACORES. S-a avut în vedere cunoașterea structurii populațiilor de valori, grupate pe cele patru clase de litologii și pe trei ordine de mărime (III, IV și V).

Scopul analizei a constat în delimitarea gradelor de rezistență a diferitelor roci la acțiunea factorilor modelatori. Rezultatele pot fi concretizate în următoarele observații:

– înălțimea medie (*Hm*) a reliefului bazinelor hidrografice de ordinul III din Masivul Rarău înregistrează o repartiție a frecvențelor aproximativ simetrică în jurul mediei pentru toate grupele litologice prezente, dar cu variații notabile în ceea ce privește poziția valorilor medii. Astfel, bazinele modelate pe calcare au înălțimea medie de 1212 m, după care urmează cele pe șisturi cristaline (1149 m), *wildfliş* (1105 m) și fliș (889 m). În schimb, nu se înregistrează variațiile notabile ale înălțimii medii, funcție de ordinul de mărime, aceasta fiind în jur de 1100 m (1103,2 m în cazul ordinului III, 1114,04 m la râurile de ordinul IV și 1128,44 m – ordinul V);

– înălțimea maximă a reliefului bazinelor evidențiază aceeași gradare în funcție de litologie, dar și după ordinul de mărime. Pentru ultimul caz, valoarea medie a înălțimii maxime crește de la 1341 m pentru bazinele de ordinul III, la 1551 m pentru cele de ordinul V;

– dintre toate variabilele morfometrice, energia maximă exprimă cel mai sugestiv gradul de rezistență a litologiei la acțiunea factorilor externi. Din acest punct de vedere se reliefează următoarea gradare a litologiei:

– *şisturi cristaline:*
X = 592 m
– *calcare:*
X = 502 m
– *wildfliş:*
X = 490 m
– *fliş:*
X = 430 m

Dacă avem în vedere doar acest parametru, rezultă că relieful format pe șisturi cristaline opune cea mai mare rezistență la eroziune, urmat de cel pe calcare și dolomite, apoi pe *wildfliş*, în timp ce flișul înregistrează o deviație sensibilă către

o rezistență mai diminuată. Surprinde poziția ocupată de *wildfliș*, oarecum în neconcordanță cu cele prezentate în cadrul unităților morfostructurale majore, dar această situație este explicată prin poziția suspendată și inversiunea de relief a *sinclinalului marginal extern*, ceea ce face ca nivelele de bază locale să fie destul de coborâte, iar altitudinea maximă ridicată, datorită apariției unor nivele calcaro–dolomitice.

În funcție de valorile energiei maxime de relief se impune folosirea a două tipuri de relații, în care factorul litologic este predominant.

Analiza tipologică a variabilelor de control ale producției de aluviuni a fost propusă în statistică de *McQuitty* (cf. *I. Dorofte*, 1981), ca un substitut al analizei factoriale, care permite regruparea factorilor pe tabele de similitudine. Acestea sunt formate din matricele de corelație ale variabilelor morfometrice în bazinele hidrografice de ordinul III (tabelul 4).

Valorile din acest tabel reprezintă coeficienții de corelație între cele 19 variabile morfometrice determinate. După metodologia descrisă de *I. Ichim* și colab., 1987, am obținut schema de clasificare factorială (tipologică). Se constată că variabilele morfometrice se grupează în două clase, din care prima este cea mai puternică. Nodul principal este format de suprafața bazinului hidrografic (*Sb*), care prin poziție și intensitatea legăturilor controlează valorile celorlalte variabile. Faptul că suprafața bazinului hidrografic se dovedește o variabilă cu rol atât de important nu este o noutate. *Anderson* (1957) îi conferă caracteristica de *variabilă a diavolului*, iar *I. Ichim* (1988) demonstrează existența relațiilor cu suprafața bazinului pentru un mare număr de variabile, structurate pe cinci categorii.

Toate acestea ne-au determinat să considerăm suprafața bazinului hidrografic ca principala variabilă de control în formarea producției de aluviuni, motiv pentru care am și utilizat relațiile:

$$Pa = 72{,}44 \cdot Sb^{-0{,}100}$$

(pentru bazinele hidrografice modelate pe șisturi cristaline, dolomite și *wildfliș*);

$$Pa = 682{,}75 \cdot Sb^{-0{,}194}$$

(pentru bazinele hidrografice modelate pe roci de tip fliș).

Menționăm că din punct de vedere statistic, relațiile sunt acceptate de un coeficient de corelație de peste 0,700. *Pa* reprezintă producția de aluviuni specifică în tone/km²/an iar *Sb* – suprafața bazinului hidrografic în km². Multiplicarea producției de aluviuni specifice cu suprafața bazinului hidrografic conduce la obținerea producției de aluviuni în tone/an.

Analiza statistică și tipologică a variabilelor de control a evidențiat o serie de particularități și deosebiri teritoriale ale producției de aluviuni în Masivul Rarău. Producția specifică de aluviuni pentru bazine hidrografice de ordinul III variază în limite foarte largi (vezi harta). Valorile cele mai mici (40–70 t/km²/an) corespund bazinelor hidrografice situate pe șisturi cristaline, urmate de calcare și dolomite. Minima absolută corespunde pârâului Padina (afluent al Slătioarei), cu o valoare de

43,17 t/km²/an. Producții specifice de aluviuni cu valori reduse (70–90 t/km²/an) caracterizează majoritatea bazinelor de ordinul III situate în domeniul șisturilor cristaline, pe calcare, dolomite și depozite de wildfliș. La polul opus, cu valori foarte mari se înregistrează bazinele hidrografice situate în aria flișului intern sau pe depozite tip fliș (digitația Sadova). În aceste condiții, valorile producției specifice de aluviuni sunt cuprinse între 600–800 t/km²/an, pentru ca în câteva cazuri să se depășească și această limită. Este cazul unor bazine aferente pârâului Șandru (868,07 t/km²/an), Valea Caselor (862,38 t/km²/an) și unui afluent direct al Moldovei, amonte de pârâul Mesteacănului (846,58 t/km²/an). Valoarea maximă absolută este de 932,96 t/km²/an și corespunde unui bazin de ordinul III, aferent pârâului Șandru.

Producția de aluviuni este direct proporțională cu mărimea bazinului hidrografic, dar depinde și de producția specifică de aluviuni. Cantitățile cele mai mari se înregistrează într-o serie de bazine afluente direct râului Moldova, unde valorile depășesc 600 t/an. În cazul pârâului Mesteacănului și al unui bazin alăturat, se înregistrează cele mai mari cantități de aluviuni (1120,99 și respectiv 1076,82 t/an), (harta producției de aluviuni pentru bazine hidrografice de ordinul III).

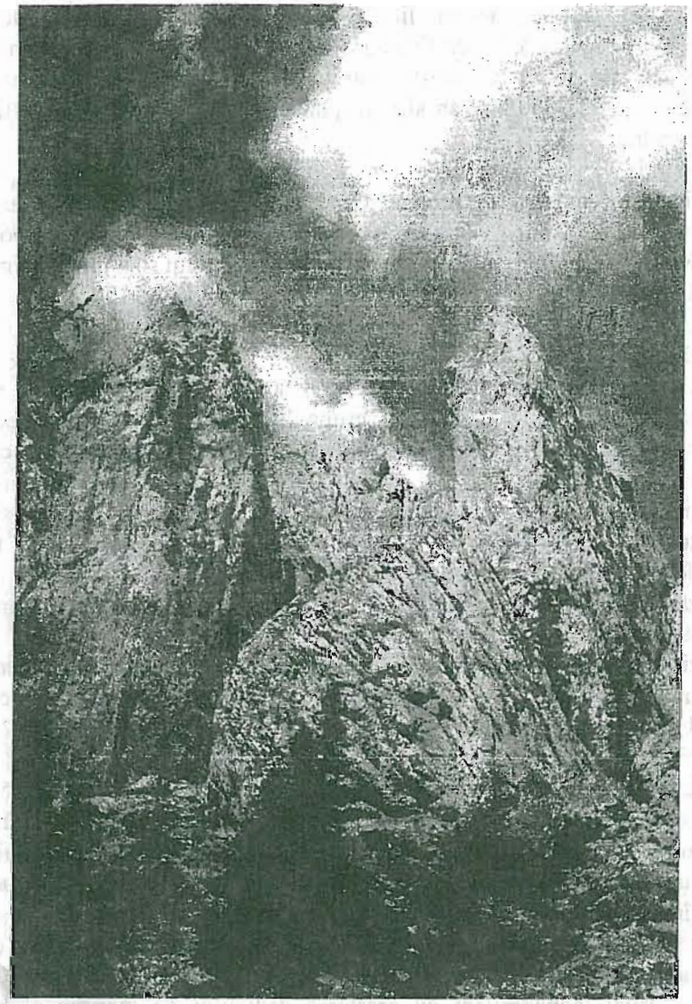
În cazul bazinelor de ordinul IV se constată aceeași paletă largă a valorilor, cu diferențieri majore în funcție de grupa litologică. Producțiile specifice de aluviuni sunt reduse pentru majoritatea bazinelor situate în aria șisturilor cristaline, pe calcare, dolomite și *wildfliș* (60–80 t/km²/an), cu o valoare minimă de 56,74 t/km²/an în cazul cursului superior al Izvorului Alb. La polul opus se află un bazin situat în fliș, pârâul Șandru, unde se înregistrează 555,34 t/km²/an. Producțiile de aluviuni depind de mărimea bazinului, valoarea maximă caracterizând pârâul Șandru (1610,47 t/an), iar cea mai redusă înregistrându-se în cazul pârâului Râpe, din bazinul Chirilului (112,44 t/an).

Bazinele de ordinul V nu fac excepție de la regulă, cu aceeași largă amplitudine a valorilor producției specifice de aluviuni. Valoarea medie se cifrează la 104,24 t/km²/an, cu exteme cuprinse între 53,63 t/km²/an (bazinul Colbu) și 1013 t/km²/an (pârâul Șandru).

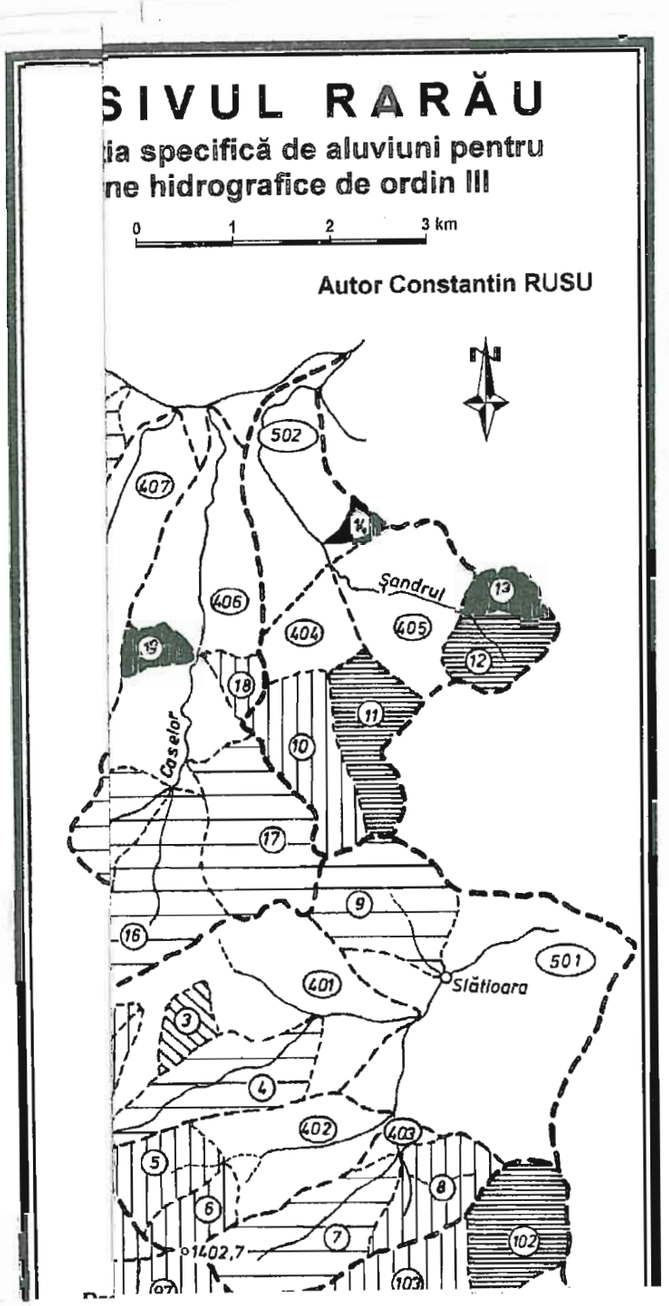
Calculul eroziunii pe bazine hidrografice mici ne-a permis să apreciem ritmul anual al eroziunii. Cele 107 bazine de ordinul III totalizează o suprafață de 114,73 km² (77,43% din Masivul Rarău). Rata medie anuală a eroziunii pentru această suprafață este de 77,87 mm/1000 ani, bineînțeles cu mari variații în teritoriu (între 21,58 mm/1000 ani și 466,48 mm/1000 ani). Dacă baza de calcul se extinde la bazinele de ordinul V (*Sb* = 146,43 km²), valoarea ratei medii a eroziunii scade până la 52,12 mm/1000 ani. Acest fapt este justificat prin scăderea densității rețelei de drenaj, concomitent cu creșterea ordinului de mărime al bazinelor hidrografice. În condițiile în care producția specifică de aluviuni se raportează la suprafața totală a Masivului Rarău, rezultă că rata medie a eroziunii este în jur de 50 mm/1000 ani.

În general, comparând datele referitoare la ritmul eroziunii și denudației cu ritmul mișcărilor neotectonice, putem conchide că ne situăm într-o regiune

muntoasă cu un bilanț morfogenetic negativ. Dacă plecăm de la datele lui *R. Ciocârdel* și *H. Esca* (1966), care consideră că ritmul înălțării în această regiune este de 3–4 mm/an, înseamnă că valoarea celui mai mare ritm actual de eroziune este de aproape 10 ori mai mică.



Pietrele Doamnei



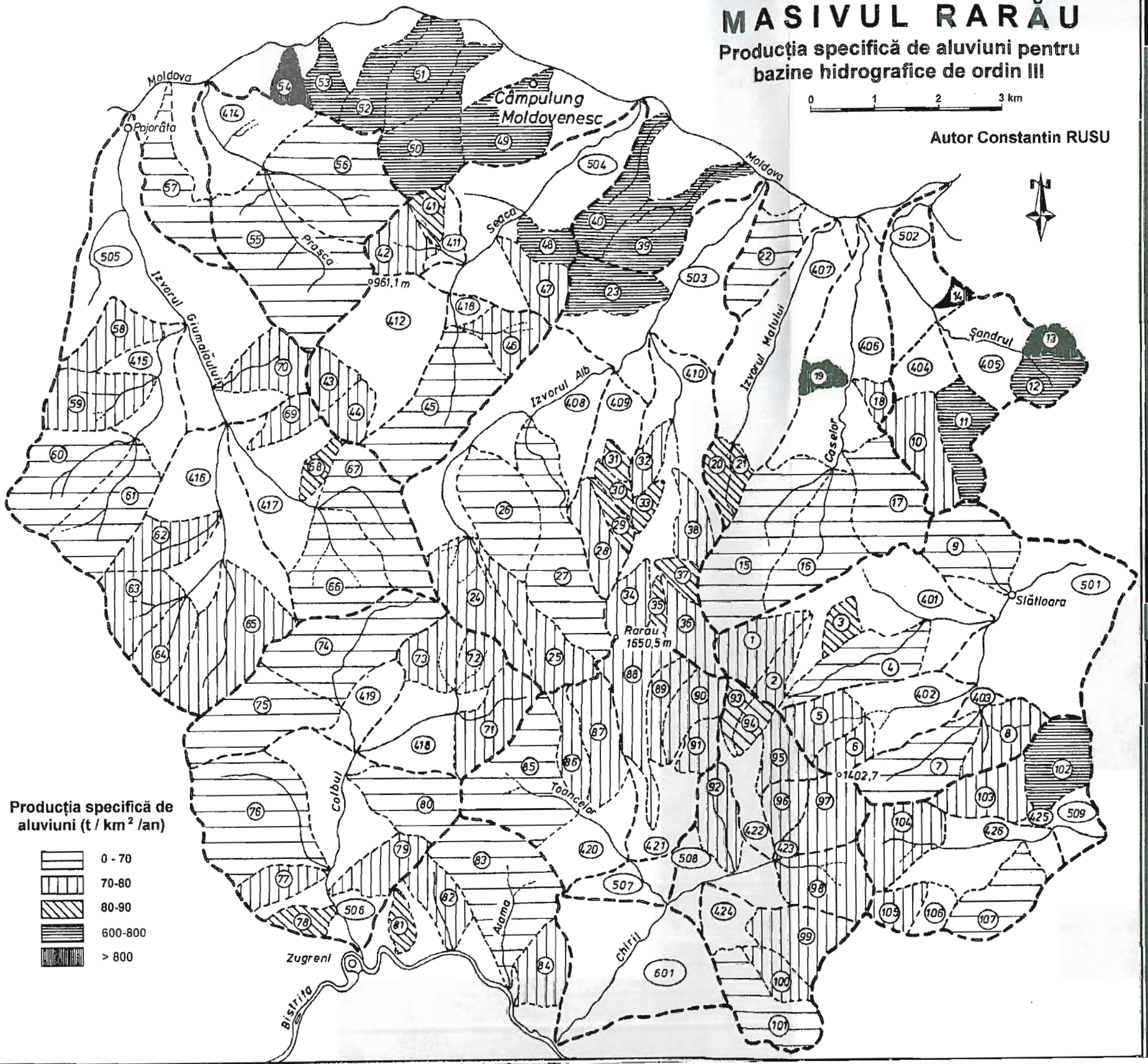
0.173	0.336	1.142	0.205	-0.007	0.238	0.333	0.290	0.135	-0.128	0.329	-0.009	0.322	0.076	0.184	-0.110	0.261	0.120	1.0			

MASIVUL RARĂU

Producția specifică de aluviuni pentru bazine hidrografice de ordin III

0 1 2 3 km

Autor Constantin RUSU

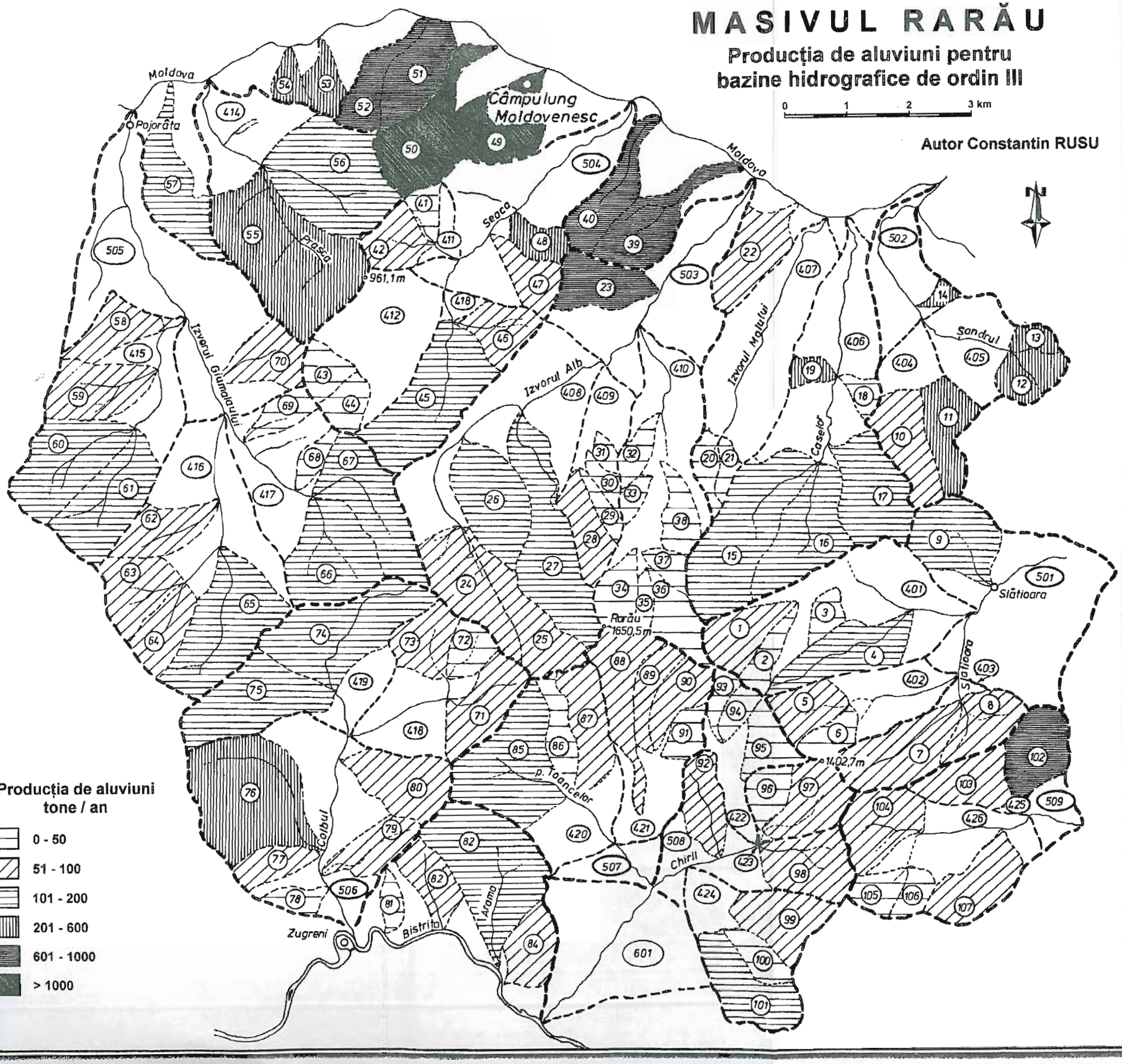


MASIVUL RARĂU

Producția de aluviuni pentru bazine hidrografice de ordin III

0 1 2 3 km

Autor Constantin RUSU

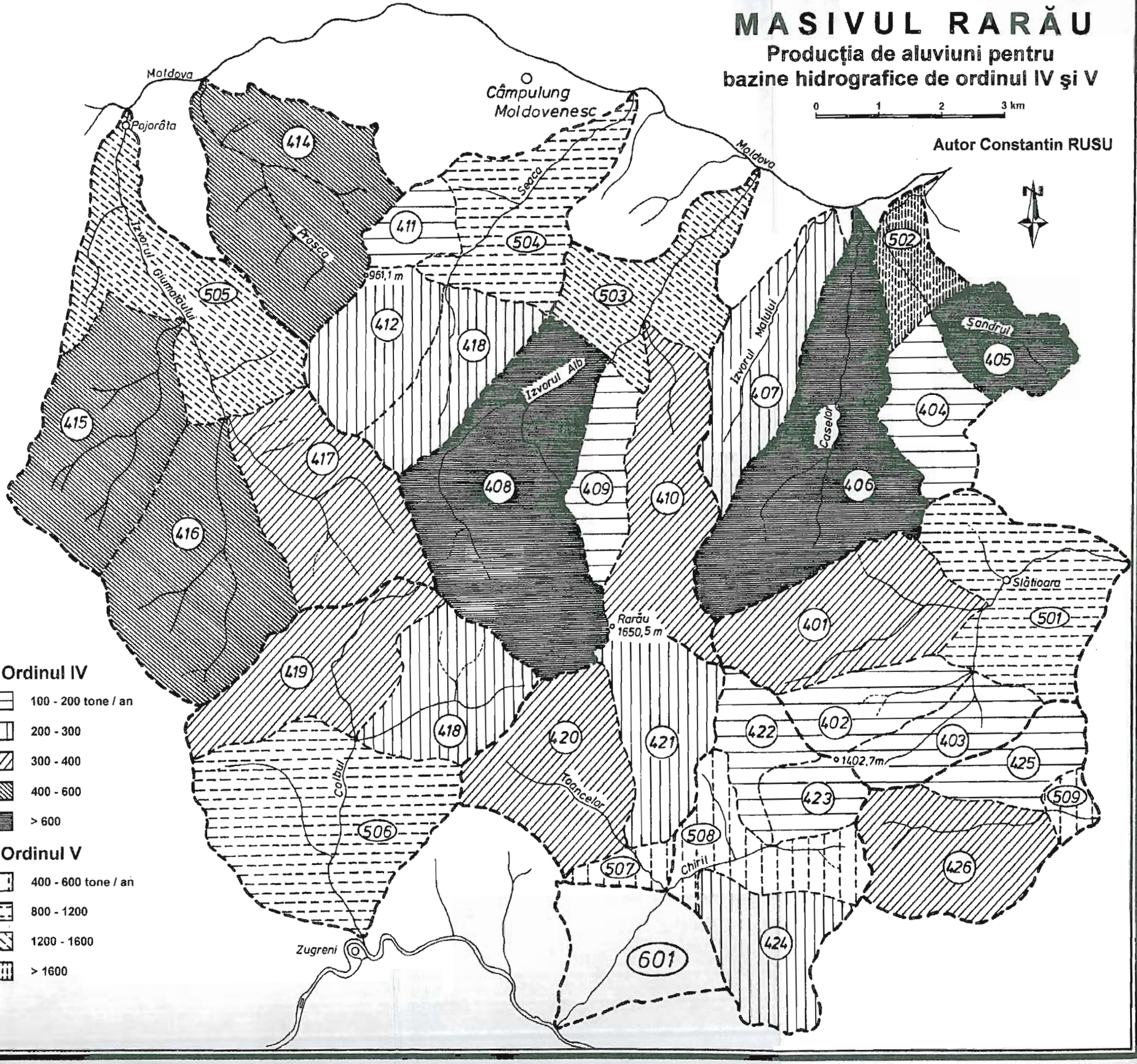


MASIVUL RARĂU

Producţia de aluviuni pentru bazine hidrografice de ordinul IV şi V

0 1 2 3 km

Autor Constantin RUSU



Ordinul IV

- 100 - 200 tone / an
- 200 - 300
- 300 - 400
- 400 - 600
- > 600

Ordinul V

- 400 - 600 tone / an
- 800 - 1200
- 1200 - 1600
- > 1600

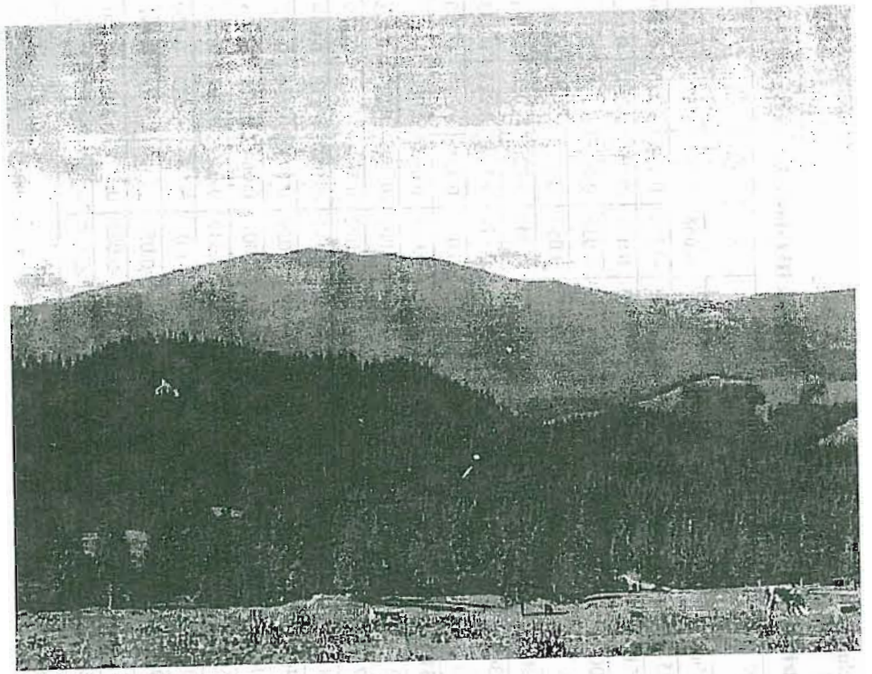


muntoasă cu un bilanț mo
R. Ciocârdel și H. Esca (1966
este de 3–4 mm/an, înseamnă
este de aproape 10 ori mi

Tabelul 4

Matricea coeficienților de corelație pentru variabile morfometrice ale bazinelor hidrografice de ordinul III (Masivul Rarău)

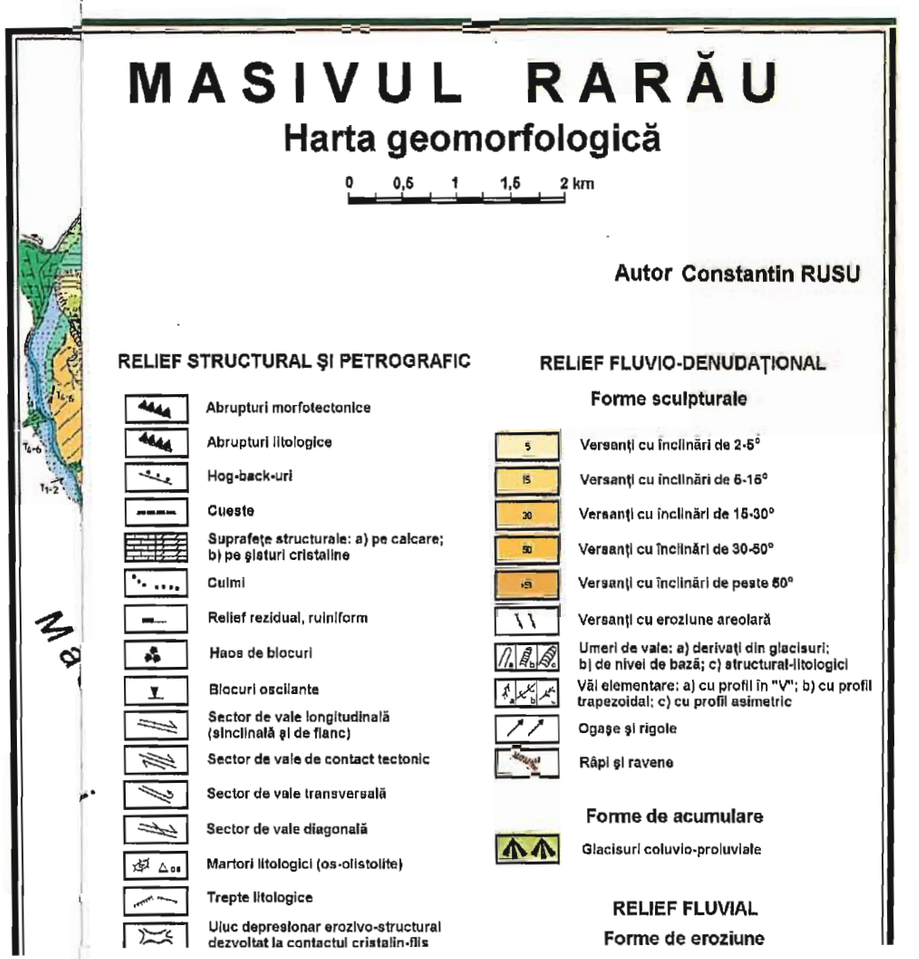
Ω	*Sb*	*Hm*	*Hmax*	*Hmin*	*Emax*	*d*	*D*	*Cf d/D*	*RR*	*P*	*C*	*Lt*	N_1	*Nt*	*F*	*Rc*	*Dr*	*Lp*
1.0	0.797	0.065	0.281	-0.365	0.523	0.763	0.763	0.155	-0.296	0.791	0.016	0.787	0.383	0.508	0.068	0.102	0.204	0.173
0.797	1.0	0.154	0.433	-0.399	0.756	0.961	0.952	0.207	-0.251	0.983	-0.023	0.957	0.541	0.619	-0.101	0.174	0.143	0.336
0.065	0.154	1.0	0.935	0.652	0.480	0.106	0.196	-0.152	0.151	0.181	0.151	0.156	-0.022	0.060	0.069	-0.018	-0.002	0.142
0.281	0.433	0.935	1.0	0.395	0.752	0.366	0.484	-0.151	0.100	0.464	0.193	0.414	0.148	0.220	0.038	0.003	0.018	0.205
-0.365	-0.399	0.652	0.397	1.0	-0.189	-0.394	-0.397	-0.082	0.196	-0.398	-0.027	-0.357	-0.309	-0.234	0.057	-0.078	0.035	-0.007
0.523	0.756	0.480	0.752	-0.189	1.0	0.681	0.795	-0.080	0.026	0.779	0.177	0.704	0.381	0.389	-0.047	0.026	0.026	0.238
0.763	0.961	0.106	0.366	-0.394	0.681	1.0	0.868	0.435	-0.236	0.919	-0.159	0.912	0.575	0.603	-0.116	0.146	0.123	0.333
0.763	0.952	0.196	0.484	-0.397	0.795	0.868	1.0	-0.064	-0.282	0.984	0.240	0.923	0.515	0.567	-0.091	0.138	0.147	0.290
0.155	0.207	-0.152	-0.151	-0.082	-0.080	0.435	-0.064	1.0	0.031	0.065	-0.753	0.159	0.213	0.175	-0.061	0.033	0.000	0.135
-0.296	-0.251	0.151	0.100	0.196	0.026	-0.236	-0.282	0.031	1.0	-0.274	-0.143	-0.246	-0.207	-0.162	-0.008	-0.099	-0.018	-0.128
0.791	0.983	0.181	0.464	-0.398	0.779	0.919	0.984	0.065	-0.274	1.0	0.163	0.948	0.531	0.606	-0.092	0.161	0.145	0.329
0.016	-0.023	0.151	0.193	-0.027	0.177	-0.159	0.240	-0.753	-0.143	0.163	1.0	0.021	-0.012	-0.024	0.035	-0.057	0.118	0.009
0.787	0.957	0.156	0.414	-0.357	0.704	0.912	0.923	0.159	-0.246	0.948	0.021	1.0	0.482	0.632	-0.029	0.173	0.204	0.322
0.383	0.541	-0.022	0.148	-0.309	0.381	0.575	0.515	0.213	-0.207	0.531	-0.012	0.482	1.0	0.352	0.001	0.064	0.001	0.076
0.508	0.619	0.060	0.220	-0.234	0.389	0.603	0.567	0.175	-0.162	0.606	-0.024	0.632	0.352	1.0	-0.315	0.091	0.007	0.184
0.068	-0.101	0.069	0.038	0.057	-0.047	-0.116	-0.091	-0.061	-0.008	-0.092	0.035	-0.029	0.001	-0.315	1.0	-0.054	-0.025	-0.110
0.102	0.174	-0.018	0.003	-0.078	0.026	0.146	0.138	0.033	-0.099	0.161	-0.057	0.173	0.064	0.091	-0.054	1.0	0.191	0.261
0.204	0.143	-0.002	0.018	0.035	0.026	0.123	0.147	0.000	-0.018	0.145	0.018	0.204	0.001	0.007	-0.025	0.191	1.0	0.120
0.173	0.336	1.142	0.205	-0.007	0.238	0.333	0.290	0.135	-0.128	0.329	-0.009	0.322	0.076	0.184	-0.110	0.261	0.120	1.0



Piatra Şoimului şi Culmea Giumalăului



Pochii de Sus ai Rarăului







4. CLIMA

Masivul Rarău se individualizează ca o subunitate climatică distinctă în cadrul topoclimatului complex Rarău–Munții Bistriței, caracterizat prin existența a două etaje climatice, dintre care ne interesează cel al munților mijlocii și scunzi (sub 1700 m altitudine). Principalele trăsături îi sunt conferite de etajarea climatică, modificarea concentrică a caracteristicilor climatice în conformitate cu altitudinea, ponderea suprafețelor având diferite expoziții, gradul de relativă izolare în fața circulației generale a atmosferei etc.

Toate particularitățile climatice sunt indisolubil legate de manifestarea celorlalți factori fizico–geografici, cu implicații directe asupra reliefului și hidrografiei, dar și în ceea ce privește repartiția vegetației și evoluția solurilor.

4.1. ISTORICUL CERCETĂRILOR CLIMATICE

Asupra zonei studiate există un fond de date climatice satisfăcător, datorită celor două stații meteorologice (Rarău și Câmpulung Moldovenesc), a altor două situate în zona montană învecinată (Vatra Dornei și Poiana Stampei) și Cârlibaba (actual desființată, cu un șir foarte scurt de observații), precum și a unor posturi pluviometrice.

Bibliografia climatică cu referințe exclusive asupra zonei este însă relativ redusă. În primul rând trebuie menționate lucrările de extensie, elaborate de către I. M. H. la nivelul întregii țări: *Atlasul climatologic al R. P. R.* (1949–1954), *Clima R. P. R.*, vol. I și II (1961–1962), lucrare reeditată în anul 1966, însoțită de *Atlasul climatologic* (1965), plus hărțile din *Atlasul geografic al României* (1979) referitoare la unele elemente și fenomene climatice.

De un real folos ne-au fost unele lucrări cu sintetizarea informației la nivelul întregii țări sau numai pentru partea estică a României, elaborate de: *I. Gugiuman, Gh. Pleșca, Elena Erhan, I. Stănescu* (1960), în legătură cu regionarea climatică; *I. Donisă, Elena Erhan* (1974), în probleme de climatologie generală; *D. Țîștea* (1961), cu referiri asupra radiației solare; *I. Gugiuman, Eugenia Petraș* (1963), *I. Donisă, G. Davidescu* (1972), care tratează temperatura aerului; *I. Gugiuman* (1970), despre durata de strălucire a soarelui; *Octavia Bogdan* și colab. (1987), referitoare la probleme ale topoclimatologiei; *Gh. Neamu* și colab. (1970), cu privire la altitudinea nivelului maximului pluviometric în Carpați; *Gh. Bâzâc* (1983) care se oprește asupra rolului reliefului în modificarea parametrilor climatici; *L. Apostol, I. Pîrvulescu* (1986), despre precipitațiile pe flancul extern al Carpaților Orientali; *M. Apăvăloaei, L. Apostol* (1988), în legătură cu inversiunile termice în Carpații Orientali; *Colette Ileana Iliescu* (1989), privind studiul orajelor; *L. Apostol* (1989), cu accent pe anomaliile termice etc.

Considerații asupra principalelor elemente climatice din unele zone învecinate au fost publicate de către: *M. Apăvăloaei, N. Barbu* (1975), privind

precipitațiile atmosferice în partea de nord a Carpaților Orientali; *L. Apostol, M. Apăvăloaei* (1984), cu privire la precipitațiile atmosferice în Depresiunea Dornelor; *M. Apăvăloaei, L. Apostol* (1984), în legătură cu inversiunile termice în Depresiunea Dornelor; *L. Apostol, I. Pârvulescu* (1985), despre precipitațiile atmosferice din Obcinele Bucovinei etc.

Un loc aparte îl ocupă contribuțiile unor autori ieșeni privind studiul climei din Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, îndeosebi cele ale *Elenei Erhan* (1980, 1981, 1990), referitoare la prezența inversiunilor de temperatură, particularitățile climatice și parametrii meteorologici de importanță practică.

Între lucrările de climatologie referitoare exclusiv la Masivul Rarău, menționăm: *L. Apostol, C. Rusu* (1990), privind temperatura aerului; *L. Apostol, C. Rusu* (1990), referitor la precipitațiile atmosferice în Masivul Rarău; *L. Apostol, C. Rusu* (1991), asupra caracteristicilor higrometrice ale aerului în Masivul Rarău; *C. Rusu, L. Apostol* (1991) despre caracteristicile vântului și posibilitățile de utilizare a energiei eoliene; *C. Rusu* și *L. Apostol* (1992), în legătură cu procesele și fenomenele meteorologice.

4.2. METODOLOGIA DE CERCETARE

Pentru analiza caracteristicilor principalelor elemente și fenomene climatice s-au folosit datele de la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc, care a luat ființă în anul 1934, Rarău, cu funcționare din 1953, Poiana Stampei (din anul 1953), Cârlibaba, care a existat doar între anii 1951–1954 și Vatra Dornei, care datează de la sfârșitul secolului trecut dar a funcționat doar sporadic, ultima reînființare, cu program complet de observații, fiind consemnată în 1987. În plus, pentru caracterizarea pluviometrică au fost utilizate și datele de la 17 posturi pluviometrice situate în zonă sau în vecinătate, între altitudinile de 490 și 980 m. (fig. 8).

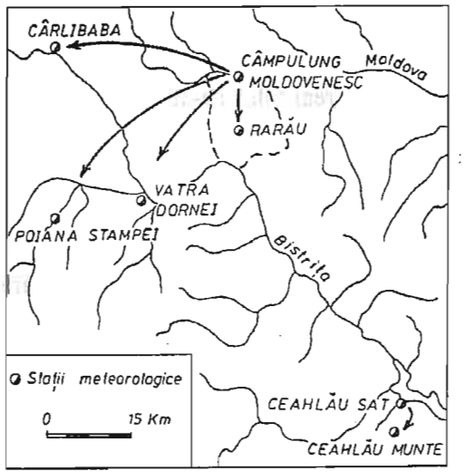


Fig. 8. Masivul Rarău. Rețeaua meteorologică utilizată.

Dificultățile în prelucrarea statistică și interpretarea datelor climatice au constat în faptul că, la fel ca și în celelalte regiuni montane, zona joasă este bine acoperită de rețeaua meteorologică, în timp ce în ecartul 750–1536 m există doar stația meteorologică

Rarău, la 1536 m altitudine. Situația este totuși favorabilă, comparativ cu alte masive muntoase, deși fostul amplasament al stației crează unele greutăți în generalizarea datelor medii pentru acest nivel altitudinal.

Pentru temperatura medie a aerului, cantitatea anuală de precipitații, numărul de zile cu precipitații mai mari sau egale cu 0,1 mm și cantitățile maxime în 24 ore, s-a utilizat întregul șir de date existente. Avându-se în vedere că prin reorganizarea rețelei meteorologice din anul 1960, din anul 1961 s-a trecut la programul cu 4 observații climatice (1, 7, 13, 19), mediile zilnice, lunare și anuale anterioare fiind stabilite prin calcul din 3 observații, cât și datorită faptului că șirurile de date anterioare anului 1961 nu sunt foarte lungi, s-a folosit pentru analiza celorlalte elemente, exceptând temperatura medie și precipitațiile, perioada 1961–1985, iar în anumite situații intervalul 1961–1987.

Șirurile de date, pentru a fi comparabile cu valorile înregistrate la nivelul întregii țări, au fost aduse la o perioadă lungă (1896–1985), prin metoda corelației și diferențelor în cazul temperaturilor medii și prin metoda corelației și izoprocentelor în cel al precipitațiilor. Metoda a fost frecvent valorificată în cazul precipitațiilor atmosferice, cele 21 de stații meteorologice și posturi pluviometrice utilizate fiind *aduse* la o perioadă comună. Cu datele brute sau prelucrate în modul enunțat, au fost calculate medii pentru diferite intervale: luni, semestre și anual, ca și selecții în cazul valorilor maxime și minime absolute.

Reprezentările cartografice au fost realizate cu ajutorul graficelor de distribuție a valorilor elementelor climatice în funcție de altitudine. După gruparea în plan a punctelor, reprezentând stațiile meteorologice și posturile pluviometrice, s-a trasat matematic curba de dependență, dreapta ($y=ax+b$) și parabola ($y=ax^2+bx+c$).

Caracteristicile fizico-geografice ale poziției stațiilor meteorologice utilizate în prezenta lucrare sunt redate în tabelul 5. Din acest tabel rezultă și faptul că diferența maximă de latitudine dintre stații este doar 15', valoare ce nu își pune amprenta prin schimbarea caracteristicilor termice produse de radiație în funcție de extensia latitudinală. Aceasta nu constituie un factor modificator al unor valori climatice pe un spațiu atât de restrâns latitudinal ca cel studiat.

Tabelul 5

Amplasarea geografică a stațiilor meteorologice din Masivul Rarău și zona limitrofă

Stația	Altit. (m)	Latit.	Longit.	Poziția fizico-geografică
Câmpulung Moldovenesc	660	47°32'	25°34'	Valea Moldovei
Vatra Dornei	802	47°20'	25°21'	Depresiunea Dornelor
Poiana Stampei	915	47°19'	25°07'	Depresiunea Dornelor
Cârlibaba	930	47°34'	25°08'	Valea Bistriței Aurii
Rarău	1536	47°27'	25°27'	Vârful Rarău–versant nordic

4.3. FACTORII GENETICI AI CLIMEI

Variabilitatea valorilor parametrilor climatici este rezultatul interacțiunii complexe a factorilor climatogeni: radiația solară, circulația generală a atmosferei și caracteristicile suprafeței subiacente active.

4.3.1. Radiația solară

În zona montană a țării noastre nu există stații meteorologice cu șiruri reprezentative de date actinometrice, toate stațiile de acest tip funcționând în zone de câmpie și de deal. Datorită acestui fapt, caracteristicile radiației solare în Masivul Rarău vor fi expuse sumar, pe baza materialelor existente, care, pentru unii parametri oferă date indirecte, rezultate din calcule sau estimări. Orientativ, s-au utilizat date de la Stația actinometrică Iași, cea mai apropiată, dar care prin diferența de altitudine, nu poate oferi comparații precise. Au fost folosite și date din campanii expediționare efectuate în zona montană cu altitudini mari și medii sau extrase din literatura de specialitate.

Radiația solară directă este maximă la ora 12, în luna iunie și minimă în luna decembrie, la apusul și răsăritul soarelui. Datorită unghiului razelor solare, în decembrie, la ora 12, o suprafață orizontală primește doar 15% din cantitatea de radiație directă înregistrată de suprafața perpendiculară pe razele soarelui. Versantul sudic primește pe timpul iernii o cantitate incomparabil mai mare decât versantul nordic. În zonele montane înalte (Vârful Omu, Ceahlău–Toaca), în zilele senine de toamnă, la ora 12, radiația directă maximă depășește uneori 1,5 cal/cm²/minut, valoare mult mai mare decât cele maxime înregistrate la nivelul întregului an, în zonele joase (*Geografia României*, vol. I, 1983).

Radiația solară difuză depinde de unghiul de înălțime a Soarelui deasupra orizontului, de opacitatea atmosferei și de nebulozitate. În cursul anului, radiația difuză variază de la cca. 0,02 cal/cm²/minut în diminețile de la sfârșitul iernii, la 0,44 cal/cm²/minut, în amiezile de la sfârșitul primăverii și începutul verii. În cazul stratelor compacte de nori, radiația difuză atinge 10–15% din radiația posibilă în situația de cer senin, în decembrie și 40–45%, în iunie–iulie. În general, comparativ cu regiunile de câmpie și deal, radiația difuză este mai crescută, iarna depășind 65% din suma radiației directe și radiației difuze.

Radiația globală înregistrează minima dimineața (0,03 cal/cm²/min iarna și 0,23 cal/cm²/min vara) iar maxima vara, la amiază (cca. 1,0 cal/cm²/min.) (*Geografia României*, vol. I, 1983).

Valoarea medie multianuală se situează la sub 105 kcal/cm²/an, din care circa 80 kcal/cm² în semestrul cald (IV–IX), (*Atlas R. S. R.*, 1972–1979; *O. Neacșa, Viorica Susan*, 1984). Radiația solară globală crește spre partea mediană până la cca. 110 kcal/cm²/an, între 1200–1400 m, pentru a scădea apoi ușor spre vârful masivului, la circa 107 kcal/cm²/an (*O. Neacșa, Viorica Susan*, 1984). Valorile

medii lunare cele mai ridicate se înregistrează în iulie (12,5–14,5 kcal/cm²/lună), iar cele mai scăzute în decembrie (2–3 kcal/cm²/lună).

Radiația solară globală asigură o cantitate de energie solară de circa 120,0 kwh/m², față de circa 145,0 kwh/m², în zonele joase din sudul țării.

Radiația reflectată este dependentă de albedo-ul suprafeței active. Pădurile de conifere, majoritare în teritoriul studiat, înregistrează un albedo mediu de 10–18%, iar pășunile și fânețele 19–20%. În sezonul rece, stratul de zăpadă poate acoperi total suprafața activă a pășunilor și fânețelor și, parțial, prin depuneri fragmentare, suprafața activă constituită de coronamentele speciilor de conifere. Stratul de zăpadă prezintă albedo-ul de 80–90% pentru zăpada proaspătă și coboară la circa 60% în cazul zăpezii vechi sau chiar la 40% în situația zăpezii vechi și murdare.

În consecință, radiația absorbită de către suprafața terestră variază între 30%, în medie, pentru strat de zăpadă, în ianuarie și 80–90% în cazul suprafețelor înierbate și a pădurilor de conifere, în iunie.

Bilanțul radiativ este negativ pe timpul nopții, pe tot parcursul anului.

4.3.2. Circulația generală a atmosferei

Întrucît circulația aerului în stratele inferioare ale atmosferei prezintă caracteristici oarecum omogene pe suprafețe foarte întinse, particularitățile circulației generale ale atmosferei în zona Masivului Rarău, coincid în linii mari cu cele înregistrate la nivelul întregii țări.

În atmosfera înaltă, liniile de curent sunt orientate deasupra teritoriului țării noastre pe direcția vest–est, coincizând cu direcția generală din emisfera nordică, la aceste latitudini.

Vremea și clima României sunt sub influența directă a patru tipuri principale de circulație atmosferică (*N. Topor, C. Stoica*, 1965).

Ponderea principală o deține *circulația vestică*, cu frecvența de 45% din totalul cazurilor, ceea ce influențează predominat tipul climatic. În toate anotimpurile, acest tip de circulație deține ponderea principală. Atunci când este prezent, determină ierni blânde și umede, iar în celelalte anotimpuri provoacă variabilitatea vremii și un grad accentuat de instabilitate.

Circulația polară este prezentă în 30% din numărul de cazuri, cu direcția de penetrație pe teritoriul țării noastre dinspre nord–vest, antrenând mase de aer maritim polar de la latitudini mai ridicate decât în cazul circulației vestice, ceea ce determină scăderi de temperatură, creșterea nebulozității și precipitații, în general, sub formă de averse. Uneori, în cazul acestui tip de circulație, aerul pătrunde în țară din direcția nord, provocând scăderi accentuate ale temperaturii primăvara, vara, toamna și temperaturi foarte scăzute iarna, însoțite de căderi abundente de zăpadă și viteze foarte mari ale vântului.

Circulația tropicală se manifestă în 15% din cazuri, asigurând transportul spre țara noastră de aer tropical umed dinspre Marea Mediterană (sud–vest), producând încălziri și precipitații bogate în semestrul rece, vreme instabilă cu

averse şi descărcări electrice în semestrul cald; iar dinspre Asia Mică, prin invazia maselor de aer tropical uscat provoacă încălziri accentuate şi secetă.

Circulaţia de blocare, prezentă în 10% din numărul de cazuri, se produce în situaţiile unui regim de presiune atmosferică ridicată în centrul şi sud–estul Europei, care deviază spre nord perturbaţiile ciclonice din Atlantic. Determină vreme senină, călduroasă şi secetoasă în semestrul cald, vreme închisă şi umedă, dar cu precipitaţii slabe, în semestrul rece.

Din analiza hărţilor principalelor tipuri de circulaţie a atmosferei, rezultă pentru partea nordică a ţării, în care se află situat Masivul Rarău, ponderi uşor crescute ale tipurilor de circulaţie vestică şi polară faţă de situaţia de la nivelul ţării.

Aceste tipuri de circulaţie au mai multe variante, în funcţie de poziţia şi intensitatea principalelor sisteme barice. Frecvenţa cea mai mare, prin incidenţa lor asupra teritoriului studiat, o au: anticiclonul azoric, ciclonul islandez, anticiclonul ruso–siberian şi ciclonii mediteraneeni, iar cu frecvenţă mai redusă, anticiclonul groenlandez, anticiclonul scandinav, anticiclonul nord–african şi ciclonul arab.

4.3.3. Suprafaţa subiacentă activă

În zona studiată, particularităţile caracteristicilor suprafeţei active determină o mare complexitate şi variaţie a proceselor climatice generate şi influenţate de către ele. Trăsăturile predominante ale acestor modificări sunt date de către caracteristicile reliefului.

Orientarea pe direcţia nord–sud a lanţului Carpaţilor Orientali se exprimă evident prin rolul de obstacol în faţa circulaţiei ciclonice dinspre vest, cât şi de baraj în înaintarea spre vest a câmpurilor barice anticiclonale şi a formaţiilor ciclonale cu caracter retrograd. Situarea Masivului Rarău în zona mediană a lanţului carpatic, face ca unele din caracteristicile maselor de aer de origine vestică să fie diminuate, iar instalarea unor mase de aer specifice estului continentului să aibă o frecvenţă scăzută.

Panta şi expoziţia versanţilor determină neuniformitatea cantităţilor de energie solară primită de către diferite suprafeţe, deci un grad diferit de încălzire. Expoziţia predominantă este nordul, partea dinspre valea Moldovei fiind mult extinsă faţă de latura sudică, iar panta generală este mai accentuată pentru versantul sudic (circa 14%), faţă de clina nordică (circa 12%). În aceste condiţii, în raport de insolaţia produsă asupra unui teren orizontal, versantul sudic se încadrează în categoria de teren însorit, primind circa 91–100% din insolaţia posibilă, iar versantul nordic apare ca semiînsorit, primind circa 51–70% din insolaţia pe care o primeşte suprafaţa orizontală. Normal, aceste diferenţe se vor exprima şi într-un grad diferit de încălzire (*C. Chiriţă* şi colab., 1977). Versanţii vestici, primind radiaţia solară directă la ore mai târzii decât versanţii estici, sunt mai expuşi depunerilor de rouă şi brumă.

Rolul important ce revine altitudinii se caracterizează prin zonalitatea verticală a tuturor proceselor şi fenomenelor climatice. Astfel, temperatura medie

anuală scade cu altitudinea după un gradient termic vertical de 0,5–0,7°C/100 m, umezeala relativă medie anuală se ridică cu 1–1,5%/100 m, nebulozitatea medie anuală sporeşte cu circa 0,1 zecimi/100 m etc., toate acestea exprimându-se diferenţiat, în funcţie de expoziţia versanţilor, pantă, tipul de vegetaţie ş.a. (*Geografia României*, vol. I., 1983).

În întregul său, faţă de zonele înconjurătoare, masivul Rarău se detaşează ca o formă dominantă de relief, fiind mai bine expus circulaţiei atmosferice, cu viteze mai mari ale vântului şi o etajare climatică evidentă.

Zonele joase, formate din cele două culoare de vale, ale Bistriţei şi Moldovei, se caracterizează prin pendularea circulaţiei de munte–vale, frecvente inversiuni termice de mare intensitate şi canalizarea maselor de aer în lungul văilor importante.

Vegetaţia, constituită în principal din păduri de conifere, se impune ca o a doua suprafaţă activă pe tot parcursul anului, caracterizată printr-un albedo scăzut, umezeală relativă mai ridicată, emisă spre straturile inferioare ale atmosferei prin evapotranspiraţie, turbulenţe şi scăderi ale vitezei curenţilor de aer. Suprafeţele cu fâneţe şi păşuni au albedo-ul scăzut pe timpul primăverii, verii şi toamnei, fiind acoperite cu strat de zăpadă iarna. Acestea sunt mai extinse spre valea Moldovei. Localităţile rurale Pojorâta şi Chiril, cât şi oraşul Câmpulung Moldovenesc, impun unele scăderi ale vitezei vântului, turbulenţă, modificări de albedou etc.

4.4. CARACTERIZAREA PRINCIPALELOR ELEMENTE ŞI FENOMENE CLIMATICE

Altitudinea masivului este cuprinsă între 600 m (pe valea Moldovei) şi 1651 m (Vârful Rarău). Principalele trăsături specifice constau în deschiderea spre est a părţii nordice, pe direcţia culoarului Moldovei, unde pătrund masele de aer continental, calde vara şi reci iarna, precum şi deschiderea relativă spre vest, pe valea Bistriţei, unde se canalizează masele de aer maritim umed dar, în general, reci, datorită caracteristicilor căpătate la traversarea lanţului carpatic. În valea Bistriţei se resimte influenţa inversiunilor termice cu durată, intensitate şi frecvenţă sporite dinspre Depresiunea Dornelor, precum şi efectul scurgerilor de aer rece de pe pantele zonelor montane înalte învecinate (Rarău, Giumalău, Pietrosul Bistriţei).

4.4.1. Temperatura aerului

Pentru stabilirea mediilor lunare şi anuale ale temperaturii aerului s-au folosit date de la un număr de 7 staţii meteorologice amplasate în arealul studiat sau în jumătatea nordică a flancului extern al Carpaţilor Orientali (tabelul 6).

Tabelul 6

Poziția geografică a stațiilor meteorologice din Masivul Rarău și zona înconjurătoare, temperaturile medii ale lunilor ianuarie și iulie, temperaturile medii anuale, perioadele de observații

Nr. crt.	Stația meteorologică	Altit. (m)	Latit.	Longit	Temperatura medie (°C)			Perioada de observații
					ian.	iul.	anuală	
1.	Ceahlău Sat	552	47°02'	25°26'	-4,6	17,0	6,9	1948–1987
2.	Câmpulung M.	660	47°32'	25°34'	-5,2	16,5	6,4	1934, 1936–1987
3.	Vatra Dornei	802	47°20'	25°21'	-6,8	15,4	5,0	1909,1910,1914,1915, 1938,1946–1954
4.	Poiana Stampei	915	47°19'	25°07'	-7,5	14,1	4,1	1955–1987
5.	Cârlibaba	930	47°37'	25°08'	-7,5	14,1	4,2	1951–1954
6.	Ceahlău Munte	1241	46°59'	25°58'	-5,6	13,7	4,3	1956–1969
7.	Rarău	1536	47°27'	25°27'	-7,4	11,4	2,2	1953–1987

Pentru reprezentativitatea temperaturilor medii de la o stație meteorologică, trebuie ca aceasta să dețină o serie de observații de cel puțin 50 ani, (*I. Marin*, 1986). Întrucât distanța dintre unele stații meteorologice utilizate este mare, iar condițiile climatogenetice total diferite, grupajele de ani cu observații paralele de la stații nu sunt suficient de lungi, în afară de Câmpulung Moldovenesc, pentru care deținem un șir de date pe 53 de ani. De aceea, s-a inclus ca stație de bază și Ceahlău Sat, cu un șir de date de 40 de ani. Datele de la celelalte stații meteorologice folosite au fost prelungite la perioada standard (1896–1987) prin metoda corelației și diferențelor, după stațiile de bază, conform schemei prezentate în fig. 8. Diferențele produse de latitudine în distribuția temperaturilor medii sunt minime, de exemplu, pentru media anuală, între extremitățile nordică și sudică ale Masivului Rarău, pentru o diferență de 7' latitudine, se poate înregistra o diferență de temperatură de circa 0,1°C. Teoretic, pentru panta medie de 15%, prezentă pe profilul nord–sud, între valea Moldovei, Vârful Rarău și valea Bistriței, rezultă o diferență a temperaturii medii anuale între versantul nordic și cel sudic de circa 1,5°C. Această valoare se corectează prin înmulțirea cu un coeficient de corecție pentru altitudine (la o înălțime medie a versantului de 1000 m valoarea este 0,3), cu cel pentru poziția pe versant (la jumătatea versantului valoarea coeficientului este de 1,0). În cazul unui mijloc de versant rezultă o diferență între expoziția sudică și cea nordică de 0,4–0,5°C (*C. Chiriță* și colab., 1977).

În reprezentările grafice s-a ținut seama de aceste considerații, intervenind puternic însă perturbațiile produse de influența circulației atmosferice, diferită pe cei doi versanți. Pentru calculul distribuției în altitudine a valorilor temperaturii medii ale lunilor caracteristice, ianuarie și iulie, precum și a temperaturilor medii anuale, s-au folosit datele prezentate în tabelul 7, prelucrate cu ajutorul ecuației parabolei: $y=a+bx+cx^2$.

Tabelul 7

Valorile medii lunare și anuale ale temperaturii aerului și amplitudinea medie (°C)

Stația meteo	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An.	Amplit.
C.M.	-5,2	-3,1	0,8	6,4	11,9	15,1	16,5	15,7	12,1	6,7	2,0	-2,2	6,4	21,7
R.	-7,4	-7,1	-3,9	1,0	6,5	9,8	11,4	11,2	7,9	3,6	-1,2	-5,0	2,2	18,8

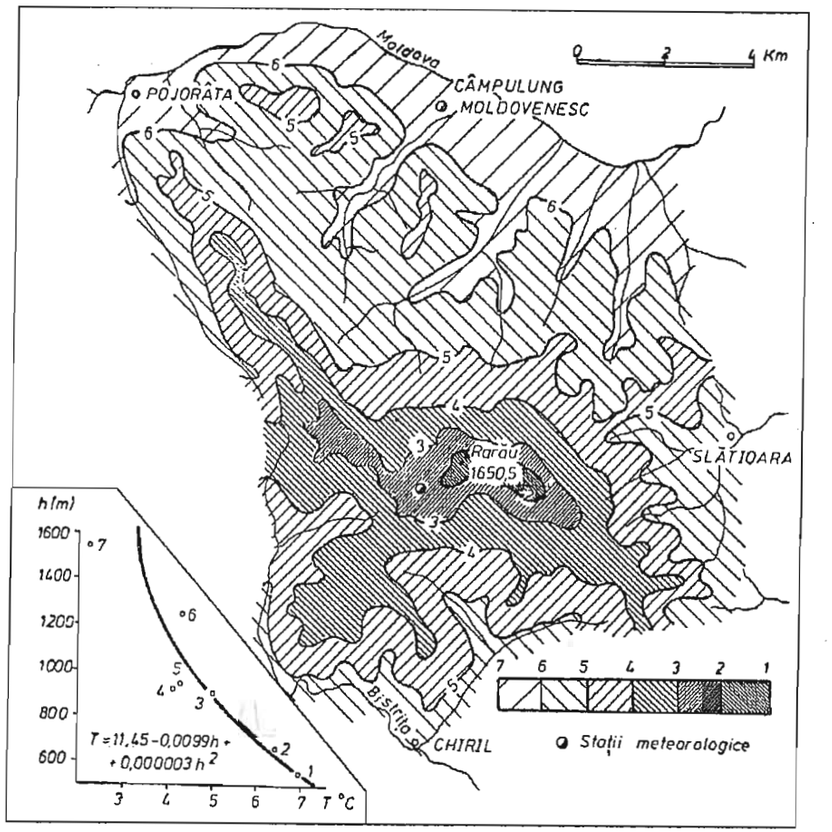


Fig. 9. Masivul Rarău. Distribuția temperaturii medii anuale.

Media anuală a temperaturii aerului variază între 6,4°C la Câmpulung Moldovenesc și 2,2°C la Rarău (tabelul 7 și fig. 9). Distribuția în teritoriu evidențiază temperaturi medii ceva mai scăzute pe valea Bistriței, ca efect al inversiunilor termice și al scurgerilor de aer rece de pe pantele zonelor limitrofe înalte (Rarău, Giumalău și Pietrosul Rodnei). Valorile medii cele mai mari se situează între 3,2°C la Rarău și 7,4°C la Câmpulung Moldovenesc, iar mediile

anuale cele mai scăzute, între 5,0°C la Câmpulung Moldovenesc şi 0,6°C la Rarău (tabelul 8).

Tabelul 8

Temperatura aerului (°C). Cea mai mare (M) şi cea mai mică (m) medie lunară şi anuală, diferenţa dintre ele (D) la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc şi Rarău (1934–1987), respectiv perioada (1953–1987)

Luna	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An.
Câmpulung Moldovenesc													
M	0,8	3,2	8,3	11,3	18,7	17,8	19,8	18,4	15,4	10,4	6,1	2,3	7,4
m	-12,0	-11,6	-4,1	2,8	9,2	12,4	14,9	11,8	6,5	2,2	-3,3	-7,0	5,0
D	12,8	14,8	12,4	8,5	9,5	5,4	4,9	6,6	8,9	8,2	9,4	9,3	2,4
Rarău													
M	-2,8	-1,6	-0,2	4,6	10,0	13,3	14,3	14,0	11,7	7,9	2,4	0,4	3,2
M	-13,6	-14,0	-9,3	-3,1	3,4	7,5	9,0	7,7	3,9	-0,4	-6,8	7,6	0,6
D	10,8	12,4	9,1	7,7	6,6	5,8	5,3	6,3	7,8	8,3	9,2	8,0	2,6

Valorile medii anuale sunt prezentate şi în fig. 10. Mediile glisante efectuate pe intervale de 5 ani, pentru perioada 1950–1987, relevă cicluri de 6–9 ani (fig. 11).

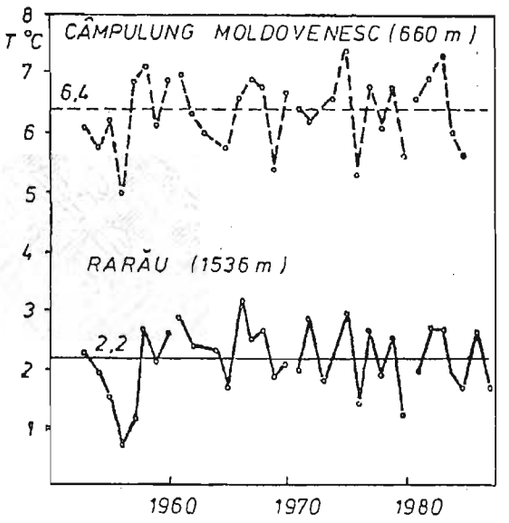


Fig. 10. Variaţia temperaturilor medii anuale.

Temperatura medie a lunii ianuarie prezintă mari deosebiri între părtea nordică şi cea sudică (fig. 12). Diferenţa maximă de temperatură dintre cei doi versanţi atinge la altitudinea de 1000 m aproape 2°C. Multianual, mediile lunii ianuarie variază între +0,8°C şi -12,0°C la Câmpulung Moldovenesc, respectiv între -2,8°C şi -13,6°C la Rarău, variaţii cauzate de către situaţii sinoptice deosebite, aportul termic transmis în teritoriu de către circulaţia atmosferică fiind maxim în această lună.

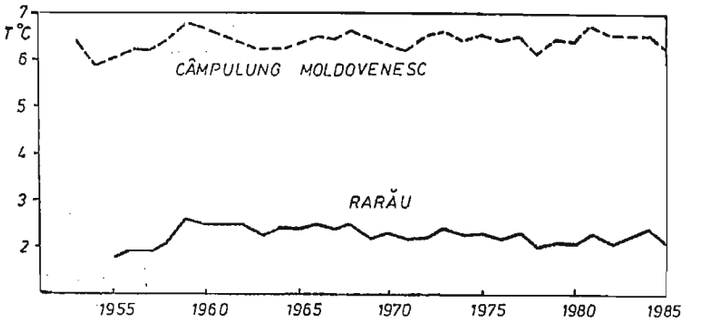


Fig. 11. Variaţia mediilor glisante (intervale de 5 ani) ale temperaturilor medii.

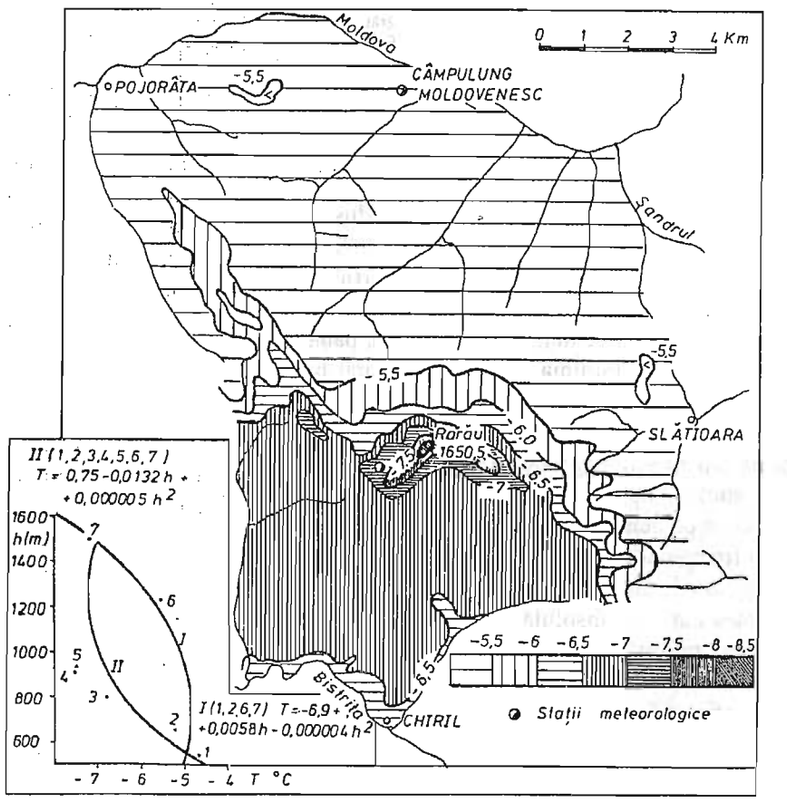


Fig. 12. Masivul Rarău. Distribuţia temperaturii medii a lunii ianuarie (1896–1987).

Temperatura medie a lunii iulie se prezintă aproape constant pe cele două părţi (nordică şi sudică), slaba dispersie a punctelor din grafic demonstrează

unitatea condițiilor climatogenetice, factorul principal modificator rămânând altitudinea (fig. 13). De altfel, luna iulie este constantă și în ceea ce privește variația multianuală a mediilor, cu ecartul cel mai mic între valorile minime și maxime (4,9°C la Câmpulung Moldovenesc și 5,3°C la Rarău), reliefând rolul determinant al radiației solare în bilanțul termic al zonei în această lună.

Tabelul 9

Mediile extremelor zilnice, maxima(M) și minima(m) la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (1961–1985) și Rarău (1961–1987) (°C)

L	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An.
Câmpulung Moldovenesc													
M	0,1	2,7	7,4	13,3	18,8	22,0	23,1	23,2	20,1	14,7	7,6	2,3	12,9
m	-9,6	-7,7	-3,7	1,2	6,0	8,9	10,4	9,7	6,5	2,0	-1,9	-6,4	1,3
Rarău													
M	-4,1	-3,1	0,6	5,7	11,2	14,5	16,0	15,9	13,0	7,8	2,2	-2,3	6,5
m	-10,3	-9,9	-7,0	-1,8	3,5	6,4	7,9	7,8	4,9	0,6	-3,7	-8,0	-0,8

Amplitudinea termică medie lunară are cele mai mari valori în lunile de iarnă (la ambele stații), cu un maxim în luna februarie (12,4°C la Rarău, 14,8°C la Câmpulung Moldovenesc), iar cele mai reduse se înregistrează vara, cu un minim în iulie. Amplitudinile maxime absolute lunare corespund intervalului de la sfârșitul iernii și începutul primăverii, martie fiind luna cu cele mai mari variații termice (43,0°C la Rarău, 48,6°C la Câmpulung Moldovenesc). În anotimpul de vară oscilațiile termice lunare se atenuează, până la valori de sub 35°C.

Temperatura minimă absolută a coborât la Câmpulung Moldovenesc până la -31,6°C (07.01.1954), în același an când s-a înregistrat și maxima absolută de 36,0°C. La Rarău, minima absolută a fost de -28,4°C (în ianuarie), iar maxima absolută s-a produs în iulie (29,0°C). Din cele expuse rezultă că la Câmpulung Moldovenesc amplitudinea termică absolută a fost de 67,6°C, față de 57,4°C la Rarău, ceea ce denotă un mai pronunțat grad de continentalism pe valea Moldovei, cât și o frecvență ridicată a inversiunilor termice. Maximele și minimele absolute, lunare și anuale ale temperaturii aerului sunt prezentate în tabelul 10.

Dacă maxima absolută este cu 7,0°C mai mare în zona joasă, minima cea mai scăzută se produce la Câmpulung Moldovenesc, datorită inversiunilor termice. Variația minimelor și maximelor absolute la cele două stații meteorologice este redată grafic în fig. 15.

Ecarturile dintre cea mai mare și cea mai mică medie lunară sunt pentru aproape toate situațiile mai mari la Câmpulung Moldovenesc, ceea ce denotă un grad de continentalism mai pronunțat în culoarul Moldovei, în timp ce ecartul maxim între mediile anuale se produce în zona înaltă, reflectând receptarea mai bună a tendințelor generale imprimate de către circulația atmosferică (tabelul 8, fig. 14).

Tabelul 10

Maximele absolute (M) și minimele absolute (m) la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (1953–1985) și Rarău (1953–1987), (°C)

L	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Câmpulung Moldovenesc												
M	13,7	17,2	24,6	27,2	31,2	33,4	35,0	36,0	32,5	28,2	20,9	15,5
m	-31,6	-29,6	-24,0	-11,2	-4,8	-0,6	2,5	0,4	-5,6	-9,5	-19,4	-24,5
Rarău												
M	10,0	11,0	15,3	19,1	23,8	27,0	29,0	28,6	24,8	19,8	16,5	10,1
m	-28,4	-27,4	-27,7	-15,0	-8,6	4,8	0,1	0,7	-7,4	-12,8	-20,3	-21,6

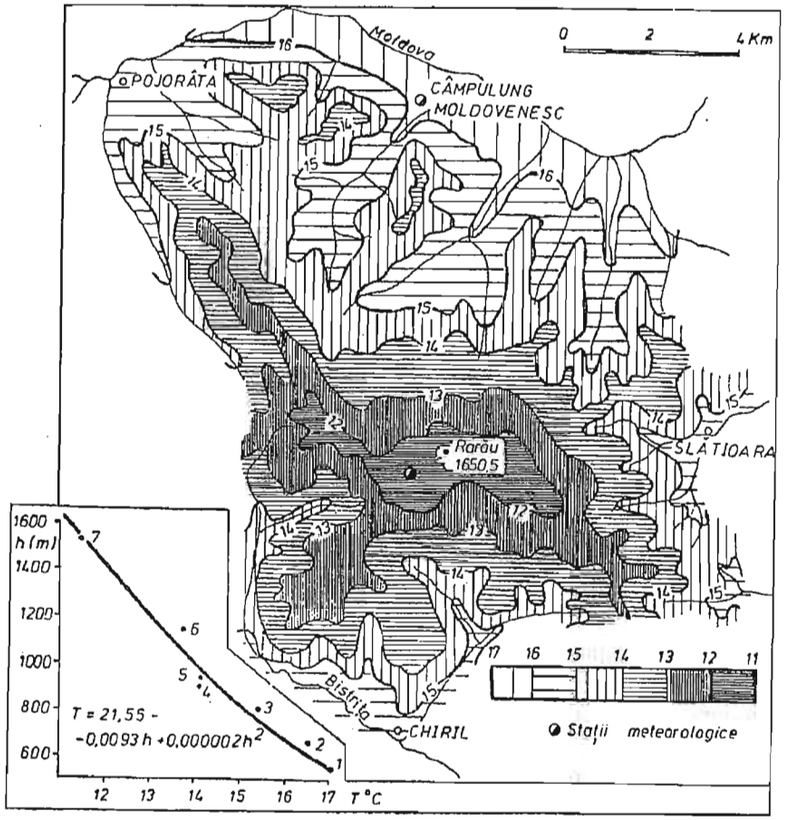


Fig. 13. Masivul Rarău. Distribuția temperaturilor medii ale lunii iulie (1896–1987).

Media maximelor zilnice relevă frecvența mai ridicată de producere a acestora în zona joasă (tabelul 9), în timp ce pentru media minimelor, ecartul dintre valorile anuale de la cele două stații este mic (2,1°C), cu diferența minimă în ianuarie (0,3°C).

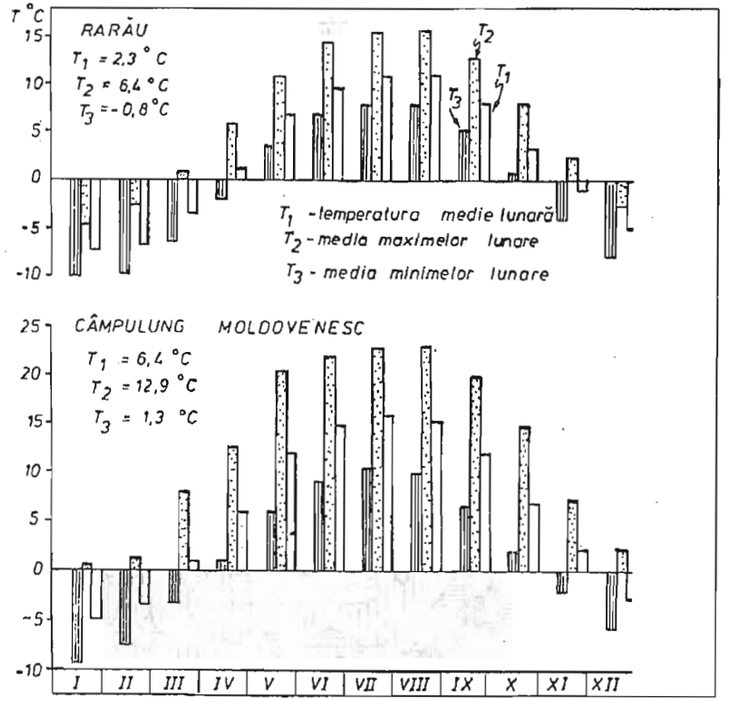


Fig. 14. Caracteristici ale temperaturii aerului (1961–1985).

Numărul anual de zile cu diferite temperaturi este redat în tabelul 11.

Ca efect al circulației de munte–vale și datorită inversiunilor termice se înregistrează temperaturi mai scăzute la Rarău decât la Câmpulung Moldovenesc cu doar 2,6°C la ora 1 și 2,5°C la ora 7, în ianuarie această diferență fiind minimă (0,9°C). Încălzirea puternică a zonelor joase pe timpul zilei și al verii este reflectată de valorile medii de la orele 13 și 19, ajungând ca la aceste ore, în timpul verii, la Câmpulung Moldovenesc să fie mai cald decât la Rarău cu 6–7°C (tabelul 12).

Fenomene caracteristice formelor negative de relief, în special depresiunilor și celor două culoare de vale, inversiunile termice au o frecvență, durată și intensitate mare. Posibilitatea de producere a inversiunilor termice în sezonul rece este reliefată și de gradienții termici verticali mai scăzuți de 0,4°C/100 m (fig. 16). Pentru valea Bistriței, flancată de mari înălțimi situate la distanțe reduse de firul văii, cu scurgeri de aer rece pe pante și aflux de aer rece dinspre Depresiunea Dornelor, inversiunile termice sunt cu mult mai frecvente, de durată și intense,

decât cele de pe valea Moldovei. În valea Bistriței, frecvența medie anuală a inversiunilor termice este de circa 20%, intensitatea lor situându-se în general la medii de 0,1–4,0°C. Iarna frecvența inversiunilor termice atinge în valea Bistriței 40% (în ianuarie) iar pe timpul toamnei în jur de 30%. Intensitățile medii sunt de peste 5°C în ianuarie și 4,5°C în octombrie. În sezonul rece, intensitatea medie a inversiunilor termice se situează în jur de 4°C.

Tabelul 11

Numărul de zile cu diferite caracteristici termice medii pentru perioadele 1961–1985 la stația meteorologică (C) Câmpulung Moldovenesc și 1961–1987 la Rarău (R)

L	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Temperaturi maxime ≤ -10°C(nopți geroase)													
C	14,2	9,3	3,6	0,0							1,8	8,0	36,9
R	14,9	12,6	8,4	0,6						0,3	3,7	9,8	50,3
Temperaturi maxime ≤ 0°C (zile de iarnă)													
C	14,1	8,8	3,8	0,1						0,1	2,5	9,5	38,9
R	24,3	20,1	14,0	4,9	0,3				0,2	2,6	10,4	20,3	97,1
Temperaturi minime < 0°C (zile cu îngheț)													
C	29,4	26,0	25,2	11,4	1,1				1,4	9,8	19,4	27,6	151,3
R	30,1	27,3	27,1	18,8	4,7	0,9		0,1	3,7	13,0	21,6	29,1	176,4
Temperatura maximă ≥ 25°C (zile de vară)													
C				0,6	3,2	7,8	10,7	10,8	5,0	0,4			38,5
R						0,2	0,5	0,4					1,1
Temperaturi maxime ≥ 30°C (zile tropicale)													
C					0,2	0,8	1,4	1,2	0,2	0,1			3,9

Tabel nr.12.

Temperaturile medii la orele 1, 7, 13 și 19 la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc și Rarău (1961–1984) (°C).

Luna	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An.
Ora 1													
C	-6,4	-4,7	-1,8	3,2	7,9	10,8	12,1	11,6	8,8	4,6	0,8	-3,9	3,6
R	-7,8	-7,4	-5,0	-0,2	4,9	8,0	8,8	9,3	6,6	2,5	-1,6	-5,7	1,0
Ora 7													
C	-7,3	-5,8	-2,4	3,3	9,5	13,1	14,0	12,6	8,5	3,6	0,0	-4,2	3,8
R	-7,9	-7,6	-5,1	-0,1	5,8	9,0	10,1	9,9	6,6	2,3	-1,6	-5,8	1,3
Ora 13													
C	-1,4	1,6	5,5	12,0	16,7	19,9	21,3	21,5	18,6	13,2	6,7	0,7	11,4
R	-5,6	-4,4	-0,9	3,9	9,2	12,5	13,7	13,8	11,2	6,3	0,6	-4,1	4,7
Ora 19													
C	-5,3	-2,5	0,8	7,6	13,0	16,1	17,5	16,6	12,4	6,8	2,4	-2,5	6,9
R	-7,5	-6,9	-3,9	1,3	6,8	10,0	11,3	10,9	7,7	3,2	-1,4	-5,6	2,2

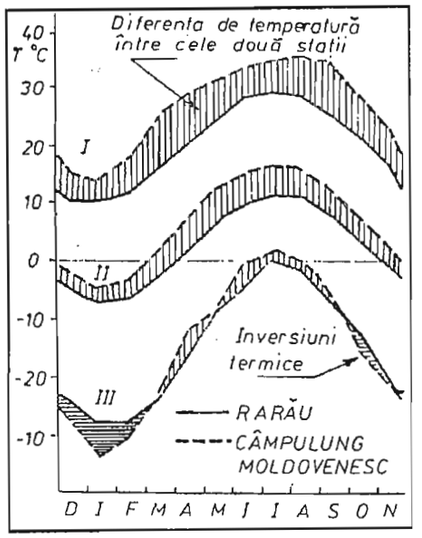


Fig. 15. Regimul anual al temperaturii aerului. I. temperatura maximă absolută (1935–1985); II Temperatura medie multianuală; III temperatura minimă absolută (1935–1985).

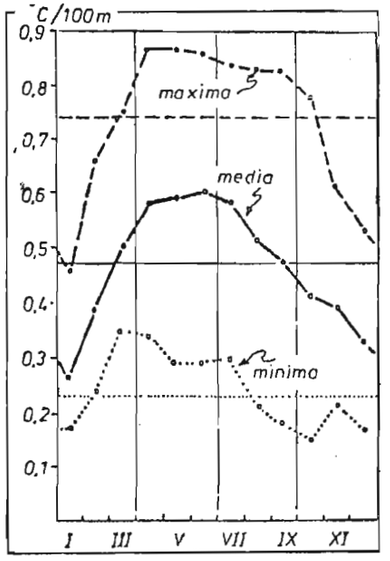


Fig. 16. Distribuția anuală a gradienților termici verticali (°C) în Masivul Rarău (1961–1985).

Suma anuală a temperaturilor medii zilnice ≥ 0°C variază de la 2700°C în zona joasă, la circa 1900°C în partea înaltă, cea a temperaturilor medii zilnice ≥ 5°C între 2400°C şi respectiv 1700°C, iar suma temperaturilor medii zilnice ≥ 10°C între 2000°C şi respectiv 1400°C (*Atlas R. S. R.*, 1972–1979).

Prima zi cu temperaturi medii ≥ 0°C se produce în medie în jurul datei de 15.III în zona joasă şi 1.IV la 1600 m; prima zi cu temperatura medie ≥ 5°C are loc în medie în jurul datei de 25.III în zona joasă şi 15.V la Rarău, iar în partea înaltă la 5.VI (*Atlas R. S. R.*, 1972–1979).

Intervalul cu temperaturi medii zilnice ≥ 0°C este cuprins între 250 zile spre periferia masivului şi 200 în partea înaltă, cel cu temperaturi medii zilnice ≥ 5°C între 200 şi respectiv 150 de zile, iar cel cu temperaturi medii zilnice ≥ 10°C între 150 de zile în baza reliefului şi 100 de zile în regiunea înaltă.

În concluzie, caracteristicile temperaturii aerului în Masivul Rarău exprimă acțiunea factorilor climatogeni, radiația solară, circulația atmosferei şi caracteristicile suprafeței active, individualizând acest teritoriu față de regiunile limitrofe.

4.4.2. Presiunea atmosferică

Din cauza încălzirii inegale a suprafeței terestre, presiunea exercitată de întreaga masă a atmosferei este repartizată neuniform, ceea ce constituie factorul genetic principal al mişcărilor aerului. De asemenea, dinamica formațiunilor barice influențează valorile presiunii de pe un anumit teritoriu. Datorită diminuării înălțimii coloanei de aer ce îşi exercită apăsarea, presiunea atmosferică scade direct proporțional cu altitudinea (circa 11,2 mb la 100 m).

Ținând cont de inegalitatea încălzirii suprafeței active, poziția şi deplasarea formațiunilor barice, scăderea în altitudine (gradient baric 11,2 mb/100 m), valorile medii ale presiunii atmosferice în zona studiată sunt redate în tabelul de mai jos:

Tabelul 13

Valorile medii ale presiunii atmosferice (mb) la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc şi Rarău (1961–1985)

Luna	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Moldovenesc													
	939,3	938,3	938,1	936,8	938,7	939,1	939,7	940,8	924,2	943,1	940,2	938,7	939,1
Rarău													
	840,1	839,6	844,0	842,5	846,1	846,7	849,7	850,0	850,4	851,2	844,5	843,7	845,7

După distribuția lunară a presiunii medii a aerului, Masivul Rarău se încadrează în tipul III baric, corespunzând Transilvaniei, Maramureşului şi compartimentelor joase ale ariei montane, cu minimul în aprilie şi maximul în octombrie. Caracteristica acestui tip baric este amplitudinea anuală redusă (în cazul de față 6,3 mb la Câmpulung Moldovenesc). Partea înaltă a masivului este cuprinsă

într-o zonă de tranziție de la tipul III baric la tipul IV baric, cu un maxim în octombrie (în loc de august, caracteristică a tipului IV), în timp ce minima se produce în februarie, ca și în celelalte paliere altitudinale. Amplitudinea medie anuală este mai crescută decât în cazul tipului III, fiind, la Rarău, de 11,6 mb.

Mersul diurn al presiunii atmosferice se caracterizează în zona joasă printr-un maxim principal dimineața, între orele 7–12, urmat de un minim principal între orele 13–21, un maxim secundar între orele 22–24 și un minim secundar între orele 0–5. Pe luni, de la toamnă prin iarnă, primăvară, spre vară, maximul principal se produce din ce în ce mai spre dimineață iar minimul principal spre seară. În partea înaltă, maximul principal întârzie cu 1–2 ore față de zona joasă iar minimul principal se produce între orele 4–6, în loc de după amiază.

Maximele absolute pentru intervalul 1961–1985 au fost înregistrate la ambele stații meteorologice în luna decembrie a anului 1963 (969,1 mb la Câmpulung Moldovenesc și 867,1 mb la Rarău). De asemenea, minimele absolute pentru intervalul menționat s-au produs la aceeași dată, 3.XII.1976 (901,2 mb la Câmpulung Moldovenesc și 810,6 mb la Rarău). Faptul că atât maximele absolute cât și minimele absolute pentru ambele stații s-au produs în decembrie, relevă faptul că cea mai mare variabilitate a valorilor presiunii atmosferice se produce în lunile de iarnă, când și circulația generală a atmosferei este mai intensă și variată, câmpurile anticiclonice de mare presiune fiind frecvent înlocuite de către arii ciclonale cu presiuni, uneori, deosebit de scăzute.

4.4.3. Vânturile

Stabilirea caracteristicilor vântului într-o regiune montană prezintă mari dificultăți întrucât mișcarea în stratul de aer de lângă sol (până la 10 m) este în mod decisiv influențată de caracteristicile suprafeței active, atât pentru direcție cât și pentru viteză. O suprafață de întinderea masivului Rarău prezintă variații mari, exprimate pe sute și chiar zeci de metri. În acest sens este explicabil și faptul că pentru arealele montane se evită cartarea diferiților parametri ai vântului. Singură, suprafața topografică a culoarului Moldovei, prin orientare constantă, lărgime și grad de planitate, prezintă o constanță deosebită a parametrilor vântului. De asemenea, din acest punct de vedere, zona înaltă nu este bine reprezentată prin stația meteorologică Rarău, situată într-o zonă de relativ adăpost.

Pentru analiza regimului vântului s-au folosit date medii lunare și anuale pe 25 ani, provenind din medierea unui număr de 145.600 rezultate ale măsurătorilor efectuate în orele de observații climatice (1, 7, 13, 19), la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc și Rarău. Pe baza mediilor lunare și anuale s-au calculat mediile pe o perioadă de 25 ani. Intervalul luat în considerație (1961–1985), în cazul unor elemente 1964–1985, este suficient pentru calculul unor medii reprezentative (minimul necesar: 10 ani pentru valorile vitezelor medii, 20 ani pentru frecvența pe direcții și 15–20 ani pentru frecvența pe clase de viteză) (*I. Marin*, 1986). Regimul eolian în Masivul Rarău este determinat de caracteristicile vântului din stratele înalte ale atmosferei, particularitățile circulației

generale ale atmosferei (diferitele sisteme barice ce traversează arealul), diferențele barice locale impuse de agentul termic, precum și rolul determinant al suprafeței active.

În atmosferă, la înălțimea de peste 3000 m, deasupra întregii țări este predominantă componenta vestică, consecință a circulației generale a atmosferei la latitudini medii. O dată cu apropierea de suprafața subiacentă, direcția se modifică în funcție de particularitățile acesteia, vestul exprimându-se suficient de bine pe culoarul Moldovei, datorită orientării văii și suprapunerii pe această direcție a vânturilor de munte, frecvență urmată de direcția est, cauzată de orientarea văii și de vânturile de vale. La stația meteorologică Rarău, datorită canalizării maselor de aer și schimburilor frecvente dintre valea Bistriței și valea Moldovei prin înșeuarea dintre Rarău și Giumalău, predomină sudul și nordul (tabelul 14 și fig. 17).

Tabelul 14

Frecvența (%) și viteza medie a vântului (m/s) pe direcții, media 1964–1985

	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV	Calm	Vmed(m/s)
Câmpulung Moldovenesc										
f(%)	1,75	1,96	6,69	4,27	0,80	3,23	23,78	5,23	52,29	-
v(m/s)	2,28	2,49	2,58	2,34	1,61	4,24	4,38	3,44	-	2,92
Rarău										
f(%)	17,26	2,26	0,82	4,72	29,21	5,80	2,45	6,02	31,46	-
v(m/s)	4,58	2,51	2,19	3,21	4,37	4,03	3,55	3,64	-	3,51

Frecvențele pe direcții se păstrează în general constante an de an, vestul, direcția predominantă în culoarul Moldovei, prezentând în 21 ani (1964–1985) variații în plus sau minus de maxim 20%. În cazul Rarăului, direcția predominantă, sudul, marchează oscilații în plus sau minus de maxim 34%. Variațiile sunt mai mari pentru frecvențele minime ale direcțiilor, de exemplu, la Rarău, în anul 1972 neînregistrându-se nici un caz de prezență a direcției est din cele 1456 observații climatice (tabelul 15).

Viteza vântului în atmosfera liberă crește o dată cu altitudinea, fenomen ce se produce în general și la nivelul de 10 m deasupra suprafeței active, cu mențiunea că intervin hotărâtor caracteristicile acesteia.

Datorită contrastelor termice produse pe durata a 24 ore, cele mai mari viteze medii se înregistrează la ora 13 pentru ambele stații, iar cele minime la ora 1 (Câmpulung Moldovenesc) și la ora 19 (Rarău). Mediile lunare pentru orele 1, 7, 13 și 19 prezintă aceleași variații de-a lungul anului, ca și media lunară.

La Câmpulung Moldovenesc viteza medie cea mai ridicată (pentru orele de observații climatice) se înregistrează la ora 13, în martie (4,8 m/s), iar cea mai scăzută la ora 19, în septembrie (0,7 m/s). La Rarău, viteza medie cea mai mare se înregistrează la orele 1, 7 și 13, în noiembrie (4,5 m/s) (tabelul 16 și fig. 18).

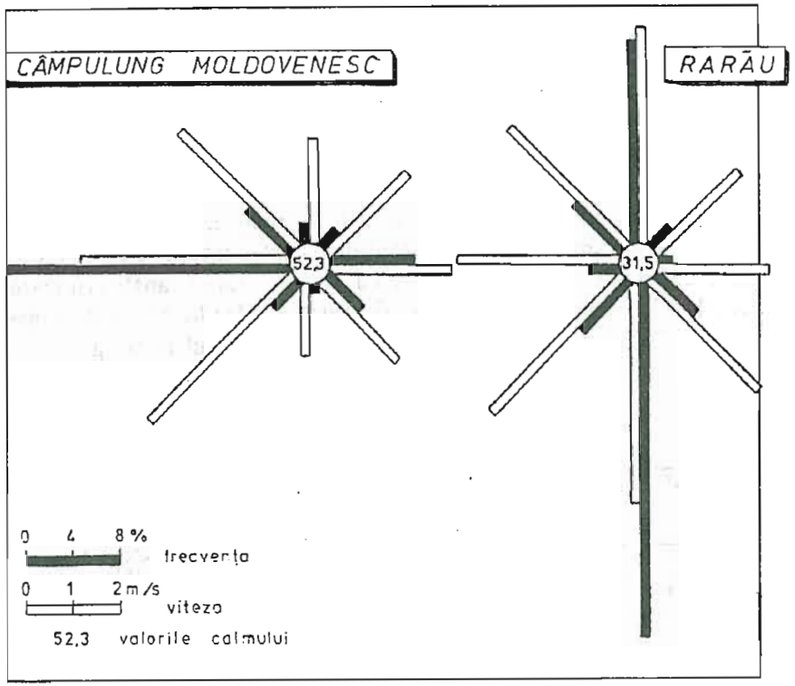


Fig. 17. Rozele frecvenței și vitezei vântului pe direcții (1961–1985).

Tabelul 15

Frecvența (%) maximă (M) și minimă (m) a vântului pe direcții (1964–1985)

Dir.	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV	Calm
Câmpulung Moldovenesc									
M	5,14	4,04	10,62	11,71	3,63	5,62	33,88	11,71	76,23
an	1966	1966	1969	1965	1967	1965	1964	1967	1984
m	0,68	0,62	3,15	1,10	0,20	0,89	13,11	0,68	31,85
an	1974	1985	1977	1975	1975	1984	1984	1985	1967
Rarău									
M	28,36	12,70	2,95	25,89	44,18	21,71	6,23	11,51	42,19
an	1983	1964	1982	1964	1966	1977	1978	1973	1979
m	7,74	0,00	0,00	0,00	11,50	0,34	0,27	1,37	15,10
an	1974	1972–73,1979	1972	1977	1978	1964	1964	1964	1964

Tabelul 16

Viteza medie (m/s) lunară și anuală la orele 1, 7, 13 și 19 (1961–1985)

Ora/Luna	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Moldovenesc													
1	2,5	2,2	1,8	1,3	0,9	0,8	0,9	0,8	0,7	1,7	2,6	2,3	1,5
7	2,7	2,3	2,1	1,6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,1	1,8	2,5	2,6	1,9
13	2,9	3,5	4,8	4,3	4,4	4,2	4,1	3,7	3,6	3,9	4,0	3,0	3,9
19	2,1	2,3	2,4	1,5	1,6	1,6	1,4	1,3	0,7	1,4	2,2	2,0	1,7
Rarău													
1	3,5	3,7	3,6	3,3	4,3	2,1	2,4	2,2	3,3	3,0	4,5	3,6	3,3
7	3,6	3,6	3,4	3,1	2,9	2,5	2,7	2,3	3,4	2,9	4,5	3,6	3,2
13	3,6	3,9	3,8	3,5	3,4	2,9	3,1	2,9	2,9	3,4	4.5	3,7	3,5
19	3,4	3,6	3,2	3,1	2,8	2,1	2,3	2,1	2,3	2,9	3,8	3,2	2,9

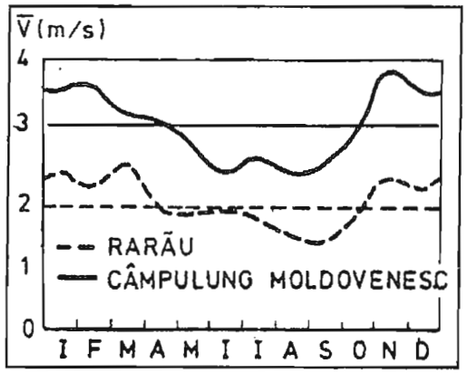


Fig. 18. Variația vitezei medii lunare a vântului (1961–1985).

Cea mai mare viteză medie lunară se produce la Câmpulung Moldovenesc în martie, situație caracteristică celor mai multe stații din țară, iar la Rarău în noiembrie, datorită vitezelor mari înregistrate pe direcția sud, fenomen ce deosebește zona înaltă a Rarăului, atât de Moldova, cât și de munții înalți, în ambele situații viteza medie cea mai ridicată producându-se în luna februarie (fig. 19).

Pentru ambele stații, vitezele medii anuale sunt scăzute, avându-se în vedere altitudinea amplasamentelor și datorită gradului de adăpostire.

Fluctuațiile vitezelor medii ale fiecărei luni față de media lunară pe 25 ani se exprimă mai bine pentru maxime în zona de culoar și pentru minime în zona înaltă (tabelul 17).

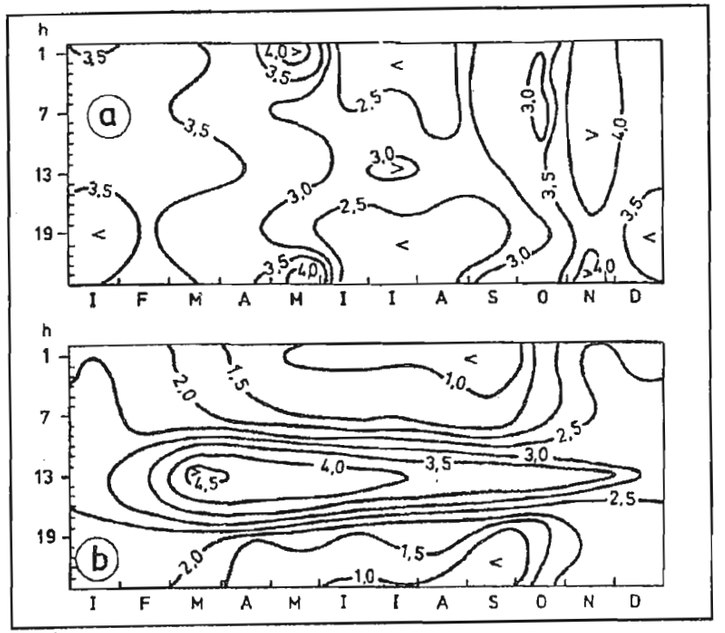


Fig. 19. Anemoizopletele (m/s) pentru orele 1, 7, 13 şi 19 (1961–1985).
a – Câmpulung Moldovenesc; b – Rarău.

Tabel nr.17.

Viteza medie lunară şi anuală (v), cea mai mare (M) şi cea mai mică (m) viteză medie lunară şi anuală şi anul producerii (1961–1985).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Moldovenesc													
V	2,3	2,1	2,4	1,8	1,7	1,7	1,6	1,4	1,3	1,7	2,2	2,1	1,8
M	4,7	3,9	5,4	3,6	3,7	3,0	2,8	2,8	2,2	3,7	5,9	5,6	2,8
anul	1968	1973	1961	1970	1962	1971	1969	1961	1968	1974	1969	1967	1961,70
M	0,7	0,7	0,4	0,8	0,7	0,5	0,7	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,7
anul	1985	1972	1964	1984	1984	1983	1984	1976	1982	1982	1986	1984	1984
Rarău													
V	3,5	3,6	3,2	3,0	2,7	2,3	2,5	2,3	2,4	2,9	3,8	3,5	3,0
M	5,1	5,1	4,5	4,7	4,0	3,2	3,9	3,4	4,2	4,6	7,6	4,8	3,6
anul	1976	1962	1970	1970	1970	1969	1965	1963,66	1968	1964	1969	1961	1964,69
M	2,2	1,1	2,0	0,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,1	1,5	1,5	2,0	2,2
anul	1974	1961	1977	1981	1961	1977,79	1984	1971,73,81,84	1982	1979	1978	1972	1978

Referitor la viteza medie pe direcţii, la Câmpulung Moldovenesc cea mai ridicată valoare, 4,38 m/s, se înregistrează pe direcţia cu frecvenţa cea mai mare, vestul (23,78%), viteza medie cea mai scăzută, 1,61 m/s, înregistrându-se pe direcţia cu frecvenţa cea mai scăzută, sudul (0,80%). La Rarău există această coincidenţă de situaţii doar pentru viteza medie cea mai scăzută pe direcţii, 2,19 m/s, ce se produce pe direcţia cu frecvenţa cea mai redusă, estul. Viteza medie cea mai ridicată, 4,58 m/s, se înregistrează pe direcţia nord, care este însă a doua ca mărime a frecvenţei, după sud (tabelul 14).

Prin canalizarea curenţilor de aer, în culoarul Moldovei se pot produce viteze de excepţie (40 m/s în 2.II 1967), vitezele maxime absolute pentru toate lunile (cu excepţia lunii noiembrie) înregistrându-se la Câmpulung Moldovenesc, în perioada 1975–1985, pe direcţia vest.

Frecvenţa claselor de viteză indică pentru Câmpulung Moldovenesc frecvenţa maximă a clasei 0–1 m/s (68,4%), iar pentru staţia meteorologică Rarău, a clasei 2–5 m/s (42,88%). Distribuţia frecvenţei claselor de viteze pe luni este redată în tab.nr. 18 şi fig. 20–21.

Calmul atmosferic ocupă valori moderate la Rarău (31,5%) şi destul de ridicate la Câmpulung Moldovenesc (52,3%).

Vânturile locale, de munte–vale, se produc la intensităţi mari şi cu frecvenţă regulată pe culoarul Moldovei şi pe valea Bistriţei, fiind prezente şi pe văile mai mici sau pe pante. Fenomenul capătă frecvenţe ridicate în semestrul cald (perioadele cu cer senin).

4.4.3.1. Potenţialul utilizabil al energiei eoliene

Datorită densităţii reduse, la aceeaşi viteză, un volum de aer produce o cantitate de energie de 800 de ori mai mică decât un volum asemănător de apă. Energia vântului nu poate fi folosită complet prin motorul eolian, întrucât acesta ar trebui să oprească complet curentul de aer. Teoretic, coeficientul maxim de folosire a energiei eoliene de către un motor ideal se situează între 0,593 (Betz) şi 0,687 (Sabinin). Practic, cele mai bune motoare eoliene ating un coeficient maxim în stadiu experimental doar de 0,46. De regulă, până la 70% din puterea teoretică maximă (randament aerodinamic) poate fi utilizată. Ţinând seama de randamentul mecanic (90%), cel electric (85%) şi al liniilor de transport (98%), randamentul conversiei energiei vântului în energie electrică necesar consumului este de aproximativ 30%.

Tabelul 18.

Frecvența (%) și numărul de ore anual și lunar al diferitelor clase de viteze, energia eoliană potențială (Ep) produsă de fiecare clasă de viteze (Kwh) și energia eoliană utilizabilă (Eu) în Kwh

Câmpulung Moldovenesc

Luna	Clasa viteză	0–1	2–5	6–10	11–15	16–20	>21	cl.vit.energ.	Eu
I	(%)	58,90	27,61	10,26	1,58	1,45	0,20		
	ore	438	205	76	12	11	2	304	
	Ep	-	5,5	24,3	16,5	40,1	-	86,4	25,9
II	(%)	61,08	27,34	8,78	1,52	1,24	0,04		
	ore	414	185	60	10	9	-	264	
	Ep	-	5,0	19,2	13,7	32,8	-	70,7	21,2
III	(%)	57,09	30,71	8,68	2,26	1,23	0,03		
	ore	425	228	65	17	9	-	319	
	Ep		6,2	20,8	23,3	32,8		83,1	24,9
IV	(%)	61,17	29,83	7,50	1,13	0,37			
	ore	440	215	54	8	3		280	
	Ep		5,8	17,3	11,0	10,9		45,0	13,5
V	(%)	63,65	28,61	6,42	0,84	0,48			
	ore	474	213	48	6	3		270	
	Ep		5,8	15,4	8,2	10,9		40,3	12,1
VI	(%)	63,90	27,57	7,57	0,73	0,20	0,03		
	ore	460	199	55	5	1		260	
	Ep		5,4	17,6	6,9	3,6		33,5	10,0
VII	(%)	65,64	26,26	6,74	0,81	0,55			
	ore	488	195	50	6	5		256	
	Ep		5,3	16,0	18,2			47,7	14,3
VIII	(%)	68,84	25,39	5,00	0,42	0,35			
	ore	512	189	37	3	3		232	
	Ep		5,1	11,8	4,1	10,9		31,9	9,6
IX	(%)	69,67	23,60	6,20	0,33	0,20			
	ore	502	170	45	2	1		218	
	Ep		4,6	14,4	2,7	3,6		25,3	7,6
X	(%)	66,97	23,42	7,32	1,29	0,97	0,03		
	ore	498	174	55	10	7		246	
	Ep		4,7	17,6	13,7	25,5		61,5	18,5
XI	(%)	61,60	24,40	10,20	1,83	1,93	0,04		
	ore	444	176	73	13	14		286	
	Ep	-	4,8	23,4	17,9	51,0		97,1	29,1
XII	(%)	62,20	24,61	9,48	2,03	1,65	0,03		
	ore	463	183	71	15	12		272	
	Ep		4,9	22,7	20,6	43,7		91,9	27,6
Anual	(%)	63,40	26,61	7,84	1,23	0,89	0,03		
	ore	5558	2332	689	107	78	2	3206	
	Ep		63,1	220,5	146,8	284,0		714,4	214,3

Rarău

Luna	clasa viteză	0–1	2–5	6–10	11–15	16–20	>21	cl.vit.energ.	Eu
I	(%)	34,21	41,67	19,86	3,19	0,84	0,23		
	ore	254	310	148	24	6	2	488	
	Ep		8,4	47,4	33,0	21,9		110,7	33,2
II	(%)	36,28	39,71	18,55	3,17	1,99	0,30		
	ore	246	269	126	21	14	2	430	
	Ep		7,3	40,3	28,8	51,0		127,4	38,2
III	(%)	39,01	40,32	16,94	2,62	0,94	0,17		
	ore	290	300	126	20	7	1	453	
	Ep		8,1	40,3	27,5	25,5		101,4	30,4
IV	(%)	38,3	42,66	16,18	2,15	0,98			
	ore	274	307	116	16	7		446	
	Ep	8,3	37,1	22,0	25,5			92,9	27,9
V	(%)	38,64	46,98	12,60	1,28	0,44	0,06		
	ore	287	350	94	10	3		457	
	Ep		9,4	30,1	13,7	10,9		64,1	19,2
VI	(%)	44,76	44,17	9,90	0,87	0,30			
	ore	332	318	72	6	2		398	
	Ep		8,6	23,0	8,2	7,3		47,1	14,1
VII	(%)	41,70	46,24	10,48	1,08	0,50			
	ore	310	344	78	8	4		434	
	Ep		9,3	25,0	11,0	14,6		59,9	18,0
VIII	(%)	46,36	42,98	9,38	0,97	0,31			
	ore	345	320	70	7	2		399	
	Ep		8,6	22,4	9,6	7,3		47,9	14,4
IX	(%)	44,86	43,13	10,73	0,73	0,52	0,03		
	ore	323	311	77	5	4		397	
	Ep		8,4	24,6	6,9	14,6		54,5	16,4
X	(%)	40,69	41,20	15,66	1,58	0,84	0,03		
	ore	303	307	116	12	6		441	
	Ep		8,3	37,1	16,5	21,9		83,8	25,1
XI	(%)	31,94	40,01	22,56	3,78	1,42	0,29		
	ore	230	288	163	27	10	2	488	
	Ep		7,8	52,2	37,1	36,4		133,5	40,1
XII	(%)	33,43	43,48	18,92	2,79	0,94	0,44		
	ore	249	323	141	21	7	3	476	
	Ep		8,7	45,1	28,8	25,5		108,1	32,4
Anual	(%)	39,17	42,88	14,97	2,01	0,82	0,15		
	ore	3434	3759	1327	177	72	10	5323	
	Ep	-	101,2	424,6	243,1	262,4		1031,3	309,4

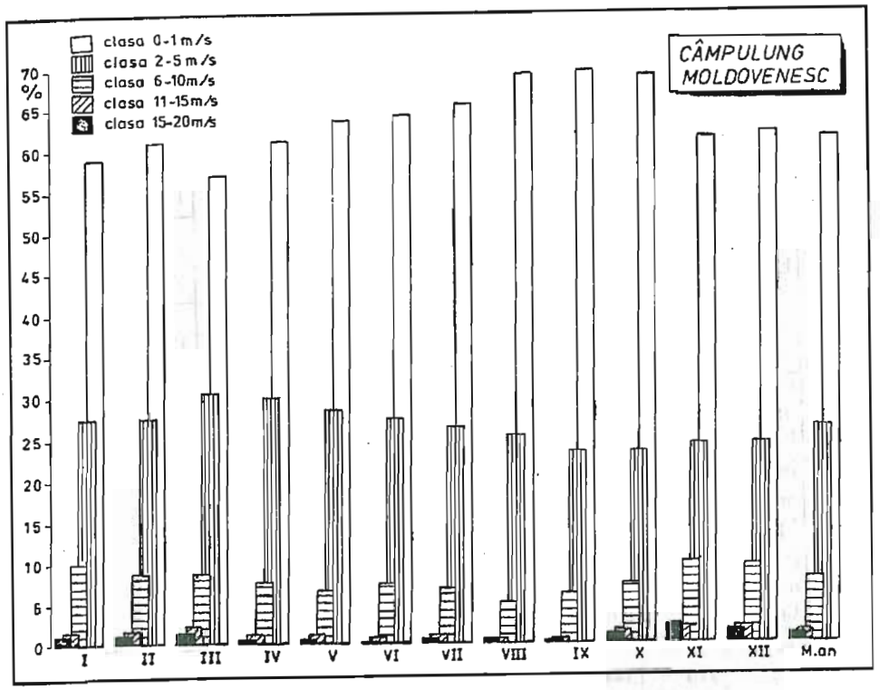


Fig. 20. Frecvența vântului pe clase de viteză (1961–1985).

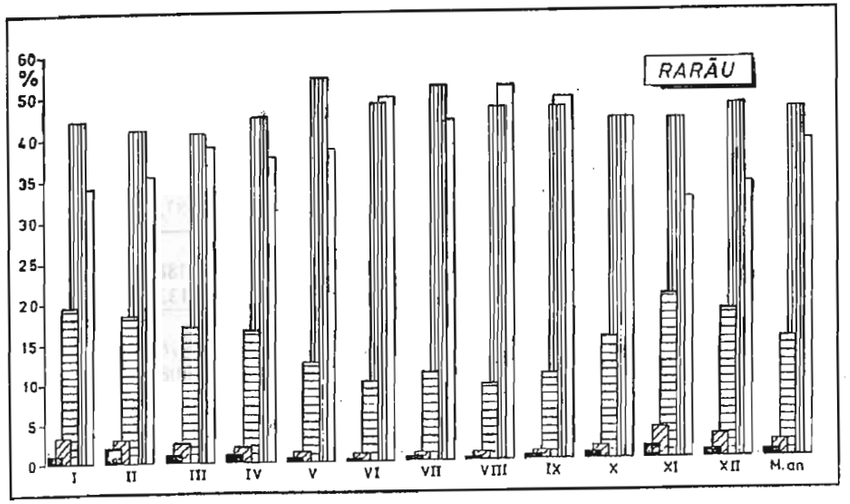


Fig. 21. Frecvența vântului pe clase de viteză (1961–1985).

În determinarea potențialului energetic eolian se pornește de la formula energiei cinetice a curenților de aer:

$$Ec = \frac{m \cdot v^2}{2} \qquad (1)$$

unde:

Ec = energia cinetică;
m = masa corpului ce acționează;
v = viteza acelui corp;

Masa corpului, în cazul nostru a aerului în mișcare, pentru o secțiune dată într-o secundă, este:

$$m = \rho \cdot F \cdot v \qquad (2)$$

unde:

ρ= densitatea aerului;
F = suprafața conturului (m²);
v = viteza de mișcare a aerului.

Substituind expresia lui *m* în formula (1), pentru F=1 m², în cazul în care se consideră viteza constantă în unitatea de timp (T, în ore), prin transformarea rezultatului din jouli în Kwh, expresia (1) devine:

$$Ec = \frac{0{,}625 \cdot v^3 \cdot T}{1000} \qquad (3)$$

Pe baza relației (3), deținând datele măsurătorilor din oră în oră la cele două stații meteorologice pentru minimum 15 ani, deci cel puțin 262.980 date orare asupra vitezei vântului, se va putea stabili potențialul de energie eoliană la cele 2 stații. Deoarece această modalitate de calcul este mult prea laborioasă pentru scopul urmărit în această lucrare, vom propune un sistem de calcul mult mai simplu. Întrucît în rețeaua I.M.H. se totalizează anual frecvența claselor de viteză, aceste procente urmează a fi transformate în ore pentru un interval de 15 ani, volumul de calcule fiind astfel substanțial redus.

Calculele de stabilire a potențialului de energie eoliană s-au făcut doar pentru grupele de viteze „energetice", cele sub 2 m/s neputând pune în mișcare un rotor eolian, iar la peste 20 m/s instalațiile sunt de regulă oprite pentru a se evita defectarea. Pentru calcul s-a utilizat media ecartului respectiv (pentru clasa 2–5 m/s – 3,5 m/s; pentru 6–10 m/s – 8 m/s; pentru 11–15 m/s – 13 m/s; pentru 16–20 m/s – 18 m/s). Întrucât linia de dependență între viteza şi frecvența acestei viteze nu este o linie dreaptă, ci parabolică, în mod normal, media pentru cele 4, respectiv 5 tipuri de viteze cuprinse într-o clasă de viteze ar trebui să aibă o valoare mai mică decât cea stabilită mai sus. Pentru calculul energetic intervine însă compensator faptul că energia este direct proporțională cu cubul vitezei, așa încât media aleasă de noi pentru o clasă de viteză va fi reprezentativă din punct de vedere energetic.

Verificarea acestui principiu a fost efectuată în zona județului Neamț, de către colectivul de climatologie de la Stațiunea de cercetări *Stejarul* – Piatra

Neamț. S-au folosit date de la stațiile meteorologice: Ceahlău Toaca, Ceahlău Munte, Ceahlău Sat, Potoci, Pângărați, Piatra Neamț, Târgu Neamț și Roman, ce prezintă unele asemănări cu zona studiată din punct de vedere a distribuției vitezelor. Față de datele reale, potențialul de energie eoliană stabilit prin modul de calcul enunțat, a fost cu doar 5% mai mare, procent tolerabil avându-se în vedere variațiile necunoscute dintre orele de observații, influența pulsațiilor vitezei și alte elemente ce aproximează oricum și rezultatul provenit din datele orare.

În tabelul 18 este redată valoarea energiei eoliene utilizabile (30% din energia potențială), provenită din transformarea frecvențelor lunare și anuale a fiecărei clase de viteze în ore, apoi în energie eoliană potențială conform formulei (3), rezultat convertit în energie eoliană utilizabilă.

Potențialul energetic eolian în Masivul Rarău prezintă valori moderate, între 214 Kwh/m² la Câmpulung Moldovenesc și 309 Kwh/m² la Rarău (energie eoliană utilizabilă). Deși vitezele medii sunt reduse (1,8 m/s la Câmpulung Moldovenesc și 3,0 m/s la Rarău), frecvența ridicată a claselor vitezelor mari, peste 10 m/s, face ca energia degajată să fie relativ mare în comparație cu stații din județul Neamț. De exemplu, la Câmpulung Moldovenesc, la o viteză medie de 1,8 m/s, rezultă o energie potențială de 714 Kwh/m², comparativ cu Pângărați, unde la o viteză medie de 2,3 m/s rezultă o energie eoliană potențială de 554 Kwh/m², iar Rarăul, cu o viteză medie de 3,0 m/s, prezintă aceeași cantitate de energie eoliană potențială ca la Târgu Neamț (1031 Kwh/m²), unde viteza medie a vântului este de 3,5 m/s. Ponderea energiei eoliene utilizabile la cele 2 stații, pe luni, este prezentată în tabelul 18.

Având-se în vedere că rezultatele sunt exprimate în Kwh/m², calculul eficienței economice se va efectua în funcție de suprafața măturată de elicele aerogeneratorului. Pentru turbinele cu ax vertical: $S = dh$, iar pentru cele cu ax orizontal:

$$S = \frac{\pi \cdot \cdot d^2}{4}$$

Menționăm că rezultatele de la Câmpulung Moldovenesc și Rarău prezintă doar situații particulare, reflectând condițiile fizico–geografice ale amplasamentelor stațiilor, așa încât o încadrare a zonei pe baza doar a acestor rezultate ar fi destul de aproximativă. Pentru justificarea unor investiții de amploare este strict necesară instalarea în perimetrele expuse a unor aparate de înregistrare prin cumul a energiei potențiale, pe o perioadă de minimum 1–2 ani.

Depunerile de gheață pe palele aerogeneratoarelor ce ar putea produce dificultăți în exploatare sunt reduse în timp (1 zi cu polei la Câmpulung Moldovenesc și Rarău și 1 zi la Câmpulung și 11 zile cu chiciură la Rarău, medii pe 25 ani).

În fixarea amplasamentelor trebuie să se țină seama de câteva considerente generale: favorabilitatea înșeuărilor, vârfurilor, culmilor și, în special, a platourilor înalte; să fie departe de versanții abrupți și de obstacole (pădure, stânci, construcții etc.), la o distanță egală cu cel puțin de 20 ori dimensiunea obstacolului; să se

amenajeze în apropiere de consumatorii potențiali, în zone în care nu există alimentare cu energie electrică de la rețea (evident mai ieftin); să se ia în considerație intermitența alimentării, eficiența economică etc.

4.4.4. Caracteristicile higrometrice ale aerului

În stabilirea principalelor trăsături climatice ale unei regiuni, caracteristicile higrometrice joacă un rol deosebit. Astfel, dacă criteriile de bază în definirea climatului sunt trăsăturile termice și cele pluviometrice, aceste două elemente se pot afla și sub influența caracteristicilor higrometrice ale maselor de aer.

Sursele de umiditate care completează rezervele momentane de apă din țara noastră provin în proporție de 80% din Oceanul Atlantic și Marea Mediterană, iar restul de 20% din circuitul local (*I. Ujvari*, 1972).

În zona de climă temperată, bilanțul radiativ caloric este negativ, energia solară primită nefiind suficientă pentru a compensa pierderile spre spațiul cosmic. Echilibrul, deci menținerea temperaturilor actuale în zona de studiu, este posibil doar printr-un puternic aport termic provenind din zona cuprinsă între latitudinile de 0–35°, unde bilanțul radiativ caloric este pozitiv. Aportul dinspre această zonă spre latitudini mai mari se realizează prin intermediul curenților oceanici și al curenților atmosferici. Aportul caloric provine direct din temperatura maselor de aer, cât și prin aportul de vapori de apă, din care o parte condensează în teritoriile în cauză, producând încălzirea aerului prin degajarea căldurii latente de vaporizație. Bilanțul general radiativ caloric al atmosferei se caracterizează prin faptul că doar 41% din cantitatea de energie solară (110 kcal/cm²) prezentă la limita superioară a atmosferei este transmisă spre interior. Această cantitate de energie calorică provine din: 38 kcal/cm² – radiație solară directă, 59 kcal/cm² – condensarea vaporilor de apă (căldura latentă de vaporizație) și 13 kcal/cm² – prin mișcarea turbulentă de deasupra suprafeței terestre (*Gh. Pop*, 1988). Deci căldura atmosferei provine în principal din procesul de condensare a vaporilor de apă. Se știe că la temperatura de 0°C, prin condensare a unui gram de apă se eliberează 597 calorii (căldură latentă de condensare), iar pentru trecerea în stare solidă, din vapori, 677 calorii (căldura latentă de sublimare). Din acestea rezultă importanța caracteristicilor higrometrice ale aerului, element de bază în geneza vremii și în stabilirea trăsăturilor climatice ale unei regiuni.

De asemenea, pe lângă caracteristicile termice, starea higrometrică a aerului are un rol deosebit în realizarea convecției termice. La aceeași presiune și temperatură, densitatea vaporilor de apă reprezintă numai 5/8 din densitatea aerului uscat, astfel aerul umed este instabil și favorizează mișcările convective. De exemplu, pentru aceeași presiune, la temperatura de 10°C, aerul saturat cu vapori de apă este cu 6% mai ușor decât aerul lipsit de vapori, procent ce crește odată cu creșterea temperaturii, mărind convecția pe timpul verii.

Masivul Rarău, situat în nordul grupei centrale a Carpaților Orientali, la contactul cu grupa nordică, are un grad relativ de izolare în fața diferitelor tipuri de circulație atmosferică. Circulația vestică pătrunde în zonă fie prin culoarul Bârgaielor, Depresiunea Dornelor, Valea Bistriței, pe flancul de sud, fie peste pasul

Mestecăniş, dinspre Depresiunea Dornelor sau Depresiunea Maramureşului, spre Valea Moldovei, pe flancul de nord. Starea de umezeală a maselor de aer este în general constantă pe distanţe mari, diferenţa dintre estul şi vestul ţării fiind rezultatul creşterii spre est a gradului de continentalism ca şi a rolului de obstacol orografic al Carpaţilor Orientali. Capacitatea aerului de a păstra apa sub formă de vapori fiind dependentă de temperatură şi presiune, factorii higrometrici vor fi direct influenţaţi de altitudine. Majoritatea suprafeţei studiate este ocupată de păduri de răşinoase, ceea ce dă o notă specifică evapotranspiraţiei în aportul local de vapori.

Caracteristicile higrometrice ale aerului sunt evaluate prin tensiunea vaporilor de apă, deficitul de saturaţie şi umezeala relativă. În cazul nostru, pentru analiză s-au folosit date provenite din măsurătorile higrometrice efectuate la orele de observaţii climatice (1, 7, 13, 19), de la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc şi Rarău. Intervalul folosit a fost 1961–1985, suficient de lung pentru tensiunea vaporilor şi deficitul de saturaţie, caracterizarea acestor elemente necesitând un şir de 10 ani de observaţii (*I. Marin*, 1986). Pentru umezeala relativă a aerului s-a folosit şirul de 25 de ani de observaţii, cu puţin mai scurt decât intervalul minim necesar (30 ani) din câteva considerente. Staţia meteorologică Câmpulung Moldovenesc a mai funcţionat înainte de 1961, între anii 1934–1941 şi 1948–1960, iar Rarăul între 1953–1961. Şirurile de date ce ar putea fi adăugate la cei 25 ani menţionaţi nu sunt foarte lungi, prezintă numeroase goluri, iar datele din anuarele meteorologice sunt rezultatul unor calcule de aproximare a mediilor prin formula:

$$UR = \frac{UR_8 + UR_{14} + UR_{20}}{3},$$

ceea ce duce la devieri mai mari ale mediilor finale decât în cazul folosirii doar a 25 de ani. Pentru a se stabili distribuţia în teritoriu a umezelii relative medii anuale a fost necesară folosirea mediilor anuale de la staţii meteorologice apropiate din zona montană, folosindu-se pentru aceasta totalitatea datelor ce le deţinem. Caracteristicile geografice ale acestor staţii şi perioadele de observaţii utilizate sunt redate în tabelul 19.

Tabelul 19

Staţiile meteorologice folosite la caracterizarea umezelii relative medii multianuale

Nr.crt.	Staţia	Alt.(m)	Lat.	Long.	UR(%)med. an.	Per.de obsv.
1.	Câmpulung Mold.	660	47°32'	25°34'	79	1961–1985
2.	Vatra Dornei	800	47°20'	25°21'	74	1914,15,38,46–54
3.	Poiana Stampei	915	47°19'	25°07'	85	1961–1985
4.	Cârlibaba	930	47°37'	25°08'	82	1951–1955
5.	Ceahlău Munte	1243	46°59'	25°58'	79	1956–1969
6.	Rarău	1536	47°27'	25°27'	85	1961–1985

Vaporii de apă exercită o presiune proprie în cadrul presiunii atmosferice, o forţă elastică, tensiunea vaporilor. Regimul variaţiei mediilor lunare pe 25 ani ale tensiunii vaporilor de apă din atmosferă sunt redate în tabelul 20 şi fig. 22.

Tabelul 20.

Tensiunea medie lunară şi anuală a vaporilor de apă (mb) din atmosferă, la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc şi Rarău (1961–1985)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Moldovenesc	3,6	4,1	5,2	7,3	10,5	12,9	14,0	13,8	11,3	8,1	6,0	4,4	8,4
Rarău	3,1	3,4	4,1	5,6	8,2	10,2	11,3	11,2	9,1	6,7	5,0	3,7	6,8

Tensiunea vaporilor este dependentă de temperatura aerului, crescând direct proporţional cu aceasta, fapt reliefat şi de datele din tabelul 20 şi fig. 22, diferenţa termică permanentă dintre Câmpulung Moldovenesc şi Rarău fiind proporţională cu diferenţa dintre tensiunile vaporilor. Mersul zilnic al tensiunilor vaporilor urmăreşte în paralel mersul temperaturii. Maxima de după-amiază, foarte evidentă la Rarău, este cauzată de ascensiunea convectivă a vaporilor de apă. Amplitudinile oscilaţiilor sunt mai scăzute în zonele înalte în comparaţie cu cele joase.

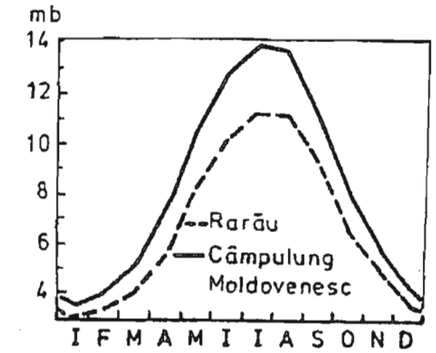


Fig. 22. Regimul anual al tensiunii vaporilor (1961–1985).

Deficitul de saturaţie reprezintă diferenţa dintre tensiunea maximă de saturaţie şi tensiunea existentă la un moment dat, la o anumită temperatură a aerului. Regimul variaţiei deficitului de saturaţie în Masivul Rarău este prezentat în tabelul 21 şi fig. 23.

Tabelul 21.

Deficitul de saturaţie, medii lunare şi anuale al vaporilor de apă din atmosferă (mb), la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc şi Rarău (1961–1985)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Moldovenesc	1,0	1,2	1,9	3,0	4,2	5,0	5,1	4,6	3,8	2,8	1,8	1,2	3,0
Rarău	0,5	0,7	1,1	1,7	2,2	2,6	2,6	2,6	2,2	1,8	1,1	0,7	1,7

Mersul lunar prezintă asemănări între cele două staţii, valorile maxime producându-se în iulie şi cele minime în ianuarie, ca şi pentru tensiunea vaporilor, diferenţele dintre cele două staţii fiind asemănătoare, 0,5 mb în ianuarie şi 2,5 mb în iulie. Valorile medii multianuale de la Rarău (1,7 mb) indică faptul că masele de aer la această altitudine se află foarte des în apropierea punctului de condensare. Valorile maxime ale deficitului de saturaţie se înregistrează pentru ambele staţii în septembrie, de regulă în situaţii anticiclonice, sau la mase de aer *foehnizate* (tabelul 22).

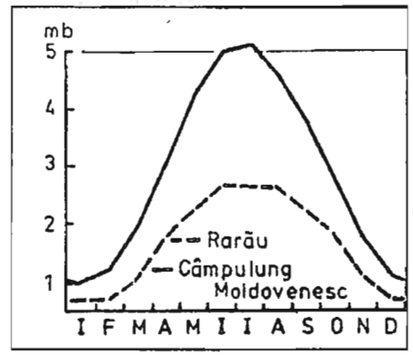


Fig. 23. Regimul anual al deficitului de saturaţie (1961–1985).

Tabelul 22.

Deficitul maxim de saturaţie (M) lunar şi anual al vaporilor de apă din atmosferă (mb), data (d) şi anul (a)

Staţia		Luna												
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
C-lung Mold.	M	11,7	11,7	20,3	26,5	30,1	32,3	33,0	34,7	35,4	25,1	17,9	8,3	35,4
	d	17	22	21	20	16	29	13	7	13	13	15	11	13.IX
	a	75	66	74	68	69	68	84	63	70	64	69	82	70
Rarău	M	8,4	7,6	11,3	12,5	18,3	20,8	21,8	24,0	26,9	14,5	12,4	7,5	26,9
	d							18	8		12		1	9.IX
	a	75	74	81	75	83	72	73	65	82	79	82	84	82

La scăderea temperaturii, tensiunea reală a vaporilor scade mai încet decât tensiunea de saturaţie, ceea ce determină creşterea umezelii relative. De aceea mersul zilnic şi anual al umezelii relative este invers proporţional cu mersul temperaturii aerului. Regimul lunar şi anual al umezelii relative este prezentat în tabelul 23 şi fig. 24.

De această dată, deşi între zona înaltă şi cea joasă sunt unele similitudini, apar şi deosebiri majore. În treapta coborâtă de relief se înregistrează două minime, unul de mare amploare în aprilie–iunie şi unul secundar, nesemnificativ, în octombrie–noiembrie şi două maxime (la aceeaşi valoare) în septembrie şi decembrie. În partea înaltă, la Rarău, se înregistrează trei minime: cel mai puternic în octombrie, unul cu valori mijlocii în aprilie–mai şi altul de mică amploare în ianuarie, cât şi trei maxime: două de aceeaşi valoare (87%) în decembrie şi februarie şi al treilea în iunie–iulie, cu valori ceva mai scăzute (85%).

Tabelul 23

Umezeala relativă (%) medie lunară şi anuală la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (1961–1985) şi Rarău (1953–1985)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Moldovenesc	80	80	79	77	77	77	78	80	81	80	80	81	79
Rarău	86	87	84	83	83	85	85	84	84	82	85	87	85

Pentru alcătuirea hărţii reprezentând distribuţia spaţială a umezelii relative medii anuale, s-au folosit şi date de la staţii din zona montană învecinată, pentru a se putea stabili corelaţia dintre acest element şi altitudine. A fost necesară şi folosirea datelor de la staţii cu şiruri scurte sau incomplete (Vatra Dornei, Cârlibaba, Ceahlău–Munte), (tabelul 19), date ce au fost aduse la perioada comună (1961–1985) prin metoda diferenţelor. Variaţia umezelii relative în funcţie de altitudine s-a stabilit cu ajutorul ecuaţiei parabolei (fig. 25). Majoritatea teritoriului este situată între izoliniile de 78–82%, neexistând deosebiri majore faţă de situaţia cunoscută în literatura de specialitate, cu excepţia regiunilor joase, unde valorile stabilite de către noi sunt mai reduse.

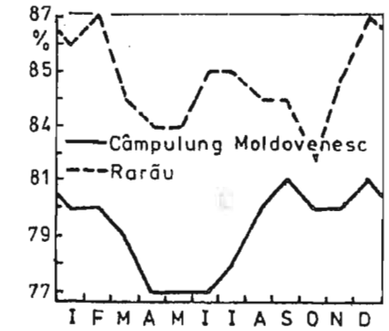


Fig. 24. Regimul anual al umezelii relative (1953–1985).

Pe luni caracteristice, şirurile lungi de date au permis stabilirea unor diferenţe faţă de *Atlasul climatic* 1966, în special în ianuarie. Astfel, în această lună, umezeala relativă creşte de la 80% în zona joasă la 86% în cea înaltă, în aprilie de la 77% la 83%, în iulie de la 78% la 85% şi în octombrie de la 80% la 82%. Diferenţa minimă este de două procente şi se înregistrează în luna octombrie, când în partea înaltă se manifestă o inerţie termică şi o perioadă săracă în precipitaţii.

Minima absolută se înregistrează la Câmpulung Moldovenesc în august, dar valori mici se produc şi primăvara. În partea înaltă, valorile minime caracterizează, în special, sfârşitul toamnei şi iarna, în condiţii de foehn (tabelul 24).

Numărul mediu anual de zile în care s-au depăşit anumite praguri ale umezelii relative la orele de observaţii climatice, sau la ora 13, sunt prezentate în tabele şi grafice.

Astfel, numărul de zile în care s-au înregistrat valori foarte scăzute ale umezelii relative prezintă la Câmpulung Moldovenesc două maxime, cel principal în aprilie şi cel secundar în octombrie şi două minime, cel principal în decembrie şi cel secundar în august. În zona înaltă se înregistrează trei maxime: cel principal în ianuarie, al doilea în noiembrie şi al treilea, nesemnificativ, în martie (tabelul 25 şi fig. 26).

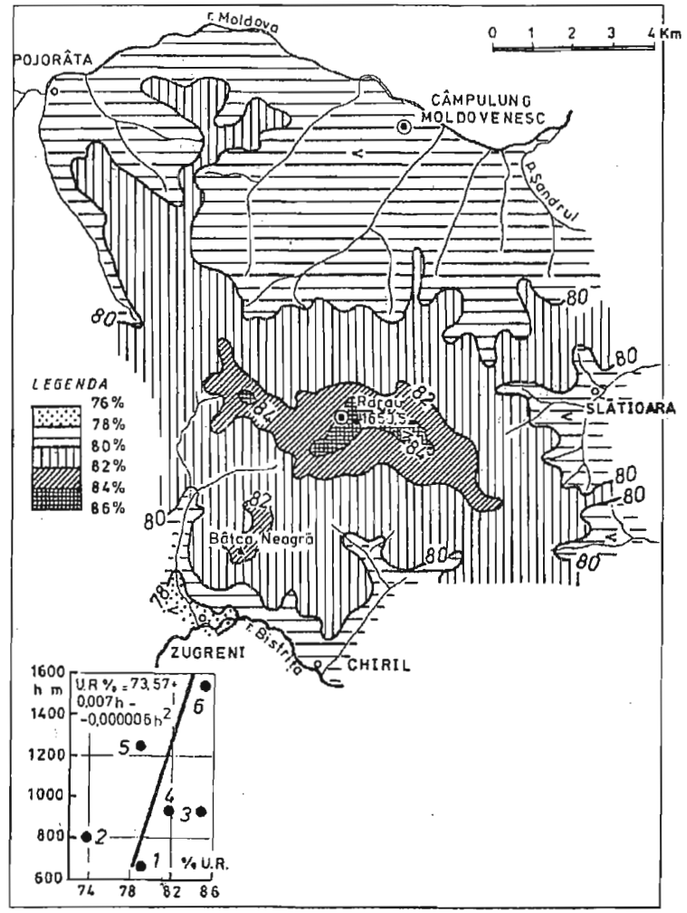


Fig. 25. Distribuția umezelii relative medii în Masivul Rarău.

Tabelul 24

Umezeala relativă (%) minimă (m) din orele de observații (1, 7, 13, 19) și data de producere (1961–1985)

Stația	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
C.M.(m)	19	14	13	13	17	22	10	20	16	14	16	27	10
data	30	6	21	17	13;19	22	13	-	13	24	13;14	9	13 VIII
Anul	85	71	71	71	71	70	68	85	70	68	70;82	84	1968
R(m)	3	3	6	11	20	32	28	18	6	3	3	4	3
data	17	20	14	26	15					8		14	17I, 20I,8X,XI
Anul	78	80	72	85	67	83	83	85	82	79	82	77;82	78 80 79 82

Tabelul 25

Numărul mediu lunar și anual de zile cu umezeala relativă ≤ 30% la una din orele de observații (1, 7, 13 și 19) (1961–1985)

Stația	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Mold.	0,3	0,4	1,5	2,3	1,4	0,7	0,4	0,3	1,2	1,9	0,5	0	10,9
Rarău	2,9	1,3	1,4	0,4	0,3	-	0,1	0,2	0,4	1,5	1,7	1,4	11,6

Numărul mediu lunar și anual de zile în care la cel puțin una din orele de observații climatice s-au înregistrat valori scăzute ale umezelii relative prezintă asemănări între partea joasă și cea înaltă, cu excepția lunii ianuarie. Astfel, se înregistrează două maxime, primăvara și toamna, la Rarău cea principală primăvara, iar la Câmpulung Moldovenesc toamna, în treapta înaltă producându-se și al treilea minim, în ianuarie. La baza reliefului se înregistrează două minime, cea principală în decembrie și una de mai mică importanță în iulie, iar la Rarău, minima principală în august și două minime secundare: una în februarie și alta de mai mică importanță în decembrie (tabelul 26 și fig. 27).

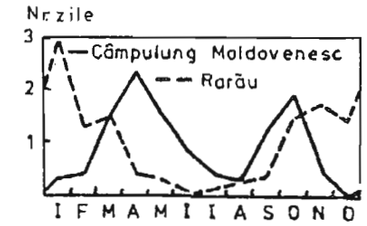


Fig. 26. Variația anuală a numărului de zile cu umezeală relativă ≤ 30% la cel puțin una din orele de observații.

Tabelul 26

Numărul mediu lunar și anual de zile cu umezeala relativă ≤ 50% la una din orele de observații (1, 7, 13 și 19) (1961–1985)

Stația	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Mold.	3,4	5,0	11,1	13,2	13,0	12,0	11,0	12,6	13,5	12,3	5,6	2,5	115,2
Rarău	5,6	4,1	6,2	6,6	5,0	3,5	3,4	3,1	4,0	5,8	4,2	4,8	56,3

Numărul mediu lunar de zile cu umezeala relativă ridicată la ora 13 prezintă variații asemănătoare pentru cele două stații de-a lungul anului. În întreg masivul, maximul principal se înregistrează în luna decembrie. Minima principală se produce la sfârșitul verii–începutul toamnei, în septembrie la Câmpulung Moldovenesc și în august la Rarău. În plus, la Câmpulung se înregistrează două maxime secundare, în mai și în martie, iar la Rarău o singură maximă secundară, în iulie. Minime secundare se produc în februarie și aprilie la Câmpulung Moldovenesc și în iunie la Rarău (tabelul 27 și fig. 28).

Tabelul 27

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu umezeala relativă ≥ 80% la ora 13 (1961–1985)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Câmpulung Mold.	5,5	4,0	4,6	4,2	5,0	3,5	3,4	3,1	3,0	2,7	6,2	6,8	55,0
Rarău	20,5	18,3	16,2	13,8	13,2	12,3	12,9	11,2	11,6	13,9	18,8	22,9	185,6

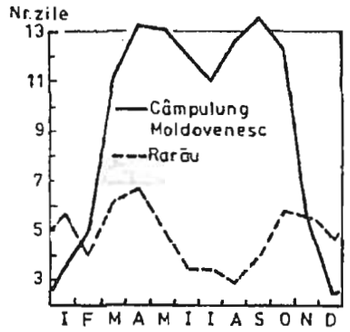


Fig. 27. Variaţia anuală a numărului mediu de zile cu umezeală relativă ≤ 50% la una din orele de observaţii

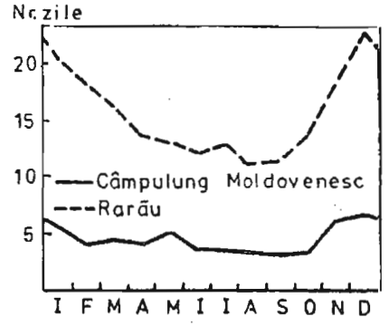


Fig. 28. Variaţia anuală a numărului de zile cu umezeala relativă ≥ 80% la ora 13.

Frecvenţa pe anotimpuri a numărului mediu de zile cu umezeala relativă ridicată (≥ 80% la ora 13) este aproape în toate cazurile mai scăzută decât valorile prezentate în *Atlasul climatic* – 1966, atât în zona joasă, cât şi în cea înaltă. Astfel, la Câmpulung Moldovenesc, numărul de zile cu umezeala relativă la ora 13 mai mare sau egală cu 80% are frecvenţa de 18% iarna, 15% primăvara, 11% vara şi 14% toamna, iar la Rarău 69% iarna, 47% primăvara, 40% vara şi 49% toamna.

În concluzie, comparativ cu alte zone din Carpaţii Orientali, în Masivul Rarău, umezeala relativă prezintă valori moderat–crescute, temperaturile mai scăzute (datorate poziţiei nordice), ducând la creşteri ale umezelii relative.

4.4.5. Nebulozitatea

Nebulozitatea exprimă gradul de acoperire a cerului cu nori şi se notează în zecimi de cer acoperit, de la 0 la 10.

Pentru analiza acestui element au fost folosite date de la staţia meteorologică Câmpulung Moldovenesc, situată în culoarul montan al Moldovei, la altitudinea de 660 m şi Rarău, la 1536 m altitudine. În general, am utilizat datele din perioada 1961–1985, deoarece observaţiile climatice la cele 4 ore de bază (1, 7, 13 şi 19) au început pe teritoriul ţării noastre din anul 1961, intervalul de 25 de ani luat în consideraţie fiind suficient de lung pentru a rezulta medii reprezentative.

Nebulozitatea este direct dependentă de particularităţile circulaţiei generale a atmosferei cât şi de caracteristicile suprafeţei active, prin reducerea radiaţiei solare influenţând toate celelalte elemente climatice.

Cea mai evidentă caracteristică a nebulozităţii pentru zona studiată este creşterea acesteia dependent de altitudine. Distanţa între cele două staţii meteorologice, Rarău şi Câmpulung Moldovenesc fiind redusă, gradientul mediu vertical de creştere a nebulozităţii este doar la jumătatea celui mediu pentru întreaga ţară (0,057 faţă de circa 0,1 grade de nebulozitate la 100 m altitudine). Datorită situării masivului Rarău spre clina estică a Carpaţilor Orientali, sub influenţa proceselor foehnale, comparativ cu zonele de deal şi câmpie, nebulozitatea medie este doar cu puţin mai crescută, fenomen evident la Câmpulung Moldovenesc, unde fenomenele de descendenţă ale maselor de aer produc frecvent destrămarea sistemelor de nori.

Variaţia nebulozităţii medii lunare pentru cele două staţii este redată în tabelul 28. Această variaţie este strâns legată de regimul mediu lunar al diferitelor formaţii barice ce traversează regiunea.

Tabelul 28

Mediile lunare şi anuale ale nebulozităţii totale (zecimi), pe zile şi ore de observaţii, la staţiile meteorologice Rarău şi Câmpulung Moldovenesc şi diferenţa dintre ele (1961–1985)

Ora	Staţia	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
1	Rarău	5,0	6,6	6,0	5,8	5,6	5,2	5,2	4,5	4,6	5,0	6,0	6,6	5,6
1	Câmpulung Mold.	5,6	6,3	5,9	5,7	5,3	4,9	4,8	4,3	4,7	4,9	5,7	5,9	5,3
1	Dif.R–C	0,4	0,3	0,1	0,1	0,3	0,3	0,4	0,2	-0,1	0,1	0,3	0,7	0,3
7	Rarău	6,3	6,8	7,0	6,8	6,6	6,2	6,1	5,5	5,8	6,0	6,7	6,9	6,4
7	Câmpulung Mold.	5,7	6,6	6,7	6,5	6,1	5,4	5,4	5,1	5,4	5,6	6,1	6,1	5,9
7	Dif.R–C	0,6	0,2	0,3	0,3	0,5	0,8	0,7	0,4	0,4	0,4	0,6	0,8	0,5
13	Rarău	6,6	7,0	7,1	7,7	7,8	7,6	7,4	6,9	6,3	5,9	6,8	7,0	7,0
13	Câmpulung Mold.	5,7	6,3	6,4	7,1	7,1	6,9	6,2	6,0	5,4	5,3	6,0	5,9	6,2
13	Dif.R–C	0,9	0,7	0,7	0,6	0,7	0,7	1,2	0,9	0,9	0,6	0,8	1,1	0,8
19	Rarău	6,1	6,3	6,6	7,1	7,1	7,0	6,8	6,3	5,6	4,7	5,8	6,4	6,3
19	Câmpulung Mold.	5,3	6,0	6,2	6,4	6,3	6,2	6,0	5,5	5,0	4,4	5,4	5,7	5,7
19	Dif.R–C	0,8	0,3	0,4	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,6	0,3	0,4	0,7	0,6
M	Rarău	6,2	6,6	6,7	6,8	6,7	6,4	6,4	5,8	5,7	5,4	6,4	6,6	6,3
M	Câmpulung Mold.	5,6	6,3	6,3	6,4	6,2	5,9	5,7	5,2	5,1	5,0	5,8	5,9	5,8
M	Dif.R–C	0,6	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,7	0,6	0,6	0,4	0,6	0,7	0,5

La Câmpulung Moldovenesc, nebulozitatea medie lunară cea mai scăzută se înregistrează în octombrie (5,0) (în zonele de câmpie şi de deal minima înregistrându-se cel mai frecvent în luna august). Pentru zona înaltă, la staţia meteorologică Rarău, nebulozitatea medie cea mai scăzută se înregistrează, ca şi în celelalte zone montane înalte, în octombrie (5,4).

Dacă în zonele de câmpie şi de deal, valorile medii cele mai ridicate se înregistrează, de regulă, în decembrie, în zonele montane medii şi înalte intervine un decalaj, ceea ce face ca la Câmpulung Moldovenesc şi Rarău să se producă în aprilie.

Pe timpul zilei, variaţia nebulozităţii medii totale este redată în tabelul 28 şi în fig. 29–30. Regimul zilnic al nebulozităţii medii la cele două staţii meteorologice este întrucâtva asemănător, deosebirea principală dintre cele două grafice cu izoplete constând în valorile mai mari cu 0,5 grade de nebulozitate la Rarău.

Pentru Câmpulung Moldovenesc, intervalul cu nebulozitate ridicată (peste 6,5) se desfăşoară începând din februarie, între orele 5–9, în martie în intervalul orar 6–11, în aprilie între 7–18, în mai în intervalul 9–18 şi în iunie între orele 11–17. Nebulozitatea totală medie scăzută (sub 5,5) se înregistrează, în special, în timpul nopţii. La staţia Rarău, comparativ cu media multianuală, intervalele cu nebulozitate ridicată (peste 7,0) se produc în martie între orele 7–14, în aprilie între 8–19, în mai între 9–19, în iunie între 10–19 şi în iulie între orele 11–17. Intervalele cu nebulozitate medie totală crescută cuprind, mai ales, perioada de primăvară, când au loc intensificări ale circulaţiei ciclonale generale, dese schimbări de câmpuri barice, cu valori crescute ale radiaţiei solare, iar suprafaţa activă fiind în general umedă, evapotranspiraţia efectivă este puternică. De la iarnă spre vară, nebulozitatea maximă îşi schimbă intervalul de producere dinspre dimineaţă către după–amiază. În perioada de iarnă, nebulozitatea mare din orele de dimineaţă se datorează norilor stratiformi, în timp ce spre vară, nebulozitatea mare de la amiază şi după amiază se produce pe seama norilor cumuliformi, apăruţi în timpul proceselor de convecţie.

Se observă la Rarău, faţă de Câmpulung Moldovenesc, că intervalul cu nebulozitate crescută începe şi se termină de regulă cu 1,5 ore mai târziu. Se constată, de asemenea, spaţii mai mari din partea înaltă ocupate de nebulozitate medie totală peste 7,0, după–amiaza, puse pe seama curenţilor ascensionali care antrenează masele de aer umed dinspre văi către culme.

Intervalele cu nebulozitatea totală medie mai scăzută (sub 5,5), la Câmpulung Moldovenesc încep din mai (între orele 0–2), se extind în iunie (22–7), iulie (21–8), august (19–10), în septembrie generalizându-se la întreaga zi, pentru a scădea în octombrie (12–6) şi noiembrie (16–21) (fig. 30).

La Rarău, intervalele cu nebulozitate medie totală scăzută coincid (în general) cu cele de la Câmpulung Moldovenesc (fig. 29).

Diferenţa dintre mediile multianuale ale nebulozităţii totale de la Rarău şi Câmpulung Moldovenesc este de 0,5 grade. În fig. 31 este prezentată variaţia lunară a diferenţelor de nebulozitate totală medie dintre cele două staţii, pe ore de

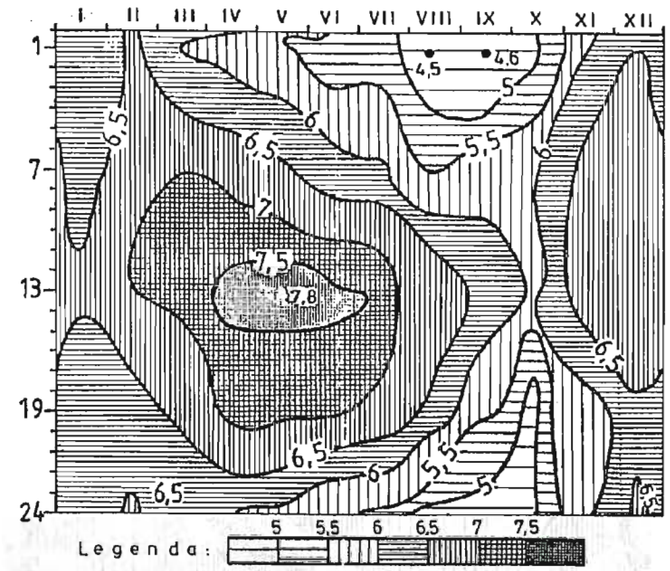


Fig. 29. Izopletele nebulozităţii medii (1961–1985) pentru staţia meteorologică Rarău.

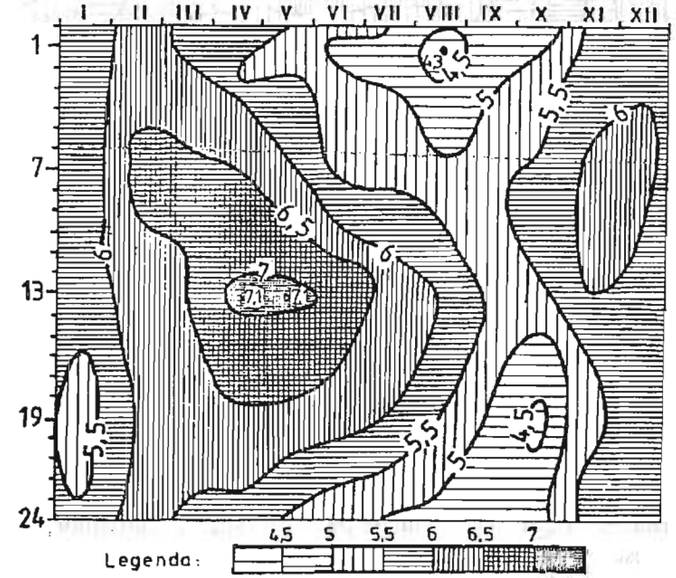


Fig. 30. Izopletele nebulozităţii medii (1961–1985) pentru staţia meteorologică Câmpulung Moldovenesc.

observații climatice. Se observă plusuri notabile ale nebulozității în amiezile de iulie și august (partea înaltă), datorate convecției termice, ca și în amiezile lunilor decembrie și ianuarie, în timp ce pe văi, o oarecare intensificare a vânturilor de vale din cadrul circulației periodice locale destramă ceața. Diferența negativă cea mai ridicată se produce în timpul nopților de la începutul toamnei, când, chiar ca valoare absolută, nebulozitatea medie pentru ora 1 este mai scăzută la Rarău decât la Câmpulung Moldovenesc.

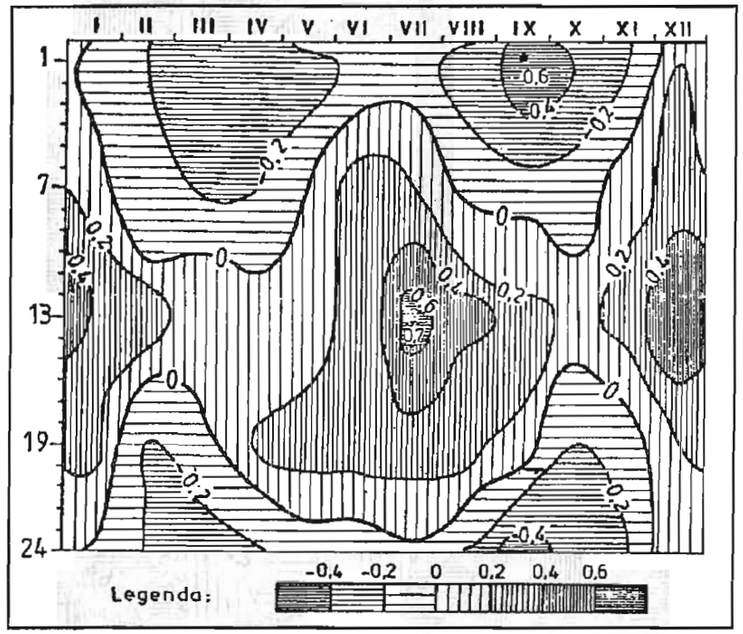


Fig. 31. Variația diferențelor dintre nebulozitatea medie lunară de la stațiile meteorologice Rarău și Câmpulung Moldovenesc, față de diferența dintre mediile anuale (1961–1985).

Frecvența zilelor cu cer senin și a celor cu cer acoperit este invers și, respectiv, direct proporțională, cu nebulozitatea totală.

Situație caracteristică zonei montane cu înălțimi medii, numărul de zile noroase predomină (50,4% la Rarău și 57,2% la Câmpulung Moldovenesc), aspect prezentat în tabelul 29 și fig. 32.

Numărul de zile cu cer senin este relativ ridicat pentru altitudinea celor două stații meteorologice (46,1 zile la Rarău și 51,2 zile la Câmpulung Moldovenesc), aceasta datorită situării regiunii studiate pe clina estică a Carpaților Orientali, în zona cu procese *foehnale*. Numărul mediu lunar de zile senine este invers proporțional cu gradul mediu al nebulozității totale, între cele două elemente existând o bună corelație, iar numărul de zile acoperite este direct proporțional cu nebulozitatea medie totală (fig. 33).

Tabelul 29

Numărul mediu lunar de zile cu cer senin, noros și acoperit la stațiile meteorologice Rarău și Câmpulung Moldovenesc (1961–1985).

St.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Numărul de zile senine (N ≤ 2)													
R	5,8	4,0	3,4	2,7	1,4	1,8	2,4	3,5	5,2	7,1	4,6	4,2	46,1
%	10,7	14,1	11,0	9,0	5,5	6,0	7,7	11,3	17,3	23,9	15,3	14,5	12,6
C.M.	6,1	3,8	3,4	3,0	2,0	2,2	3,3	5,6	5,7	7,0	4,6	4,5	51,2
%	20,7	13,4	11,0	10,0	6,4	7,3	10,6	18,1	19,0	22,6	15,3	14,5	14,0
Numărul de zile noroase (2 < N < 8)													
R	13,1	11,1	15,0	14,7	17,3	17,9	17,9	10,6	16,6	15,3	13,3	12,8	184,1
%	42,3	39,2	48,4	49,0	55,8	59,7	57,7	61,6	55,3	49,4	44,3	41,3	50,4
C.M.	15,8	14,1	16,4	16,4	19,2	20,4	19,9	19,2	17,8	16,8	15,5	17,4	209,0
%	51,0	49,8	52,9	54,7	62,3	68,0	64,2	61,9	59,3	54,2	51,7	56,1	57,2
Numărul de zile acoperite (N ≥ 8)													
R	12,1	13,2	12,6	12,6	12,3	10,3	10,7	8,4	8,2	8,6	12,1	14,0	135,1
%	39,0	46,7	40,6	42,0	39,7	34,3	34,6	27,1	27,4	27,7	40,4	45,2	37,0
C.M.	9,1	10,4	11,2	10,6	9,7	7,4	7,8	6,2	6,5	7,2	9,9	9,1	105,1
%	29,3	36,8	36,1	35,3	31,3	24,7	25,2	20,0	21,7	23,2	33,0	29,4	28,8

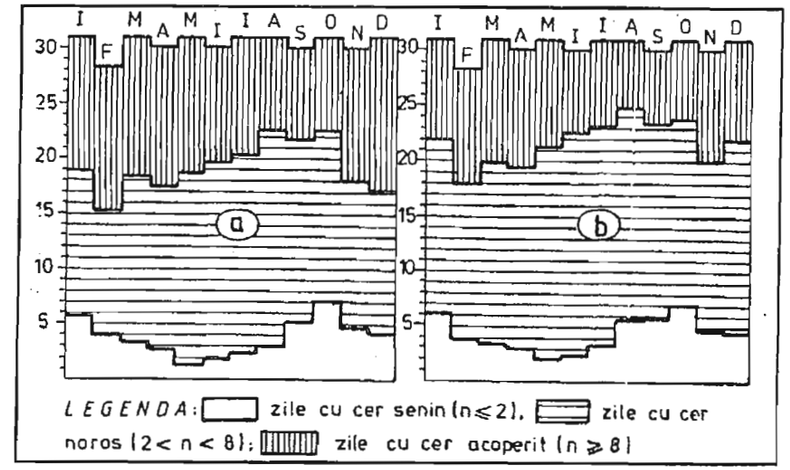


Fig. 32. Numărul mediu lunar de zile cu cer senin, noros și acoperit la stațiile meteorologice Rarău (a) și Câmpulung Moldovenesc (b), (1961–1985).

Regimul mediu lunar al zilelor cu cer noros înregistrează valori mari în intervalul mai–septembrie, cu maximul în iunie la Câmpulung Moldovenesc şi în august la Rarău, iar minimele în februarie, lună de maximum pentru numărul de zile cu cer acoperit.

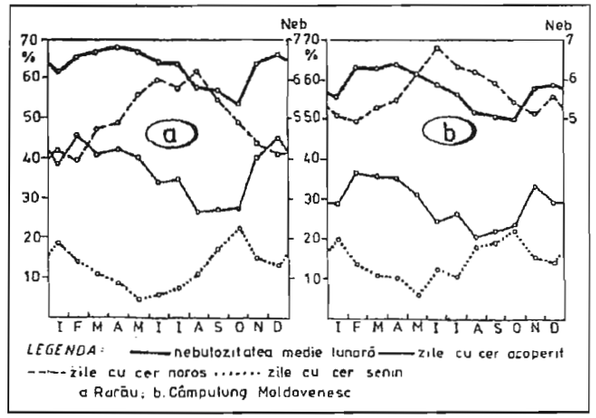


Fig. 33. Relaţia dintre numărul mediu lunar de zile cu cer acoperit, noros şi senin, cât şi nebulozitatea medie lunară la staţiile meteorologice Rarău şi Câmpulung Moldovenesc (1961–1985).

4.4.6. Durata de strălucire a Soarelui

Regimul duratei de strălucire a Soarelui este direct dependent de nebulozitate, în special de cea inferioară, deoarece prin norii subţiri şi transparenţi din etajul nebulozităţii superioare, razele soarelui penetrează de cele mai multe ori.

În cazul cantităţilor reduse de radiaţie directă înregistrarea cu ajutorul heliografului nu se produce, ceea ce face ca, în realitate, durata de strălucire a Soarelui să fie mai crescută decât indică cifrele provenite din măsurători. Pentru staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc şi Rarău nu există şiruri permanente şi suficient de lungi asupra duratei de strălucire a Soarelui.

Pe harta din *Atlasul R. S. R.* (1972–1979), întreaga suprafaţă a masivului este cuprinsă în arealul cu o medie multianuală a duratei de strălucire a Soarelui sub 1800 ore. Singurele staţii meteorologice cu care se poate face o comparaţie, deţinând şiruri suficiente de date, situate în condiţii oarecum asemănătoare (inconvenientul principal constând din unele diferenţe de altitudine şi în situarea lor cu o jumătate de grad de latitudine mai spre sud), sunt Ceahlău–Toaca şi Pângăraţi.

La Pângăraţi, staţia meteorologică ce a funcţionat în culoarul montan al Bistriţei, într-un sector asemănător cu valea Moldovei la Câmpulung Moldovenesc, cu aceeaşi orientare şi procese foehnale, diferită însă prin altitudine (mai scăzută cu 295 m) şi situată cu 1/2 grad de latitudine mai la sud, se înregistrează o durată medie multianuală de strălucire a Soarelui de 1764 ore, cu maximele lunare în iulie

şi august (peste 224 ore) şi minimul în decembrie (59 ore). Între staţiile meteorologice de altitudine, situate pe culme, în condiţii mai apropiate de regiunea de studiu, este cea de la Ceahlău–Toaca, având însă altitudinea mai mare decât la Rarău, cu 361 m. Aici se înregistrează o medie multianuală a duratei de strălucire a Soarelui de 1792 ore, valoare superioară celei înregistrate la Pângăraţi, datorită unei durate maxime posibile mai ridicată, dictată de o deschidere mai mare a orizontului şi prin situarea de multe ori peste plafonul norilor inferiori. Ca şi în zona joasă, maximele lunare se înregistrează în iulie şi august (peste 204 ore) iar minima în decembrie (79 ore).

În concluzie, se estimează pentru zona studiată un număr mediu anual de circa 1700 – 1800 ore de strălucire a Soarelui. Faţă de această medie, apreciem că pe clina nordică a masivului se înregistrează cu circa 100 ore mai puţin decât pe cea sudică. Mediile lunare cele mai ridicate se înregistrează în iulie şi august, iar cele mai scăzute în decembrie.

4.4.7. Precipitaţiile atmosferice

Pentru studiul precipitaţiilor în Masivul Rarău s-au folosit date de la trei staţii meteorologice şi 18 posturi pluviometrice situate în masiv şi în puncte caracteristice din zona limitrofă, suficientă acoperire pentru o corectă interpretare a acestui parametru. Stabilirea mediilor lunare, semestriale şi anuale este posibilă din analiza unui şir de cel puţin 45 de ani de observaţii. În unele cazuri, bibliografia românească de referinţă (*Clima R. S. R.*, vol.II, 1966) cunoaşte situaţii când s-au stabilit şi medii multianuale provenind din şiruri cu o durată de 40 ani (respectivele medii fiind preferate unor valori prelungi). Avându-se în vedere faptul că suprafaţa cercetată are o întindere redusă, în teritoriu existând doar două staţii meteorologice şi un singur post pluviometric cu un şir semnificativ de observaţii, ne-am permis a folosi şi medii provenind din suma valorilor pe minimum 38 de ani. S-au utilizat ca staţii meteorologice şi posturi pluviometrice de bază: Vatra Dornei (cu şir de date de 82 ani), Câmpulung Moldovenesc (67 ani), Cârlibaba (52 ani), Gura Humorului (51 ani), Rarău (40 ani) şi Crucea (38 ani), conform datelor din tabelul 30.

Cantităţile medii lunare, semestriale şi anuale de precipitaţii din Masivul Rarău şi zona înconjurătoare, precum şi altitudinea posturilor pluviometrice şi a staţiilor meteorologice sunt prezentate în tabelul 30. Datele de la posturile pluviometrice cu şiruri mai scurte de observaţii au fost prelungite la perioada 1891–1987, în funcţie de gradul de corelaţie, apropiere, similitudinea condiţiilor pluviogenetice, prin metodele corelaţiei şi izoprocentelor, după staţiile meteorologice şi posturile pluviometrice cu şiruri lungi de observaţii, conform schemei din fig. 34.

În zonă, cantităţile medii anuale se situează între 663,4 mm la Pojorâta şi 901,5 mm la Rarău. Dependenţa cantităţilor medii de precipitaţii cu altitudinea a fost stabilită prin ecuaţia parabolei: $Pp=a+bh+ch^2$ (fig. 35). Faţă de curba de variaţie reprezentând totalitatea staţiilor şi posturilor, se observă, prin gruparea

punctelor pentru aceeaşi altitudine, o cantitate mai mare de precipitaţii în bazinul Bistriţei (aval de Iacobeni) cu un plus maxim de 60 mm la altitudinea de 900 m, revenind la parametri comuni în jurul altitudinii de 1500 m. De asemenea, în bazinul Suhăi, la 800 m, cantităţile de precipitaţii sunt mai scăzute decât în bazinul Moldovei cu circa 25 mm. Bazinul Moldovei, până la 1000 m altitudine, cu grad de adăpost spre vest şi nord–vest, prezintă cantităţi relativ scăzute de precipitaţii (fig. 35). În medie, pe suprafaţa masivului cad anual circa 750 l/m².

Tabelul 30

Cantităţile medii de precipitaţii în Masivul Rarău şi în zona limitrofă (1891–1987) (mm)

Nr	Staţia-postul pluviometric	Alt. (m)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual	Sem. Rece	Sem. cald
1	Gura Humorului	490	21,7	22,4	44,8	51,6	105,2	118,2	101,2	73,3	54,3	42,1	24,5	19,7	679,0	175,2	503,8
2	Frasin	525	29,4	30,2	42,1	57,4	116,6	129,7	120,3	93,5	64,2	41,7	37,2	26,2	788,5	206,8	581,7
3	Ursoaia Stulpicani	560	24,1	24,8	34,6	45,7	93,0	103,4	96,0	74,6	51,2	33,3	30,5	21,5	632,7	168,8	463,9
4	Prisaca Dornei	580	27,0	27,8	38,7	47,4	96,4	107,2	99,5	77,3	53,1	34,5	34,1	24,1	667,1	186,2	480,9
5	Vadul Negrilesei	610	34,3	33,5	39,3	61,4	96,2	106,0	101,6	93,5	48,4	36,4	27,1	33,2	710,9	167,4	543,5
6	Deia	640	26,6	27,3	38,1	53,1	107,9	120,1	111,4	96,6	59,5	38,7	33,6	23,7	726,6	188,0	538,6
7	Câmpulung Moldovenesc	660	24,3	25,0	34,8	51,5	104,4	116,2	107,8	84,2	57,7	37,6	30,6	21,6	695,7	173,9	521,8
8	Tarniţa	720	30,7	31,5	30,6	53,2	101,5	115,5	115,5	89,7	50,4	34,8	35,8	29,0	718,2	192,4	525,8
9	Fundul Moldovei	736	21,3	21,9	30,5	41,4	84,0	93,5	86,8	67,4	46,3	30,1	26,9	19,0	569,1	149,7	419,4
10	Pojorâta	750	23,9	24,6	34,2	48,7	99,0	110,1	102,1	79,4	54,5	35,4	30,2	21,3	663,4	169,6	493,8
11	Crucea	760	26,2	26,8	26,1	53,7	103,8	117,9	117,9	91,8	51,6	35,3	30,4	24,7	706,2	169,5	536,7
12	Dorna Arini	795	27,6	22,8	30,1	51,4	89,5	109,7	107,0	86,3	56,2	45,9	31,2	27,6	685,3	185,2	500,1
13	Vatra Dornei	800	30,9	25,5	33,6	48,3	84,6	103,4	101,3	81,2	53,0	43,6	34,9	30,9	671,2	199,4	471,8
14	Dorna Giumalău	805	27,5	22,8	30,0	50,1	87,4	107,0	104,4	84,2	54,9	44,8	31,2	27,6	671,9	183,9	488,0
15	Ciocăneşti	840	29,4	24,8	32,0	45,8	79,9	97,9	95,5	77,0	50,2	40,9	33,2	29,4	635,5	189,2	446,3
16	Benia	915	24,2	24,8	34,6	46,2	93,9	104,5	96,9	75,3	51,7	33,6	30,6	21,6	637,9	169,4	468,5
17	Călineşti	920	34,7	35,6	34,5	54,4	103,7	118,0	118,0	91,7	51,6	35,6	40,4	32,6	750,8	213,4	537,4
18	Poiana Iţcani	940	31,2	32,1	44,8	49,6	100,8	112,1	104,0	80,9	55,5	36,1	39,5	27,9	714,5	215,0	499,5
19	Deaca	950	26,7	22,2	29,2	47,2	82,3	100,9	98,4	79,3	51,7	42,2	30,3	26,7	637,1	177,3	459,8
20	Cârlibaba	980	31,2	35,7	53,8	57,7	113,0	117,5	106,9	98,7	54,1	49,3	41,7	34,2	793,8	245,9	547,9
21	Rarău	1536	40,6	42,4	39,7	75,8	128,0	147,0	132,5	105,5	69,4	43,3	38,8	38,8	901,5	243,6	657,9

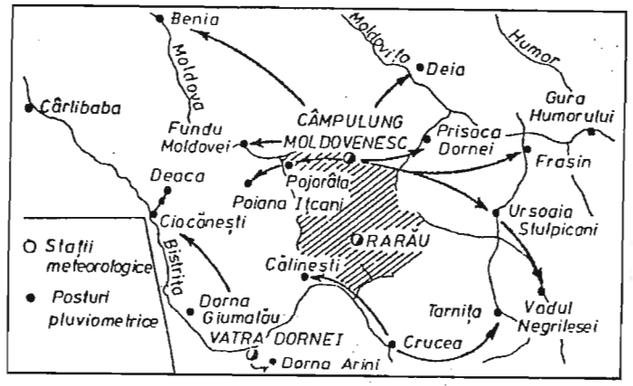


Fig. 34. Masivul Rarău. Amplasamentul reţelei pluviometrice.

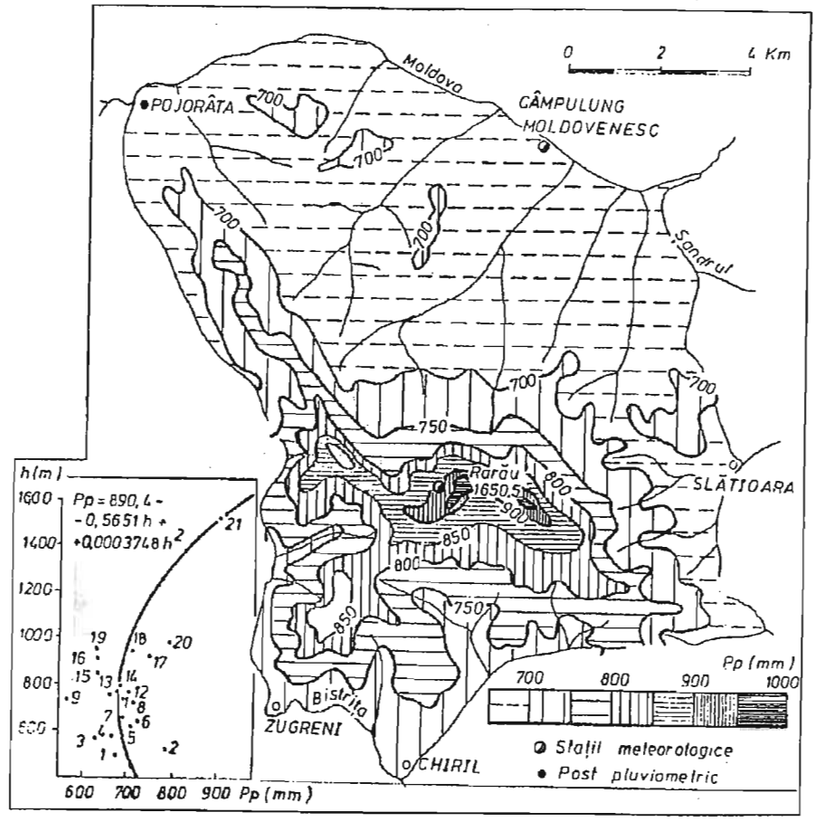


Fig. 35. Masivul Rarău. Distribuţia cantităţilor medii anuale de precipitaţii (1891–1987).

Cantităţile anuale de precipitaţii pe o perioadă de 50 ani, la cele două staţii meteorologice din regiune, variază de la 443,6 mm, reprezentând 49% din media multianuală, la staţia Rarău şi de la 493,6 mm (71% din media multianuală, pentru Câmpulung Moldovenesc), până la 1345,7 mm, ceea ce semnifică 149% faţă de media multianuală, la Rarău şi respectiv până la 969,7 mm (139% pentru Câmpulung Moldovenesc), situaţie ce reliefează caracterul neuniform al zonei înalte.

Prin aplicarea criteriului Hellman de caracterizare pluviometrică a lunilor, raportându-ne la valorile medii anuale, considerăm ca ani excesiv de secetoşi pe cei cu valoarea anuală a cantităţii de precipitaţii mai mică de 50% din media multianuală; ani foarte secetoşi între valorile de 51–70% şi ani secetoşi pe cei cu valori de 71–80% din media multianuală. Acelaşi criteriu indică drept ani excesiv de ploioşi pe cei cu suma anuală mai mare de 150% faţă de media multianuală; foarte ploioşi între 131–150% şi ploioşi, cu suma anuală între 121–130%. Astfel, la Câmpulung Moldovenesc, din ultimii 60 de ani, anul 1938 a fost ploios, anii 1942, 1943, 1946, 1948, 1950 secetoşi, 1955 foarte ploios (cu recordul 969,7 mm), 1961 foarte secetos (cu recordul 493,6 mm), 1965 secetos, 1970 şi 1972 ploioşi, 1978 şi 1981 foarte ploioşi, 1987 secetos. La Rarău, anul 1938 a fost ploios, 1943 secetos, anul 1955 excepţional de secetos (cu recordul 443,6 mm), 1956 şi 1961 foarte secetoşi, 1963 secetos, 1972, 1975, 1978 ploioşi, 1981 foarte ploios (cu recordul 1345,7 mm), 1984 foarte ploios, 1986 şi 1987 secetoşi. Deşi datele de la cele două staţii se corelează, anii de excepţie, cu valori minime şi maxime, sunt în general rezultanta unor conjucturi de excepţie. Între circulaţia maselor de aer, suprafaţa activă şi dezvoltarea proceselor convective există mai multe coincidenţe în manifestarea anilor ploioşi (din 11 situaţii, 6 ani au fost ploioşi pentru ambele staţii), anii secetoşi coincizând doar în 6 din cele 14 situaţii prezente. În mod excepţional, anul 1955, care este cel mai secetos pentru Rarău, apare ca cel mai ploios la Câmpulung Moldovenesc. Se observă o oarecare grupare, anii secetoşi predominând în perioada 1942–1965 şi 1986–1987 iar cei ploioşi în perioada 1970–1984. Mediile glisante pe 5 ani, deşi perioada analizată este extrem de scurtă, deci nesemnificativă, relevă cicluri de 19–24 ani, cu minime în 1943, 1963, 1987 şi maxime în 1938, 1957, 1979 (fig. 36).

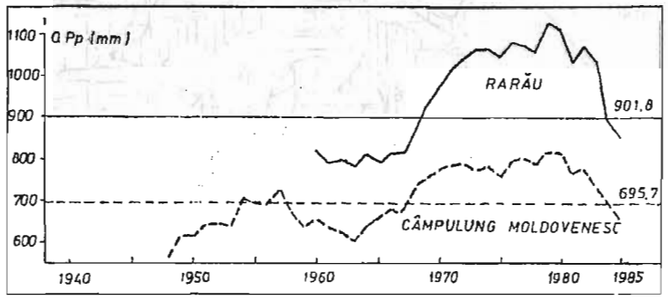


Fig. 36. Variaţia mediilor glisante (5 ani) ale cantităţilor medii anuale de precipitaţii.

Distribuţia pe semestre a cantităţilor de precipitaţii indică faptul că, în regiune, 73% din cantitatea de precipitaţii se produce în semestrul cald (IV–IX) (tabelul 30).

Cantităţile medii din semestrul rece variază de la 169,6 mm la Pojorâta, la 243,6 mm la Rarău. Graficul distribuţiei cantităţilor de precipitaţii în semestrul rece în funcţie de altitudine este prezentat în fig. 37. Distribuţia în altitudine, comparativ cu situaţia anuală, este constantă pe ambii versanţi, pe cel sudic înregistrându-se un plus de doar circa 20 mm faţă de aceleeaşi altitudini în restul masivului. Majoritatea teritoriului este cuprins între izohietele de 175–200 mm (fig. 37).

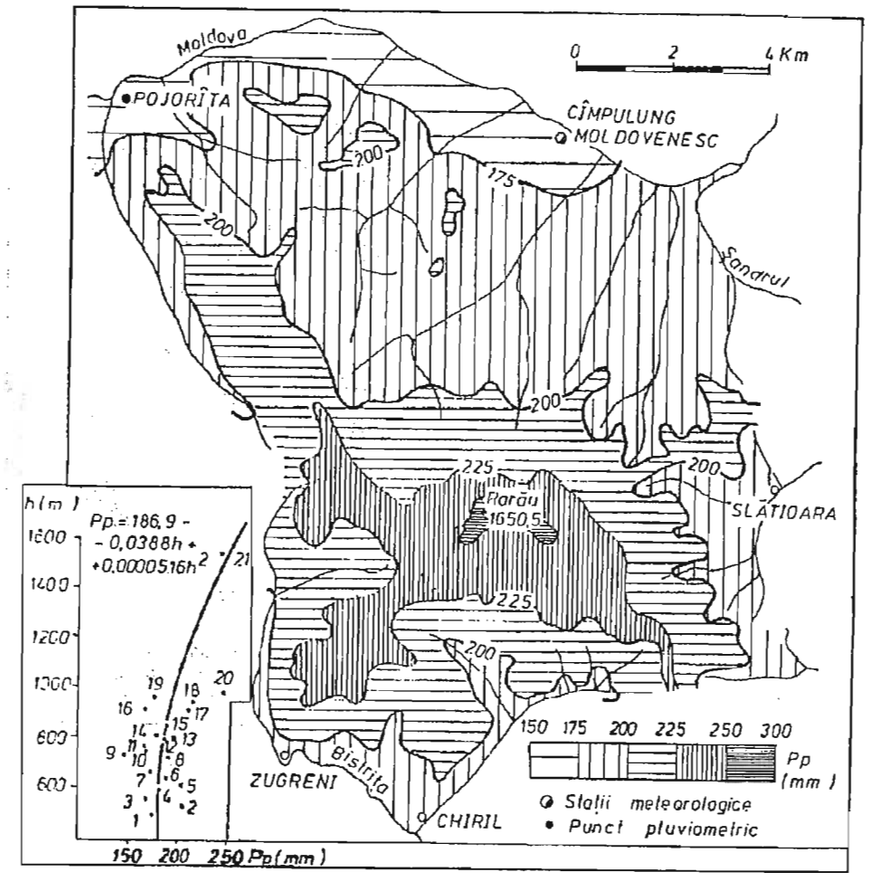


Fig. 37. Masivul Rarău. Distribuţia cantităţilor medii de precipitaţii în semestrul rece (X–III), (1891–1987).

Distribuţia în funcţie de altitudine a cantităţilor de precipitaţii în semestrul cald prezintă gradienţi pluviometrici verticali foarte mari (40 mm/100 m), între

altitudinile de 1000–1600 m (fig. 38). În zonele depresionare şi în marile culoare de vale, indiferent de altitudinea acestora, cantităţile de precipitaţii sunt scăzute. Majoritatea teritoriului, aparţinând bazinului Moldovei, prezintă valori cuprinse între 500–550 mm, în timp ce valea Bistriţei însumează cantităţi mai mari, iar bazinul Suhăi se caracterizează prin valori sub 500 mm (fig. 38). În medie, în toată partea nordică şi estică, cantităţile sunt uşor mai scăzute, datorită unui grad mai ridicat de adăpostire.

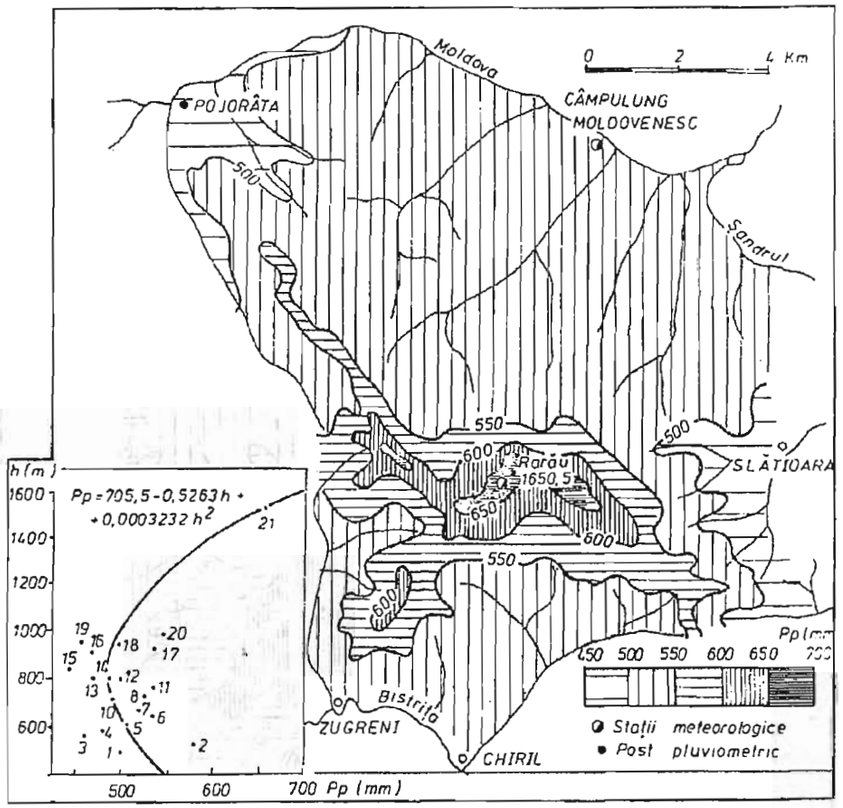


Fig. 38. Masivul Rarău. Distribuţia cantităţilor medii de precipitaţii în semestrul cald (IV–IX), (1891–1987).

Gradul de continentalism, destul de accentuat, este relevat şi de raportul dintre cantităţile medii de precipitaţii produse în sezonul cald (V–X) şi cele din sezonul rece (XI–IV), *raportul Angot* depăşind valoarea de 2,5 în regiunea de care ne ocupăm.

Cantităţile medii lunare de precipitaţii cresc de la 21,3 mm la Pojorâta şi 38,8 mm la Rarău, în decembrie; ajungând la 110,1 mm la Pojorâta şi 147,0 mm la

Rarău, în iunie. Cele mai mici cantităţi medii lunare se produc în decembrie, motivate de caracteristicile circulaţiei atmosferice, frecvenţa, durata şi intensitatea mare a inversiunilor termice, gradienţi termici verticali reduşi (0,26°C/100 m), situaţie diferită faţă de zona montană înconjurătoare şi regiunile deluroase, unde cele mai mici medii lunare se produc în februarie. În valea Bistriţei se produc două minime secundare, în februarie şi în octombrie, în partea înaltă a masivului, luna noiembrie fiind la fel de secetoasă ca şi decembrie. Luna cu cele mai mari cantităţi de precipitaţii este iunie, situaţie comună cu zonele înconjurătoare. În valea Bistriţei, luna iulie este la fel de ploioasă, apărând şi două maxime secundare, februarie şi noiembrie.

Maximele şi minimele absolute ale cantităţilor lunare de precipitaţii pentru o perioadă de 35–47 ani sunt prezentate în tabelul 31. Minimele lunare absolute s-au produs în ianuarie–februarie, iar maximele absolute în mai şi iulie. Raportul dintre mediile multianuale ale lunii celei mai ploioase şi mediile multianuale ale lunii celei mai secetoase se situează între 4 în zona înaltă şi peste 5 în zona joasă, reliefând un anumit grad de continentalism al întregului masiv.

Tabelul 31

Cea mai mare (M) şi cea mai mică (m) dintre cantităţile lunare de precipitaţii la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (1922–1923, 1941–1943, 1946–1987) şi Rarău (1941–1943, 1953–1987) şi la postul pluviometric Crucea (1953–1987) (mm)

L	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Câmpulung Moldovenesc												
M	56,4	81,2	87,0	112,7	235,2	217,7	262,2	198,7	167,7	75,9	109,7	62,4
an	1979	53	62	77	70	75	81	55	78	64	76	81
m	3,6	1,6	2,5	5,5	18,2	22,5	32,4	19,4	6,0	1,0	7,6	1,5
an	1949	66	85	47	82	76	22	43	82	43	70	48
Crucea												
M	61,4	96,4	76,4	159,0	256,0	210,0	246,7	214,8	152,9	81,5	52,7	65,9
an	1976	58	62	84	70	59	81	79	78	72	81,85	81
m	4,2	0,2	1,9	15,8	23,3	32,0	57,1	31,0	5,4	5,0	3,2	2,3
an	1973	76	85	86	86	87	54	85	61	77	86	72
Rarău												
M	114,7	102,2	110,6	179,8	296,1	292,0	300,1	292,2	211,1	102,9	92,4	90,0
an	1976	70	62	77	70	59	81	79	41	72	42	81
m	0,5	3,1	5,4	3,9	31,0	47,2	44,3	37,5	4,0	5,8	11,0	7,2
an	1955	76	55	55	86	68	87	65	82	43	82	72

Cantităţile maxime în 24 de ore se înregistrează în condiţiile unor mişcări ascensionale puternice la advecţia fronturilor atmosferice. Cantităţile maxime absolute de precipitaţii sunt moderate în zona studiată, spre deosebire de regiunile învecinate (Depresiunea Dornelor şi Valea Bistriţei superioare), unde s-au

înregistrat cantităţi excepţional de mari. Valoarea de 280,4 mm/24 ore, cumulată la Cârlibaba în 16.VI.1938, este a patra ca mărime de pe teritoriul ţării, a treia dintre cele produse în iunie şi a doua din zona montană. Valoarea de 260,0 mm, înregistrată în luna septembrie 1912 la Vatra Dornei, este a şaptea ca mărime pe ţară şi cea mai mare care s-a produs în alt sezon decât vara (tabelul 32).

Tabelul 32

Cantitatea maximă de precipitaţii în 24 ore (mm), în Masivul Rarău şi zona limitrofă

Nr.	Staţia-postul pluviometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Max. abs.		Perioada de observaţie
														val.	data	
1.	Gura Humorului	17,0	16,4	30,4	42,2	45,6	75,0	50,2	37,5	24,5	43,1	20,6	14,0	75,0	9.06.51	20-23;50-55; 59;62-72
2.	Frasin	21,2	23,8	12,0	52,4	49,5	57,1	57,7	91,7	40,0	29,3	23,6	12,8	91,7	15.08.79	54;56;72-87
3.	Ursoaia Stulpicani	21,2	32,9	13,4	54,9	53,0	79,3	54,3	91,6	53,1	35,0	23,3	18,8	91,6	15.07.79	50-53;57-58; 62-73;76-78
4.	Prisaca Dornei	19,0	20,0	14,1	39,8	49,6	47,3	35,5	45,0	27,2	14,2	18,4	10,9	49,6	3.05.78	73;78-87
5.	Vadul Negrilesei	38,2	32,7	26,7	50,6	64,0	87,0	91,0	70,6	55,4	35,5	53,3	30,2	91,0	22.07.74	50-53; 64-87
6.	Deia	23,1	17,4	21,6	76,1	44,2	59,8	30,1	63,8	31,7	27,7	32,6	18,5	76,1	10.04.79	65-87
7.	Câmpulung Moldovenesc	21,4	27,0	30,4	46,8	66,2	62,8	67,9	63,8	46,6	32,0	38,8	19,1	67,9	07.47	22-23;38-39; 41-87
8.	Tarniţa	18,1	19,0	35,3	25,6	78,8	56,9	65,1	38,5	32,1	33,7	24,7	20,7	78,8	05.73	71-74;76; 78-87
9.	Fundu Moldovei	15,6	18,7	17,3	30,4	46,0	60,0	101,4	58,0	34,0	40,4	24,0	18,9	101,4	17.07.72	49-50;61-64; 71-76;78-87
10.	Pojorâta	16,3	33,4	18,9	43,0	55,1	58,5	62,0	68,3	37,0	36,0	30,9	20,3	68,3	20.08.68	50-52;55; 64-87
11.	Crucea	14,6	35,4	18,2	38,0	64,8	54,6	91,4	78,2	57,6	29,0	25,8	16,0	91,4	5.07.61	45;51-87
12.	Dorna Arini	15,0	30,4	16,5	46,2	46,0	58,0	78,0	51,0	36,5	16,0	17,1	17,8	78,0	2.07.71	53;59;71-73; 78-87
13.	Vatra Dornei	20,0	27,9	23,2	44,5	62,1	51,0	65,2	49,7	260,0	34,2	34,3	19,2	260,0	5.09.12	09-10;29-44; 46-55;58-61; 63-87
14.	Dorna Giumalău	17,0	15,5	19,7	50,5	44,3	52,3	47,0	35,0	36,3	20,0	16,1	16,1	52,3	9.06.55	55;61-64; 78-87
15.	Ciocăneşti	19,0	24,7	17,8	20,2	42,7	37,8	54,5	35,8	43,5	24,0	23,2	24,0	54,5	22.07.74	50-51;65-87
16.	Benia	22,6	19,5	25,8	34,0	37,1	49,9	46,1	51,6	35,8	28,0	17,2	23,8	51,6	7.08.72	71-87
17.	Călineşti	13,0	14,4	12,8	57,5	85,2	61,9	69,0	42,8	34,9	18,2	22,9	15,3	85,2	27.05.73	73-83;85-87
18.	Poiana Iţcani	21,9	38,5	16,4	65,0	60,0	68,3	68,7	45,0	36,5	22,9	18,8	28,2	68,7	10.07.81	49-51;53-55; 71-87
19.	Deaca	24,1	19,2	17,3	38,6	52,3	56,3	50,7	63,0	29,0	23,7	32,1	47,8	63,0	21.07.74	50-60;71-87
20.	Cârlibaba	20,0	20,1	21,5	32,2	50,0	280,4	36,6	70,0	61,5	28,2	29,0	31,7	280,4	16.06.38	30;33-40; 49-55;60; 63-72
21.	Rarău	30,9	34,5	24,4	88,7	53,0	110,6	91,0	71,5	60,2	24,3	27,6	29,7	110,6	29.06.78	37-44;56-87

Tabelul 33

Numărul mediu de zile cu cantităţi de precipitaţii ≥ 0,1mm, în Masivul Rarău şi zona limitrofă

Nr.	Staţie-post pluviometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual	Sem. rece	Sem. cald
1	Gura Humorului	9,0	7,6	9,5	8,2	12,5	12,6	12,0	9,6	9,0	6,6	6,9	7,8	111,3	40,8	70,5
2	Frasin	8,8	8,9	10,7	12,8	15,3	18,2	16,7	13,4	8,8	9,7	8,5	7,6	139,4	44,5	94,9
3	Ursoaia Stulpicani	7,5	7,4	10,2	11,1	13,3	13,2	13,0	11,6	9,3	7,6	8,2	8,7	122,1	49,6	71,5
4	Prisaca	9,5	10,7	11,5	13,3	16,2	17,1	15,6	12,8	10,3	9,0	10,4	9,9	146,3	52,0	94,3
5	Vadul Negrilesei	7,3	8,5	8,4	10,7	12,4	13,6	13,7	10,3	7,4	7,4	7,4	7,3	114,4	46,3	68,1
6	Deia	8,8	9,0	10,1	12,1	15,2	17,4	16,4	13,9	9,3	8,5	9,1	9,5	139,3	63,2	76,1
7	Câmpulung Moldovenesc	9,8	11,0	11,9	13,6	16,7	17,5	16,0	13,2	10,5	9,3	10,8	10,4	150,7	53,9	96,8
8	Tarniţa	5,9	7,5	8,2	11,5	12,8	12,8	13,4	10,2	7,2	7,8	8,3	7,8	113,4	45,5	67,9
9	Fundu Moldovei	6,2	5,4	6,3	8,7	12,0	11,8	11,7	9,0	5,8	6,1	6,0	5,1	94,1	35,1	59,0
10	Pojorâta	9,2	9,3	11,2	12,2	15,7	17,6	16,1	13,2	9,2	8,9	9,4	8,6	140,6	56,6	84,0
11	Crucea	10,9	11,8	12,3	14,2	17,9	18,7	17,3	14,1	10,8	9,3	10,7	11,2	159,2	66,2	93,0
12	Dorna Arini	11,0	11,1	10,6	12,6	15,9	16,9	15,9	13,2	8,7	9,3	11,1	12,1	148,4	65,2	83,2
13	Vatra Dornei	11,9	11,3	11,1	13,1	16,7	16,6	15,1	12,5	9,4	9,8	11,1	11,6	150,2	57,0	93,2
14	Dorna Giumalău	13,9	12,1	11,3	13,1	16,9	17,6	16,3	12,3	8,5	8,6	10,6	12,3	153,5	68,8	84,7
15	Ciocăneşti	9,3	8,9	9,5	10,9	13,0	15,0	13,8	11,0	7,6	7,2	8,7	9,3	124,2	52,9	71,3
16	Benia	9,2	8,4	9,1	12,6	14,4	16,8	15,5	11,9	9,3	7,5	7,3	8,2	130,2	49,7	80,5
17	Călineşti	11,4	9,7	11,7	14,4	15,1	18,1	16,6	12,9	9,1	8,9	10,8	11,4	150,1	63,9	86,2
18	Poiana Iţcani	11,7	12,6	11,4	13,3	15,7	17,7	15,7	13,1	9,2	9,4	10,5	11,2	151,5	66,8	84,7
19	Deaca	9,9	8,6	9,5	11,8	13,5	15,2	14,9	11,4	8,3	8,6	8,7	9,3	129,7	54,6	75,1
20	Cârlibaba	8,4	9,8	9,8	10,5	15,3	14,1	13,4	12,9	7,8	8,8	9,2	10,1	130,1	47,3	82,8
21	Rarău	14,3	14,3	14,1	15,5	19,6	19,8	17,6	14,8	12,2	10,8	12,1	13,7	178,8	68,5	110,3

Mediile numărului de zile cu cantităţi de precipitaţii ≥ 0,1 mm au fost obţinute, conform metodologiei acceptate, din minimum 15 ani de observaţii, singurul post pluviometric la care media a fost obţinută prin metoda corelaţiei şi izoprocentelor fiind Prisaca Dornei. Numărul de zile cu cantităţi de precipitaţii ≥ 0,1 mm se prezintă destul de variat în Masivul Rarău (tabelul 33).

Se observă o dispersie mare a punctelor ce reprezintă pe grafic posturile pluviometrice (fig. 39), cauzată de gradul diferit de adăpost faţă de circulaţia generală a atmosferei şi condiţiilor diverse de geneză a precipitaţiilor convective. Grupările de puncte indică valori mai mari în bazinul Bistriţei şi mai scăzute în bazinul Suhăi şi în sectorul din amonte al văii Moldovei. Majoritatea teritoriului studiat se află cuprins între izoliniile reprezentând 150 şi 160 zile cu precipitaţii ≥ 0,1 mm.

Numărul de zile cu cantităţi de precipitaţii ≥ 20 mm este mai mare în zona joasă, unde există condiţii mai favorabile producerii cantităţilor de precipitaţii deosebit de mari în 24 ore (tabelul 34).

Tabelul 34

Numărul de zile cu diferite cantități de precipitații la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (C.M.) și Rarău (R), în perioada 1961–1984.

St.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
> 0,5mm													
C.M.	6,9	8,2	9,3	10,9	14,8	15,9	15,0	12,1	8,6	7,6	7,4	8,0	124,7
R.	11,5	11,4	11,5	13,0	16,3	17,5	16,2	13,3	10,6	9,0	9,7	11,3	151,3
> 1,0mm													
C.M.	5,1	6,2	6,9	9,3	12,9	14,2	13,1	10,4	7,1	6,1	6,1	6,3	103,7
R.	8,9	9,3	10,1	11,5	15,2	15,9	15,0	12,8	8,1	8,2	8,3	9,4	133,7
> 2,0mm													
C.M.	3,9	4,1	4,7	7,2	10,6	11,9	11,0	8,7	5,3	4,4	4,4	4,2	80,4
R.	6,0	6,8	8,3	9,8	13,8	14,0	13,7	10,9	7,2	6,2	5,7	6,8	109,1
> 5,0mm													
C.M.	1,8	1,8	2,1	3,9	6,6	7,1	7,5	5,9	3,1	2,0	2,2	1,7	45,6
R.	2,8	2,9	3,4	5,2	8,4	9,2	8,6	6,5	3,8	3,3	2,5	2,4	59,1
> 10mm													
C.M.	0,6	0,4	0,6	1,4	3,4	3,7	4,2	3,1	1,8	0,8	0,7	0,3	21,0
R.	0,9	0,8	0,8	2,5	4,3	5,1	5,0	3,7	2,1	1,4	0,8	0,8	28,2
> 20mm													
C.M.	0,1	0,3	0,2	0,5	1,5	1,8	1,8	1,4	1,0	0,4	0,5	0,1	9,6
R.	0,2	0,1	0,1	0,7	1,4	1,9	1,8	1,3	0,8	0,3	0,1	0,1	8,8
> 30mm													
C.M.	-	-	-	0,1	0,4	0,4	0,7	0,4	0,2	0,1	0,1	-	2,4
R.	0,0	0,0	-	0,2	0,7	0,8	0,8	0,7	0,3	0,2	-	-	3,7

În 69% din numărul de zile cu precipitații în zona joasă și în 58% în cea înaltă se produc precipitații sub formă lichidă, valorile medii ale numărului de zile cu precipitații sub formă lichidă și solidă fiind prezentate în tabelul 35.

Tabelul 35

Numărul mediu de zile cu precipitații lichide și solide la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (C.M.) și Rarău (R), în perioada 1961–1984

Stația	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
Numărul mediu de zile cu precipitații lichide													
C.M.	2,4	1,7	6,3	12,4	17,2	19,0	18,6	15,4	11,3	8,8	5,6	3,6	122,3
R.	0,2	0,2	1,6	5,3	14,9	20,1	20,2	17,1	12,3	7,7	3,9	1,4	104,9
Numărul mediu de zile cu precipitații solide													
C.M.	10,3	10,3	10,1	7,1	0,8	-	-	-	0,1	1,3	5,8	8,4	54,2
R.	16,3	13,8	14,2	14,8	7,3	0,6	0,1	0,2	2,1	3,8	9,9	13,3	96,4

Ca durată a ploilor în semestrul cald, Masivul Rarău se află în zona cu durata maximă a ploilor în România (peste 190 minute o ploaie). Cantitatea medie de precipitații produse de o singură ploaie se situează la valorile medii ale țării noastre

(6–7 mm), pentru intensitatea medie a ploilor, regiunea studiată prezentând, de asemenea, intensități mijlocii, comparabile cu cele de la nivelul țării (0,04 mm/min).

Precipitațiile lichide predomină (ca număr de zile în care s-au produs) față de cele solide, în perioada aprilie–octombrie, la Câmpulung Moldovenesc și în perioada mai–octombrie la Rarău. Cel mai frecvent și important tip de precipitații lichide îl constituie ploaia, care se poate produce în oricare lună a anului (tabelul 36), doar aversa de ploaie fiind absentă în luna ianuarie la stația meteorologică Rarău (tabelul 37).

Tabelul 36

Numărul mediu lunar și anual de zile cu ploaie (1961–1985)

Stația	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	1,7	2,0	4,4	10,0	12,6	12,2	10,8	9,3	8,8	8,1	6,2	3,2	89,3
Rarău	0,4	0,3	1,0	4,3	10,8	11,7	10,4	9,6	8,2	5,6	3,9	1,0	67,2

Tabelul 37

Numărul mediu lunar și anual de zile cu aversă de ploaie (1961–1985)

Stația	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	0,3	0,4	1,8	5,0	11,1	13,9	13,0	9,8	4,1	2,2	0,8	0,3	62,7
Rarău		0,0	0,5	2,1	10,0	14,7	13,7	11,6	6,5	2,3	0,6	0,0	62,0

Duratele ploii și aversei de ploaie sunt mai reduse la stația meteorologică Rarău, datorită temperaturilor mai scăzute, față de stația meteorologică Câmpulung Moldovenesc. În perioada iunie–septembrie, valorile medii lunare sunt totuși mai ridicate la Rarău (tabelul 38).

Tabelul 38

Durata medie lunară și anuală a ploii și a aversei de ploaie (ore și zecimi), la stațiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (1978–1990) și Rarău (1975–1990)

Stația	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	3,7	1,9	12,4	42,4	55,9	57,8	43,5	36,3	31,6	27,8	12,9	10,0	336,2
Rarău	0,3	0,3	1,4	10,7	54,1	66,3	50,8	44,0	35,3	21,4	9,2	1,7	295,5

În concluzie, cantitățile de precipitații produse în Masivul Rarău sunt moderate pentru altitudinile respective, prezentând asemănări evidente cu flancul estic al grupei centrale a Carpaților Orientali. În zona înaltă, la peste 1200 m, cantitățile de precipitații sunt ușor mai crescute decât pe întreg flancul extern al grupei centrale, fapt ce imprimă acestui etaj altitudinal o serie de similitudini cu din grupa nordică (sub aspect pluviometric). În regiune, nivelul optimului pluviometric pare a se situa la altitudini mai mari de 1651 m, deci peste nivelul maxim al

Rarăului, fapt ce nu poate fi însă verificat din lipsă de posturi pluviometrice în ecartul altitudinal de 980–1536 m şi la altitudini mai mari.

Din analiza hărţilor care reprezintă diferite caracteristici ale precipitaţiilor atmosferice conform datelor din *Atlasul R. S. R.* (1972–1979), la care se adaugă gradul de detaliere, plus şirul mai lung de date avute la dispoziţie, se desprind unele concluzii comparative. Astfel, pentru mediile anuale, Masivul Rarău prezintă valori între < 700 şi > 950 mm, în comparaţie cu valorile între < 800 şi > 1200 din *Atlasul R. S. R.* (1972–1979), deci cu 100–250 mm mai scăzute. În semestrul rece, izohietele (fig. 37) indică valori între < 175 şi > 250, faţă de < 250 şi > 300 mm, iar în semestrul cald, diferenţele sunt asemănătoare. Numărul de zile cu cantităţi de precipitaţii ≥ 0,1 mm se situează între < 140 şi > 170 zile (fig. 39), comparativ cu < 150 şi 170 zile în *Atlasul R. S. R.* Din toate aceste puncte de vedere, Masivul Rarău se apropie mai mult de Ceahlău, cu care se aseamănă şi prin caracterul de masive izolate.

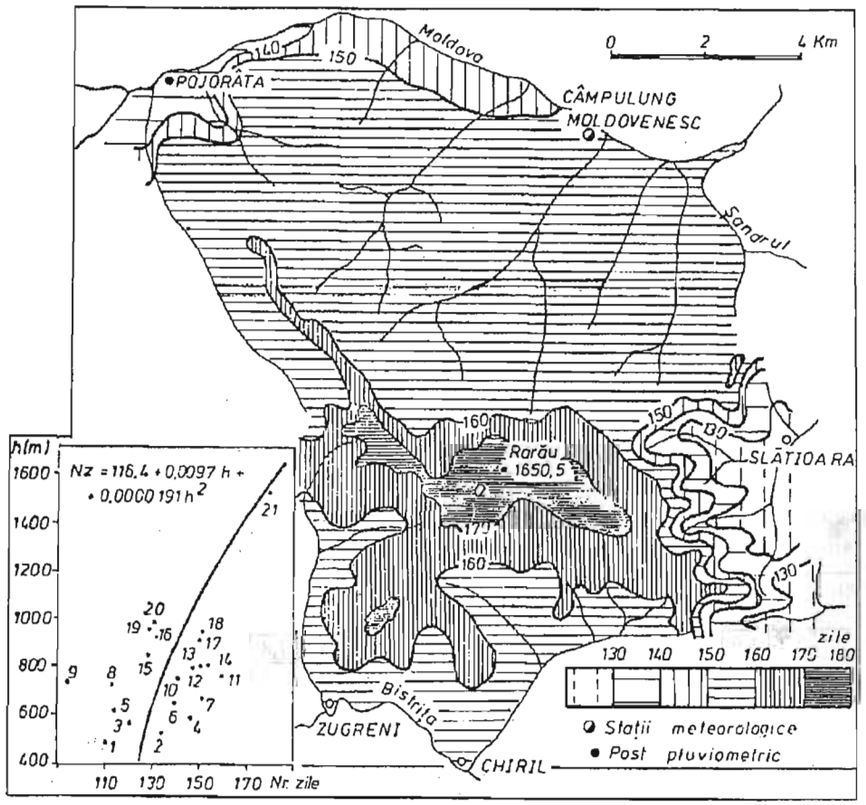


Fig. 39. Masivul Rarău. Distribuţia numărului de zile cu cantităţi de precipitaţii ≥ 0,1 mm.

Raportul dintre cantităţile de precipitaţii medii ale lunilor celor mai ploioase şi ale lunilor celor mai secetoase, precum şi raportul dintre cantităţile medii din sezonul cald şi din sezonul rece, indică pentru întreg masivul un regim cu grad mare de continentalism şi evidenţiază rolul deosebit al precipitaţiilor convective în sezonul cald.

4.4.8. Fenomenele şi procesele meteorologice deosebite

Analiza fenomenelor şi proceselor meteorologice în Masivul Rarău s-a efectuat pe baza datelor climatice de la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (altitudine 660 m) şi Rarău (1536 m), cele mai indicate şi cu înregistrări în acest sens. De regulă, perioada utilizată a fost de 25 ani (1961–1985), uneori şiruri mai lungi de date, alteori mai scurte, în special pentru durata fenomenelor, dar depăşind în toate cazurile perioadele necesare pentru reprezentativitatea mediilor (15–20 ani pentru numărul de zile cu diferite fenomene şi 10–15 ani pentru durata fenomenelor). În plus, a fost utilizată bibliografia de specialitate, în special hărţi (*Atlasul R. S. R.*, 1972–1979; *Atlas climatologic al R. S. R.*, 1966; *Geografia României*, vol. I, 1983; *Clima R. S. R.*, vol. II, 1986 etc.).

Cantitatea diferită de energie radiativă primită de suprafaţa terestră şi de atmosferă, ca şi particularităţile circulaţiei generale a atmosferei, determină producerea unor anumite fenomene meteorologice, preponderent în semestrul rece şi mai puţin în cel cald.

Semestrul rece cuprinde cel mai mare număr de fenomene meteorologice, într-un număr mare de zile şi cu o durată mai amplă de acţiune. Aceasta se datorează proceselor fizice complexe, provenind din acţiunea temperaturilor scăzute asupra vaporilor de apă din atmosferă. Astfel, sunt prezente procese de condensare (sublimare) pe suprafaţa terestră (bruma, chiciura, depunerile lichide şi solide pe suprafaţa solului şi pe obiecte), condensarea în stratul inferior al atmosferei (ceaţa şi aerul ceţos), diferite tipuri de precipitaţii (burniţa, lapoviţa, măzărichea, ninsoarea), apoi viscolul şi stratul de zăpadă viscolit (pentru că stratul de zăpadă ca atare nu poate fi considerat *fenomen*).

Răcirea suprafeţei solului şi a obiectelor, precum şi a stratului de aer de la contactul cu acestea, produc condensarea şi sublimarea vaporilor de apă direct pe acestea, formându-se *bruma*, depunerile lichide şi solide. Uneori, condensarea vaporilor în atmosferă este urmată de suprarăcirea produselor de condensare, care în contact cu solul sau cu anumite obiecte se amplifică prin sublimare, formându-se chiciura şi poleiul. Tipurile de precipitaţii menţionate constituie produsele de condensare la sol sau precipitaţiile orizontale.

Cu excepţia lunii iulie, în toate celelalte luni, de la bază până în vârful Masivului Rarău, se întrunesc condiţii care produc scăderea temperaturii solului la suprafaţă sub 0°C, cu umiditate relativă crescută, nopţi senine şi cu calm atmosferic, ceea ce duce la formarea brumei (tabelul 39).

Tabelul 39

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu brumă (1961–1990)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
C.M.	1,4	2,5	6,2	5,5	1,1	0,0	-	0,0	2,3	9,5	9,1	4,7	42,3
R.	0,3	0,3	0,3	0,4	0,7	0,2	-	0,1	2,3	4,9	3,4	0,8	13,7

În zonă, prima zi cu brumă se produce în medie la 5.IX în partea înaltă şi la 25.IX în culoarul Moldovei, iar ultima zi cu brumă la 5.V în treapta joasă de relief şi la 15.V la partea superioară a masivului (*Atlas R. S. R.*, 1972–1979).

Pe vreme liniştită, cu temperaturi negative şi în prezenţa unor mase de aer umed, suprasaturate în raport cu ceaţa – situaţii ce se întâlnesc mai frecvent în zona înaltă – se depune *chiciura*, numărul de zile cu chiciură moale (tipul de chiciură cel mai frecvent) fiind redat în tab.nr. 40.

Tabelul 40

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu chiciură moale (1961–1990)

Staţia	Luna								
	I	II	III	IV	V	X	XI	XII	An
C.M.	0,4	0,1					0,1	0,1	0,7
Rarău	1,8	1,6	1,3	0,7	0,1	0,4	1,0	2,9	9,8

Comparativ cu alte zone montane, numărul de zile cu chiciură este redus. Picăturile de ceaţă suprarăcită, în condiţii de vânt, lovind părţile expuse ale obiectelor, formează *chiciura tare*, fenomen întâlnit mai ales în zona înaltă (tabelul 41).

Tabelul 41

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu chiciură tare (1971–1990)

Staţia	Luna							
	I	II	III	IV	V	XI	XII	An
Rarău	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	0,3	0,6	1,7

Poleiul, care se formează în urma topirii ninsorii în atmosfera inferioară, prin suprarăcirea ploii rezultate în stratul de aer din apropierea solului şi apoi îngheţul pe sol sau, în cazul poleiului secundar, prin îngheţarea picăturilor pe suprafeţe terestre foarte reci. Poleiul este un fenomen meteorologic ce nu întruneşte condiţii favorabile de producere în Masivul Rarău (tabelul 42).

Tabelul 42

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu polei (1961–1990)

Staţia	Luna									
	I	II	III	IV	V	IX	X	XI	XII	An
C.M.	0,1	0,2	0,1	0,1	-	-	0,1	0,1	0,3	0,9
R	-	-	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,2	1,1

Invaziile de aer cald şi umed în semestrul rece duc la depuneri lichide sau solide pe suprafaţa solului, obiecte, conductori aerieni. Depunerile de gheaţă pe conductorii aerieni (chiciură, polei) se pot produce, în partea înaltă, din septembrie până în luna mai.

Prin acumularea picăturilor de apă şi a microcristalelor de gheaţă în masele de aer umed din stratele inferioare ale atmosferei se formează *ceaţa*, vizibilitatea scăzând sub 1 km. Fenomenul este foarte frecvent în ecartul altitudinal superior, unde, în condiţii de temperaturi scăzute şi de umezeală relativă ridicată, ceţurile sunt foarte frecvente în semestrul rece. Ceţurile de radiaţie şi cele de versant au o răspândire deosebită şi în semestrul cald. La staţia meteorologică Rarău, ceaţa se produce în fiecare lună, cu o frecvenţă ce depăşeşte jumătate din numărul de zile al respectivei luni, cu excepţia perioadei august–septembrie (tabelul 43).

Tabelul 43

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu ceaţă, la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (CM, 1961–1985) şi Rarău (R, 1953–1985)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
C.M.	3,0	2,6	2,8	2,0	1,6	0,8	1,3	1,3	1,4	2,6	4,8	3,2	27,4
R	17,5	17,4	18,3	18,7	16,2	15,5	15,8	14,4	14,3	15,9	17,8	19,2	201,0

Ca durată, fenomenul se produce într-o treime din timp în lunile semestrului rece şi într-un sfert din numărul de ore al lunilor din semestrul cald pentru partea superioară a masivului, în cea joasă – datorită fenomenelor de *foehn* – ceaţa fiind mai rar întâlnită (tabelul 44).

Tabelul 44

Durata ceţii (ore şi zecimi), medii lunare şi anuale

St.	Luna													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An	Per. obs.
C.M.	1,8	3,2	6,8	0,5	0,3	-	0,2	0,3	0,1	0,2	7,6	6,0	27,0	'75–90
R.	231,8	203,3	236,6	255,1	190,3	152,9	159,4	149,3	146,4	183,2	232,3	263,7	2404,3	'78–90

Aerul ceţos, constituit din picături de apă sau cristale de gheaţă mai mici decât în cazul ceţii (şi mai rare), ceea ce permite vizibilitatea între 1–10 km, se formează mai frecvent în regiunile joase, unde umezeala relativă este mai scăzută şi temperaturile aerului mai ridicate decât în partea înaltă (tabelul 45).

Tabelul 45

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu aer ceţos (1971–1990) la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (C.M.) şi Rarău

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
C.M.	19,6	18,4	20,0	17,8	14,8	14,5	15,8	17,0	17,0	18,0	18,4	19,4	210,7
Rarău	14,2	14,6	17,3	14,8	14,2	15,0	16,0	15,5	16,6	13,6	13,0	13,0	177,8

Temperaturile mai scăzute din semestrul rece determină condensarea vaporilor de apă şi provoacă precipitaţii diferite faţă de semestrul cald.

Burniţa, pentru condiţiile României, este un fenomen specific semestrului rece, sfârşitului şi, în special, începutului intervalului (noiembrie–decembrie), căzând din nori stratus, uneori strato–cumulus şi din ceţuri. Datorită caracteristicilor termice impuse de altitudine, în porţiunea înaltă burniţa se produce mai frecvent în semestrul cald decât în cel rece (tabelul 46). Durata acestui fenomen este redusă în întregul masiv (tabelul 47).

Tabelul 46

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu burniţă (1961–1990)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	0,1	0,6	0,3	1,1	0,6	0,3	0,2	0,2	0,5	1,2	2,1	0,5	7,7
Rarău	0,0	0,1	0,2	0,8	0,9	0,8	0,7	1,2	0,9	1,3	0,9	0,6	8,4

Tabelul 47

Durata burniţei (ore şi zecimi), medii lunare şi anuale

Staţia	Luna											
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual	Per. de obs.
C.M.	1,0	1,8	0,6	0,8	-	0,3	0,4	1,7	1,8	1,5	9,9	1978–1990
Rarău	0,1	1,6	0,8	1,2	0,4	2,3	2,6	1,9	1,7	1,4	14,0	1976–1990

Ca şi în cazul burniţei, pentru *lapoviţă*, *aversă de lapoviţă* şi *măzăriche*, spre partea superioară a masivului se întrunesc condiţii mai bune de producere în semestrul cald decât în cel rece. Aceste fenomene au frecvenţe şi durate reduse (tabelele 48, 49, 50 şi 51).

Tabelul 48

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu lapoviţă (1961–1985)

Staţia	Luna											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	0,4	0,7	0,8	1,8	0,5	0,0			0,7	0,9	1,1	6, 7
Rarău	0,1	0,2	0,3	1,2	0,8	0,2	0,0	1,2	0,6	0,5	0,2	5,3

Tabelul 49

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu aversă de lapoviţă (Câmpulung Moldovenesc, 1976–1990; Rarău, 1971–1990)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	0,1	-	0,2	0,1	0,1	-	-	-	-	0,2	0,2	-	0,8
Rarău	-	-	0,1	0,8	0,2	0,1	-	0,1	0,1	0,1	-	-	1,5

Tabelul 50

Durata lapoviţei şi aversei de lapoviţă, medii lunare şi anuale (ore şi zecimi) la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (1975–1990) şi Rarău (1978–1990)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	0,7	0,9	1,9	6,7	0,3	-	-	-	-	0,8	0,6	0,2	12,1
Rarău	0,0	0,2	1,0	5,1	1,4	0,6	0,0	0,0	0,5	0,5	0,4	0,2	9,9

Tabelul 51

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu măzăriche tare (1961–1985)

Staţia	Luna										
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Anual
C.M.	0,0	0,0	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-	0,0
Rarău	-	-	-	0,2	0,7	0,5	0,2	0,0	0,2	0,2	2,0

Pentru latitudinea şi altitudinea staţiei meteorologice Rarău, numărul de zile cu precipitaţii solide este aproximativ acelaşi cu numărul de zile ale precipitaţiilor lichide. În regiune, tipul principal de precipitaţii solide este constituit de *ninsoare*. Numărul de zile cu *ninsoare* şi *aversă de ninsoare* este aproape dublu la altitudinea de 1500 m faţă de altitudinea de 650 m. Numărul de zile înregistrat la cele două extremităţi este uşor crescut faţă de datele prezentate în *Atlasul climatologic* (1966). Fenomenul se poate produce în partea înaltă în toate lunile anului, dar şi la periferie, cu excepţia intervalului iunie–august (tabelele 52 şi 53).

Tabelul 52

Numărul mediu anual şi lunar de zile cu ninsoare (1961–1985)

Staţia	Luna											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	11,3	11,2	10,6	4,1	0,3	-	-	0,1	1,3	6,2	10,8	55,8
Rarău	15,3	15,6	14,7	10,4	2,9	0,4	0,0	1,6	4,3	10,4	14,6	90,2

Tabelul 53

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu aversă de ninsoare (Câmpulung Moldovenesc, 1976–1990; Rarău, 1971–1990)

Staţia	Luna											
	I	II	III	IV	V	VI	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	0,4	0,5	1,1	1,1	0,1	-	-	0,1	0,5	0,1	0,1	4,0
Rarău	0,2	0,7	2,1	3,3	0,4	0,1	0,1	0,5	1,1	0,6	0,4	9,5

Durata producerii acestor fenomene este destul de mare în lunile de iarnă şi în prima parte a primăverii, îndeosebi pentru altitudinile ridicate (tabelul 54).

Tabelul 54

Durata medie lunară şi anuală a ninsorii şi aversei de ninsoare (ore şi zecimi) la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (CM, 1978–1990) şi Rarău (1976–1990)

Staţia	Luna												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Anual
C.M.	56,2	65,5	45,3	28,8	1,3					2,8	33,1	45,5	278,5
Rarău	100,3	99,5	79,5	79,8	12,8	2,0	0,3	0,2	5,4	17,6	62,0	82,0	541,4

Viscolul este un fenomen cu frecvenţă mare la partea superioară a masivului, expusă vânturilor dominante şi aproape inexistent în culoarele adăpostite ale Moldovei şi Bistriţei (tabelul 55).

Tabelul 55

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu viscol (1961–1985)

Staţia	Luna								
	I	II	III	IV	V	X	XI	XII	Anual
C.M.	0,2	0,1					0,0	0,0	0,3
Rarău	4,7	4,0	4,1	2,0	0,0	0,3	1,8	3,3	20,2

Stratul de zăpadă apare cu circa două săptămâni mai târziu decât data medie de producere a primelor ninsori şi dispare cu circa două săptămâni înaintea producerii ultimei ninsori. Numărul de zile cu strat de zăpadă se situează între 87 la periferia masivului şi 163 pe cele mai înalte culmi, datele pentru 25 de ani confirmând valorile prezentate în *Atlasul R. S. R.* (1972–1979). Pentru staţia meteorologică Rarău, în intervalul analizat, singurele luni în care nu se poate instala strat de zăpadă sunt iulie şi august, iar în intervalul decembrie–martie solul este practic acoperit permanent cu strat de zăpadă (tabelul 56).

Tabelul 56

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu suprafaţa solului acoperită cu strat de zăpadă (1961–1985)

Staţia	Luna										
	I	II	III	IV	V	VI	IX	X	XI	XII	An.
C.M.	24,5	20,4	12,6	2,2	0,0			0,3	7,4	19,5	86,9
Rarău	30,8	28,2	30,6	21,2	4,0	0,1	0,5	4,0	14,8	28,3	162,5

Grosimea medie decadală a stratului de zăpadă de peste 1 cm acoperă la Câmpulung Moldovenesc intervalul 10.XI – 1.IV, în timp ce la staţia Rarău se extinde în intervalul 1.X – 20.V. Grosimea medie pe decade, de peste 10 cm, se

înregistrează la Câmpulung Moldovenesc în intervalul 10.I – 1.III, iar la Rarău între 10.XI – 10.V (tabelul 57).

Tabelul 57

Grosimea medie decadică a stratului de zăpadă (cm) (1961–1985)

Luna	Decada	Staţia	
		Câmpulung Moldovenesc	Rarău
septembrie	I	0	0,1
	II	0	0,1
	III	0	0,1
octombrie	I	0,1	1,4
	II	0,2	1,8
	III	0,4	2,4
noiembrie	I	0,8	3,5
	II	2,1	7,0
	III	2,8	12,3
decembrie	I	3,7	17,5
	II	5,8	25,2
	III	5,8	30,3
ianuarie	I	9,0	38,2
	II	12,5	45,4
	III	13,1	49,8
februarie	I	11,2	57,8
	II	11,8	67,5
	III	10,1	69,9
martie	I	7,6	76,9
	II	5,5	73,4
	III	2,4	67,4
aprilie	I	0,5	46,3
	II	0,4	39,6
	III	0,2	31,1
mai	I	0	14,2
	II	0	3,5
	III	0	0,8

În semestrul cald al anului se produc mai puţine fenomene meteorologice, condiţionate ca frecvenţă, durată şi intensitate de temperaturile ridicate din aer, convecţia termică, încărcarea electrică a atmosferei.

Datorită temperaturii ridicate a suprafeţei solului, caracteristică semestrului cald, *roua* este singurul fenomen impus de procesele de condensare pe suprafaţa solului. Răspândirea acestui fenomen este condiţionată de altitudine şi morfologia reliefului. Culoarele montane ale Bistriţei şi Moldovei, cu frecvente inversiuni termice, prezintă un număr mare de zile cu rouă (99 zile la Câmpulung Moldovenesc), asemănător regiunilor de câmpie. Viteza mare a vântului şi turbulenţa fac ca numărul de zile cu rouă să scadă concomitent cu creşterea altitudinii (38 zile la Rarău) (tabelul 58).

Tabelul 58

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu rouă (1961–1990)

Staţia	Luna											
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An.
C.M.	0,0	0,5	7,8	13,8	13,7	15,1	17,2	17,3	11,1	1,7	0,1	99,3
Rarău			0,1	2,5	4,9	7,6	9,5	8,7	4,3	0,4		38,0

Întrucât zona de mare lăţime şi cu altitudini ridicate a nordului Carpaţilor Orientali nu este un loc preferenţial de traversare a munţilor de către fronturile atmosferice, iar gradul de continentalism este mai atenuat, *grindina* se produce într-un număr redus de zile (2 zile la Rarău şi 2,1 la Câmpulung Moldovenesc), comparativ cu alte zone montane. Fenomenul se înregistrează practic doar în semestrul cald în întreaga arie montană (tabelul 59).

Tabelul 59

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu grindină (1961–1990)

Staţia	Luna							
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	An.
C-lung M.	0,1	0,5	0,7	0,3	0,4	0,1	-	2,1
Rarău	0,1	0,5	0,6	0,4	0,1	0,3	0,0	2,0

Fenomenele orajoase au o frecvenţă şi durată moderate, fapt ce se explică prin modul de deplasare a maselor de aer, încălzirii inegale a acestora, mişcările convective, particularităţile reliefului şi ale suprafeţei active. În general, frecvenţa şi durata acestor fenomene scad concomitent cu creşterea gradului de continentalism şi sporesc odată cu altitudinea. Totuşi, creşterea frecvenţei şi duratei în altitudine sunt mai puţin sesizabile între staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc şi Rarău. Intervalul cu oraje are în regiune o durată medie de 145 – 160 zile (*Maria Colette Iliescu*, 1989). Aceasta se desfăşoară, în general, între 25.IV – 30.IV, atât pentru partea joasă cât şi pentru cea înaltă, şi se încheie în perioada 15 – 20.IX în porţiunile joase, respectiv 20 – 25.IX în cele înalte. Punctele extreme indică ca cea mai timpurie dată de producere a fenomenului 23.II.1977, atât la Câmpulung Moldovenesc cât şi pentru Rarău, cea mai târzie zi de începere a intervalului cu oraje fiind 19.V.1932 şi pentru Rarău şi 26.V 1959 pentru Câmpulung Moldovenesc.

Numărul mediu anual de zile cu oraje este de 30–32,5 la Câmpulung Moldovenesc şi 32,5–35 la Rarău, pentru perioada 1931–1980 şi 35–40 la ambele staţii, pentru perioada 1961–1985 (*Maria Colette Iliescu*, 1989). După datele calculate de către noi, prezentate în tab.nr. 60, pentru perioada 1961–1990, media este de 32 zile la Câmpulung Moldovenesc şi 28 zile la Rarău.

Tabelul 60

Numărul mediu lunar şi anual de zile cu oraje la staţie (1961–1990)

Staţia	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	An.
C-lung M.	0,0	0,1	1,2	5,7	8,4	7,8	6,7	1,4	0,2	0,1	31,6
Rarău	0,0	0,1	1,0	4,8	7,7	6,3	6,1	1,5	0,2	0,1	27,8

În ceea ce ne priveşte, apreciem ca mai apropiate de realitate mediile pentru intervalul 1931–1980, având cel mai lung şir de date, corelându-se şi cu alţi parametri ai orajelor la cele două staţii, cât şi cu situaţia generală din Carpaţii româneşti. Numărul anual maxim de zile cu oraje pentru perioada 1961–1990 este de 60 la Câmpulung Moldovenesc şi 51 la Rarău, ambele valori înregistrate în anul 1975.

Durata medie anuală a orajelor, după *Maria Colette Iliescu* (1989), este de 100–120 ore în zona joasă şi peste 120 ore în zona înaltă. Datele pentru perioade mai scurte indică însă valori mult mai reduse (tabelul 61).

Tabelul 61

Durata medie lunară şi anuală a orajelor la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc (1978–1990) şi Rarău (1975–1990)

Staţia	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	An.
C-lung M.		0,1	1,7	14,4	20,2	15,2	16,0	1,5	0,1	69,2
Rarău	0,1	0,2	1,3	12,7	20,5	17,7	16,8	2,6	0,1	72,0

Durata maximă anuală a fost de 192,3 ore la Câmpulung Moldovenesc, pentru intervalul 1961–1990 şi 109,2 ore la Rarău, pentru intervalul 1975–1990. Durata medie zilnică a orajelor (pentru zilele în care aceste fenomene se produc) este la Câmpulung Moldovenesc de 2,3 ore, durata maximă zilnică fiind de 13 ore. La Rarău, în intervalele cu oraje se produc, în medie, două asemenea fenomene pe oră, maximul anual fiind de 14 oraje pe oră.

Un indicator mult mai precis asupra orajelor este numărul de descărcări electrice pe o suprafaţă de 100 km², pentru care înregistrările sunt contorizate. Acest parametru prezintă valori medii scăzute în zonă (circa 200 descărcări/100 km²/an), cu cea mai mare frecvenţă medie lunară în iulie, valoarea maximă anuală fiind de asemenea foarte scăzută (237 descărcări/100 km²/an).

Acest fenomen poate fi apreciat şi în funcţie de indicele de kerraunicitate:

$$(K) = n \cdot D \cdot N \cdot 10^{-5},$$

unde:

n – numărul mediu anual de zile cu oraje;
D – durata medie anuală a orajelor (în ore şi zecimi);
N – numărul mediu anual de descărcări electrice/100 km².

Ariile joase ale masivului se încadrează în gradul II de keraunicitate, cu valori ale lui K între 6 şi 9, în timp ce partea înaltă în gradul IV, cu valori ale lui K între 9–12 (*Maria Colette Iliescu*, 1989).

Evapotranspiraţia reprezintă un proces meteorologic complex, a cărui valoare este dependentă de mai mulţi factori (radiaţia solară, temperatura aerului, temperatura suprafeţei solului, umezeala relativă a aerului, umezeala suprafeţei solului, vânt, vegetaţie etc.). În lipsa determinărilor directe, caracterizarea acestui proces o apreciem după hărţile din *Atlasul R. S. R.* (1972–1979).

Datorită precipitaţiilor bogate şi temperaturilor scăzute şi moderate ale aerului, valorile medii anuale ale evapotranspiraţiei potenţiale corespund cu cele ale evapotranspiraţiei reale, fiind de 450–500 mm pentru partea înaltă şi de circa 500–550 mm pentru ariile periferice. Aceste valori se suprapun în totalitate sezonului de vegetaţie (aprilie–octombrie). În perioada cea mai optimă pentru dezvoltarea vegetaţiei (mai–iulie), evapotranspiraţia medie potenţială este de circa 250–275 mm pentru partea înaltă şi de 275–300 mm la periferia masivului. Media lunară cea mai ridicată a evapotranspiraţiei potenţiale se înregistrează în iulie, cu valori de 100–110 mm în zona înaltă şi 110–120 mm în cea joasă.

Deficitul anual al bilanţului apei în sol este 0, deci fenomenele de uscăciune la nivelul învelişului pedologic nu se resimt în nici un interval al anului, pentru întreaga suprafaţă studiată. Mai curând putem vorbi de un uşor excedent, dedus indirect prin particularităţile învelişului de sol şi ale celui vegetal.

Avându-se în vedere temperaturile medii cu valori relativ scăzute, frecvenţa şi intensitatea fenomenelor meteorologice specifice semestrului rece sunt mult mai semnificative faţă de cele din semestrul cald, constând în special dintr-o varietate mai mare a proceselor de condensare a apei. Majoritatea fenomenelor caracteristice semestrului rece se extind mult şi în lunile semestrului cald. Fenomenele care se întâlnesc numai într-o perioadă caracteristică sunt grindina – ce se suprapune doar semestrului cald – atât în zona joasă, cât şi în cea înaltă – şi viscolul, care se produce mai ales în parte înaltă a masivului, doar în semestrul rece. Aerul ceţos, burniţa, lapoviţa şi măzărichea se produc în semestrul cald, într-un număr de zile mai mare decât în perioada rece a anului.

4.5. REGIONAREA CLIMATICĂ ŞI TOPOCLIMATICĂ[1]

În perioada 1975–1991 a fost efectuată cartarea topoclimatică a întregii suprafeţe a ţării, la scara 1:200.000, de către colectivele de topoclimatologie din Bucureşti, Cluj şi Piatra Neamţ.

[1] Topoclimatologia se impune ca o direcţie prioritară de cercetare topoclimatologică, prin contribuţii valoroase, între care se remarcă *Harta topoclimatologică a R. S. România* (*Gh. Neamu, Octavia Bogdan, Elena Teodoreanu*, 1970), *Criterii de bază în definirea topoclimatelor* (*Octavia Bogdan*, 1980), *Harta topoclimatică, Scara 1:1.500.000*, din *Atlasul R. S. România* (*Octavia Bogdan, Elena Teodoreanu, Elena Mihai, Gh. Neamu*, 1977), *Regiunile climatice şi topoclimatele*, în *Geografia României*, vol. I (*Octavia Bogdan*, 1983).

Metodologia folosită în prezenta lucrare a fost cea elaborată de către colectivul de topoclimatologie al *Institutului de Geografie*, pentru hărţile topoclimatice la scara 1:200.000, cu unele mici modificări.

S-a folosit fondul de date climatice de la staţiile meteorologice Câmpulung Moldovenesc, Rarău şi din împrejurimi, precum şi de la posturile pluviometrice situate în arealul studiat şi din zona limitrofă. Şirurile de date climatice au fost omogenizate şi prelungite statistic la o perioadă comună (1896–1987), analizându-se dinamica fiecăruia din principalele elemente şi fenomene climatice în parte. Sinteza acestor cercetări, ce exprimă rolul genetic al suprafeţei active în exprimarea topoclimatelor, pe suprafeţe mai mari sau mai restrânse, este redată de harta topoclimatică.

De un real folos în exprimarea trăsăturilor climatice şi topoclimatice ale zonei ne-au fost *climogramele* Péguy şi Walter–Leith, realizate pentru cele două staţii (fig. 40, 41).

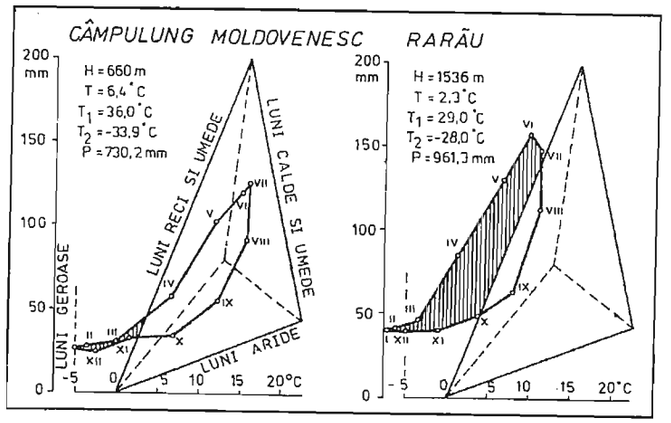


Fig. 40. Climogramele Péguy.

Principala caracteristică evidenţiată prin *climogramele* Péguy este caracterul rece şi umed al intervalului noiembrie–martie la Câmpulung Moldovenesc, caracterul rece şi umed al perioadelor noiembrie–decembrie, martie–mai, cât şi caracterul geros al lunilor ianuarie şi februarie, la staţia meteorologică Rarău.

Climogramele Walter–Leith, mai complexe, figurează trăsăturile climatice generale ale zonei în care se află situată staţia meteorologică.

Indicele anual de ariditate *„de Martonne"* s-a calculat după formula:

$$I_a = \frac{P}{T+10},$$

în care:

T – temperatura medie anuală;

P – cantitatea medie anuală de precipitaţii.

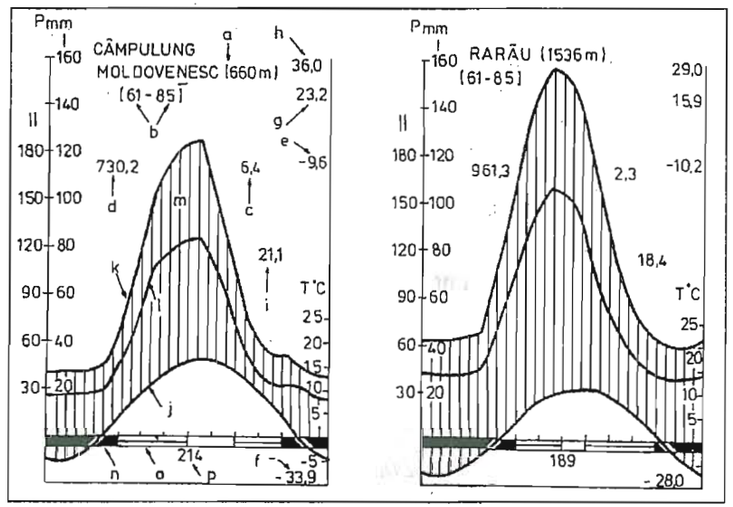


Fig. 41. Climogramele Walter–Leith.

Distribuția indicelui de ariditate *de Martonne* este reprezentată grafic în fig. 42 şi evidențiază caracterul răcoros şi relativ umed al regiunii. Datele folosite în calcul sunt redate în tabelul 62.

Tabelul 62

Parametrii indicelui de ariditate *de Martonne*

Nr.crt.	Stația meteorologică	Altitudinea (m)	Q pp. (mm)	T°C	Ia
1.	Câmpulung Moldovenesc	660	695,7	6,4	42,4
2.	Vatra Dornei	800	657,4	5,0	43,8
3.	Poiana Stampei	915	744,2	4,1	52,8
4.	Cârlibaba	980	841,7	4,2	59,3
5.	Ceahlău Munte	1.241	851,6	2,5	68,1
6.	Rarău	1.536	901,5	2,2	73,9

Tabelul 63 cuprinde elemente ale regionării climatice şi topoclimatice referitoare la arealul studiat, precum şi principalii parametri ai topoclimatelor complexe.

Principalul factor genetic al climei, radiația solară, determină zona climatică *temperată.*

Poziția pe continentul european generează anumite caracteristici ale circulației atmosferice. Acest factor climatogen jalonează, prin caracteristicile sale, sectorul de provincie climatică. Circulația atmosferică predominant vestică, sub influența reliefului major, imprimă trăsături specifice climatului.

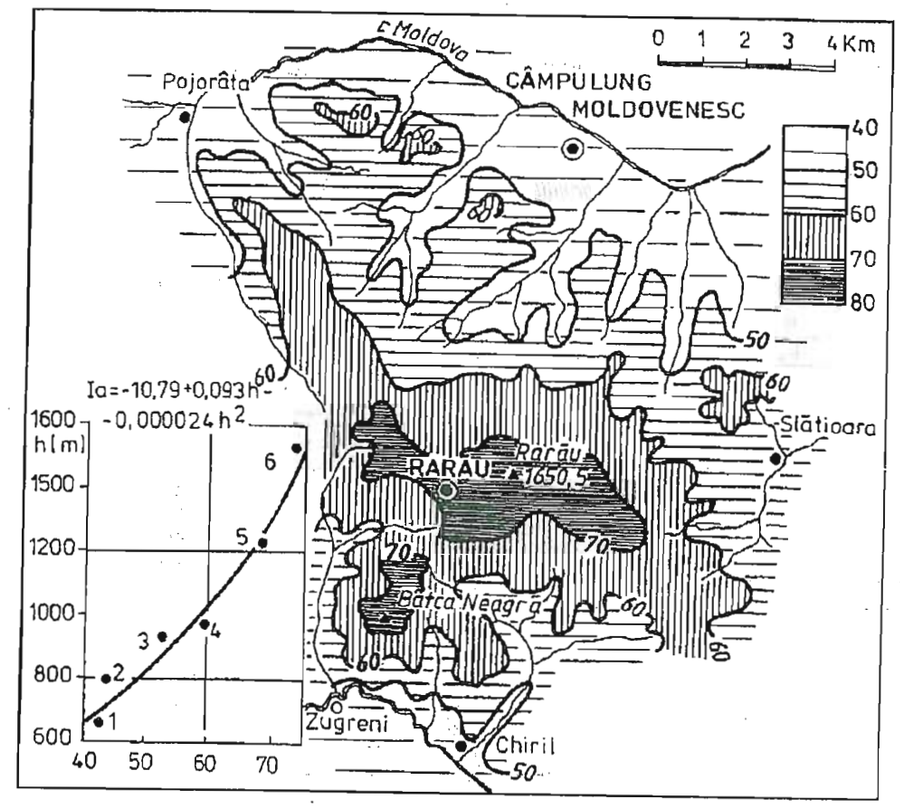


Fig. 42. Distribuția indicelui de ariditate de Martonne.

Masivul Rarău, împreună cu partea nord–estică a Carpaților Orientali, se află situat în sectorul de provincie climatică *cu influențe baltice.* Aici, masele de aer polar maritim pătrund dinspre nord–vest şi nord, de-a lungul ramei externe a Carpaților. Pe timpul verii se produc frecvente invazii de aer continental arctic sau polar maritim, însoțite de nebulozitate accentuată şi precipitații bogate, în timp ce iarna se realizează invazii de aer continental polar şi arctic, ceea ce determină temperaturi scăzute şi fenomene climatice intense.

Ținutul climatic corespunde etajului climatic şi pentru teritoriul studiat este al *munților mijlocii şi scunzi (sub 1700 m).*

Subținutul climatic, individualizat în funcție de caracteristicile climatice generale proprii unor mari unități de relief, este cel specific *Carpaților Orientali.*

Districtul climatic, diferențiat pe baza unor condiții climatice relativ omogene ce generează dezvoltarea unui anumit tip de vegetație naturală, este *de pădure şi pajişti montane.*

Tabelul 63

Regionarea climatică şi topoclimatică şi principalii parametri ai topoclimatelor complexe din Masivul Rarău

Zona climatică — *temperat continentală*
Sectorul de provincie climatică — *cu influenţe baltice*
Ţinutul climatic — *al munţilor mijlocii şi scunzi (sub 1700 m)*
Subţinutul climatic — *Carpaţii Orientali*
Districtul climatic — *de pădure şi pajişti montane*

Topoclimatul complex	Depresiunea Câmpulung Moldovenesc	Munţii Rarău–Bistriţa
R	100–105	100–110
R_1	80	80–85
D	1700–1800	1700–1800
D_1	1250–1350	1250–1350
T	6,0–6,5	2,2–6,0
T_1	-5,5 ÷ -5,0	-7,5 ÷ -5,0
T_2	16,0–16,5	11,4–16,0
M	12,5-13,0	6,5–12,5
m	1,2–1,4	-0,9–1,2
A	21,5–22,0	18,5–21,5
d 0°	240–260	190–260
0°	2600–2800	1800–2600
d 5°	190–200	150–190
5°	2300–2400	1700–2300
î	150–160	160–180
i	38–40	40–98
v	37–39	1–37
t	3,5–4	0–3,5
P	675–725	725–910
P_1	500–525	525–660
P_2	105–120	120–150
P_3	20–25	25–40
P_4	140–155	155-180
S_z	85–90	90–165
N	5,7–5,9	5,9–6,3
r	78–80	81–85
r_1	77–79	79–85
s	125–128	115–125
a	105–110	110–135
G_z	12,5–13,5	13,5–80,0
c1	0,5–1,0	1,0–12,0
g	2,2–2,3	2,3–2,4
p	1,0–1,5	1,0–1,5
c_2	25–30	30–205
C	45-55	10–45
v_m	1,8–2,0	2,0–5,0
F	23,8%	29,2%
V	4,4 V	4,4 S

unde:

R – radiaţia globală anuală (kcal/cm²/an); R_1 – radiaţia solară globală în semestrul cald (kcal/cm²/sem.); D – durata anuală de strălucire a soarelui (ore); D_1 – durata de strălucire a soarelui în semestrul cald (ore); T – temperatura medie anuală (°C); T_1 – temperatura medie a lunii ianuarie (°C); T_2 – temperatura medie a lunii iulie (°C); M – media temperaturilor maxime zilnice (°C); m – media temperaturilor minime zilnice (°C); A – amplitudinea medie anuală a temperaturii aerului (°C); d 0° – durata medie a intervalului cu temperaturi medii zilnice ≥ 0°C (zile); 0° – suma temperaturilor medii zilnice ≥ 0°C; d 5° – durata intervalului cu temperaturi medii zilnice ≥ 5°C (zile); 5° – suma temperaturilor medii zilnice ≥ 5°C; î – numărul mediu anual de zile cu îngheţ; i – numărul mediu anual de zile de iarnă; v – numărul mediu anual de zile de vară; t – numărul mediu anual de zile tropicale; P – cantitatea medie anuală de precipitaţii (mm); P_1 – cantitatea medie de precipitaţii în semestrul cald (mm); P_2 – cantitatea medie de precipitaţii în luna cea mai ploioasă (mm); P_3 – cantitatea medie de precipitaţii în luna cea mai secetoasă (mm); P_4 – numărul mediu anual de zile cu cantităţi de precipitaţii ≥ 0,1 mm; S_z – numărul mediu anual de zile cu strat de zăpadă; N – nebulozitatea totală medie anuală; r – umezeala relativă medie anuală (%); r_1 – umezeala relativă medie a lunii iulie (%); s – numărul mediu anual de zile cu cer senin după nebulozitatea totală; a – numărul mediu de zile cu cer acoperit după nebulozitatea totală; G_z – cea mai mare grosime medie decadică a stratului de zăpadă (cm); c_1 – numărul mediu anual de zile cu chiciură; g – numărul mediu anual de zile cu grindină; p – numărul mediu anual de zile cu polei; c_2 – numărul mediu anual de zile cu ceaţă; C – frecvenţa medie anuală a calmului atmosferic (%); v_m – viteza medie anuală a vântului (m/s); F – frecvenţa medie anuală a vântului dominant (%); V – direcţia şi viteza medie anuală a vântului dominant (m/s).

Pe baza condiţiilor climatice relativ asemănătoare, arealul studiat cuprinde porţiuni din două topoclimate complexe: *topoclimatul complex Rarău – Munţii Bistriţei* şi *topoclimatul complex al Depresiunii Câmpulung Moldovenesc.*

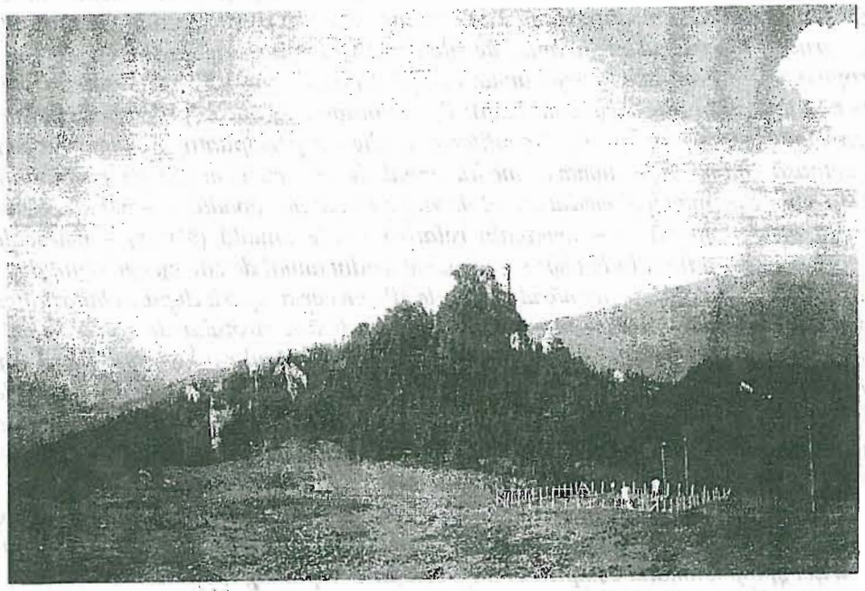
Aceste două topoclimate complexe au fost caracterizate prin indici cantitativi ai elementelor şi fenomenelor climatice, exprimaţi prin valori medii, relative şi absolute. Tabelul 63 cuprinde 36 indici ai acestor elemente şi fenomene climatice, prin care se caracterizează optim topoclimatele montane din etajul climatic al munţilor mijlocii şi scunzi.

Harta topoclimatică a Masivului Rarău, scara 1:50.000, cuprinde părţi din cele două topoclimate complexe menţionate, topoclimatul complex al Depresiunii Câmpulung Moldovenesc şi topoclimatul complex Rarău – Munţii Bistriţei. Pe fondul acestor topoclimate complexe se suprapun (marcate prin semne convenţionale şi areale) 21 de topoclimate elementare naturale şi 5 topoclimate elementare antropice. Aceste topoclimate elementare au fost individualizate în funcţie de existenţa unor condiţii climatice asemănătoare, fiecare topoclimat individualizând peisaje geografice elementare, cu suprafaţa activă relativ omogenă.

Caracterizarea topoclimatică a teritoriului studiat este completată prin semne reprezentând unele fenomene şi elemente climatice de importanţă locală, alte

semne convenţionale şi indici grafici oferind un plus de acurateţe în analiza condiţiilor climatice şi topoclimatice ale Masivului Rarău.

Prin complexitatea sa şi prin caracterul sintetic, harta topoclimatică a Masivului Rarău contribuie la deschiderea unor noi posibilităţi de interpretare geografică a zonei, având şi un pregnant caracter practic, putând fi utilizată în diferite domenii ale activităţii economice şi sociale (sistematizare urbană şi rurală, utilizarea terenului, silvicultură, transporturi, turism, utilizarea energiei eoliene etc.).



Pietrele Doamnei şi platforma Staţiei Meteorologice Rarău

5. APELE

Relieful influenţează formarea resurselor de apă fie direct, prin gradul de fragmentare, prezenţa formelor negative, panta şi expoziţia versanţilor, fie indirect, prin rolul jucat în etajarea elementelor climatice şi implicit a valorii scurgerii de suprafaţă şi a infiltraţiei. Pe de altă parte, relieful este direct răspunzător în stabilirea tipului de drenaj, cu implicaţii în manifestarea unor procese pedogenetice distincte şi în alimentarea apelor subterane.

Condiţiile litologice au o importanţă deosebită în formarea rezervelor de apă subterană, cât şi în stabilirea gradului de mineralizare a acestora. Varietatea litologică deosebită imprimă caractere diferite în funcţie de principalele grupe de roci. În zona calcaro–dolomitică, apele freatice au un evident caracter de discontinuitate, cu apariţia la zi a unor izvoare puternice la contactul cu depozitele de wildfliş sau cu cele metamorfice. Formaţiunile sedimentare ale wildflişului, cu o textură preponderent fină, îngreunează inflitraţia apei, determinând creşterea densităţii reţelei de drenaj, iar pe suprafeţele slab înclinate apariţia proceselor de hidromorfism pluvial. Rocile metamorfice, cât, mai ales, depozitele derivate de versant, permit infiltrarea rapidă a apei (datorită porozităţii ridicate), scurgerea de suprafaţă fiind mai intensă doar în cazul declivităţilor ridicate.

Influenţa vegetaţiei este condiţionată de tipul formaţiunii vegetale, gradul de acoperire a solului cu vegetaţie, cât şi de extensiunea acestora. Bineînţeles, cea mai mare influenţă asupra proceselor hidrologice o exercită pădurea, determinând diminuarea valorilor coeficienţilor de scurgere, conservarea rezervelor de umiditate şi asigurarea unui regim echilibrat al alimentării subterane.

Solurile joacă un rol activ în stabilirea regimului de scurgere şi infiltraţie, fiind un adevărat *dispecer* al distribuţiei cantităţilor de precipitaţii. În funcţie de însuşirile fizico–chimice (densitate aparentă, textură, porozitate totală, permeabilitate, conţinut de humus), poate fi favorizată scurgerea de suprafaţă în detrimentul inflitraţiei, sau invers, după cum, o mare cantitate de apă poate fi reţinută în profilul de sol şi ulterior redistibuită scurgerii subterane.

Tuturor acestor factori li se adaugă şi intervenţia antropică, acţiunea conştientă sau involuntară a omului putând fi benefică, cu implicaţii în reglarea regimului de suprafaţă, combaterea excesului de umiditate, modificarea nivelului hidrostatic, dar şi negativă prin intervenţii brutale în ecosistemele forestiere şi pastorale.

5.1. REȚEAUA HIDROGRAFICĂ

5.1.1. Caractere generale ale rețelei de râuri

Prin caracteristicile hidrologice şi poziția față de arealul carpatic, râurile din Masivul Rarău se încadrează în grupa de est şi fac parte din sistemele hidrologice ale Moldovei şi Bistriței. Colectorul principal este râul Moldova, care drenează cea mai mare parte a teritoriului (75,25%). Numai pe o porțiune mai restrânsă, situată în sud–vestul regiunii de studiu, drenarea apelor se face prin intermediul Bistriței (24,75%).

Sistemul hidrografic care străbate Masivul Rarău are un caracter radiar, partea centrală înaltă funcționând ca un nod hidrografic important. Rețeaua hirografică impune în peisaj limite fizico–geografice clare în nord, iar în vest, sud şi est generează discontinuități morfologice evidente. Râurile limitrofe (Izvorul Giumalăului, Colbu, Chiril, Hogea şi Slătioara) sunt separate de înşeuări care se impun în sistemul orohidrografic (Fundu Colbului, Chiril, Gemenea).

Văile elementare (de ordinele I şi II, sistem Strahler) totalizează peste 80% din lungimea totală a rețelei hidrografice, cele de ordinul III totalizează 107 bazine hidrografice, 26 de bazine fiind de ordinul IV, 9 de ordinul V şi doar unul (Chiril) este de ordinul VI. Rețeaua hidrografică menționată drenează o suprafață de 192,54 km², dar râurile de limită (Izvorul Giumalău, Colbu, Chiril, Hogea şi Slătioara) îşi au bazinele hidrografice şi în unitățile vecine (Giumalău şi Stânişoara), suprafața totală a Masivului Rarău în limitele precizate anterior fiind de doar 164,35 km².

Densitatea medie a rețelei hidrografice corespunde, în general, cu densitatea fragmentării reliefului. Valoarea medie pentru întreaga suprafață este de 2,12 km/km², cu uşoare diferențieri pentru cele două bazine colectoare: 2,16 km/km² în cazul perimetrului drenat de Moldova şi 2,00 km/km² pentru cel tributar Bistriței. Valorile foarte mari (4–5 km/km²) cât şi cele reduse (sub 1 km/km²) au fost prezentate în cadrul analizei fragmentării reliefului.

Cu excepția colectorilor principali, toate râurile de diferite ordine de mărime sunt autohtone, avându-şi izvoarele în regiunea de care ne ocupăm.

Moldova, principala arteră hidrografică a regiunii, îşi are obârşia în preajma Vârfului Lucina, din Obcina Mestecăniş. De la izvoare şi până la intrarea în compartimentul depresionar de la Pojorâta are un profil neuniform, separând longitudinal sau străbătând diagonal structuri ale zonei cristalino–mezozoice şi flişului intern. În regiunea de care ne ocupăm, Moldova intră în dreptul confluenței cu Izvorul Giumalăului (partea din amonte a compartimentului depresionar de la Pojorâta) şi părăseşte teritoriul studiat în dreptul confluenței cu pârâul Şandru (partea din aval a Depresiunii Câmpulung Moldovenesc). Între aceste două puncte extreme, râul Moldova constituie limita cu Obcinele Bucovinei (Obcina Mestecănişului şi Obcina Feredeului), pe o lungime totală de 16,45 km, porțiune în care panta medie este de 6,38 m/km.

De la Fundu Moldovei şi până la confluența cu Sadova, râul are un caracter net transversal. În compartimentul depresionar de la Pojorâta, valea Moldovei se lărgeşte dar păstrează un caracter asimetric (cu terase pe partea dreaptă), se îngustează vizibil în dreptul defileului de la Pojorâta–Sadova şi devine iarăşi largă în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, evidențiindu-se acelaşi caracter asimetric (terase dezvoltate majoritar pe partea dreaptă).

Moldova primeşte ca afluenți direcți din Masivul Rarău următoarele cursuri de apă: Izvorul Giumalăului, Fundu Pojorâtei (Praşca), pârâul Mesteacănului, Valea Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Malului, Valea Caselor, Şandru (plus alte câteva mici pâraie), la care se adaugă Slătioara şi Hogea, tributare Gemenei şi apoi Suhăi Bucovinene. Dintre afluenții direcți, cei mai importanți sunt Izvorul Alb (11,1 km lungime), Izvorul Giumalău (10,6 km), Slătioara (8,8 km), Valea Seacă (8,1 km), Valea Caselor (7,4 km), Şandru (5,8 km). Principalele variabile morfometrice ale acestor bazine hidrografice sunt prezentate în tabelul 2.

Al doilea sistem hidrografic îl reprezintă Bistrița, care intră în regiune în dreptul Cheilor Bistriței de la Zugreni (confluența cu pârâul Colbu). Pe o distanță de 5,10 km (până la confluența cu pârâul Chiril), Bistrița formează limita Rarăului cu Munții Bistriței, în sectorul său cel mai spectaculos şi pitoresc. Valea, cu o pantă medie de 6,47 m/km, este exrem de îngustă şi lipsită de acumulativ până în apropiere de Chiril (confluența cu pârâul Arama). În acest sector, Bistrița primeşte din Masivul Rarău doi afluenți mai importanți: Colbu (7,1 km) şi Chiril (8,2 km).

5.1.2. Modificări antropice ale rețelei hidrografice

Rețeaua hidrografică din Masivul Rarău a fost puțin modificată antropic, râurile păstrându-şi în cea mai mare parte caracteristicile hidrologice naturale. Amenajările hidrotehnice lipsesc, deşi debitele celor două râuri principale pot permite acest lucru. În cazul Bistriței, amenajarea hidroenergetică continuă în amonte de Poiana Teiului, dar, pentru moment s-a oprit în aval de Toance. În perioada plutăritului s-a amenajat haitul de la Zugreni, care astăzi nu mai este operațional, având doar un rol turistic. Micul lac de baraj este astăzi colmatat în cea mai mare parte. Aval de ieşirea din Cheile Zugreni, Bistrița este îndiguită pe partea stângă, digul de protecție fiind tocmai şoseaua care leagă Poiana Teiului de Vatra Dornei.

Râul Moldova traversează două compartimente depresionare intens populate, Pojorâta şi Câmpulung Moldovenesc, motiv pentru care au fost necesare lucrări de îndiguire şi canalizare. Îndiguirile s-au realizat pe dreapta râului în compartimentul Pojorâta şi pe ambele maluri în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, (aval de sectorul îngust Pojorâta–Sadova). În sectorul central al depresiunii, unde oraşul Câmpulung Moldovenesc se extinde şi pe stânga văii, râul Moldova a fost canalizat pe o lungime de cca 4 km. Digul de protecție se continuă pe dreapta văii până în dreptul confluenței cu Izvorul Malului, dar pe partea stângă se încheie în dreptul cartierului Buneşti. Datorită acestui fapt, la debite mari, râul are tendința de a fi împins spre stânga, modificările albiei majore şi eroziunea laterală în respectivul

mal fiind extrem de intense, de unde necesitatea prelungirii digului de protecție. În sectorul din aval al depresiunii lipsesc lucrările de protecție antierozională, motiv pentru care, la ape mari, râul pendulează între cele două maluri ale albiei majore, generând ostroave sau mici grinduri și inundă frecvent treptele de luncă, fapt ce implică necesitatea îndiguirii.

Alimentarea cu apă potabilă a municipiului Câmpulung Moldovenesc se face din pânza freatică a râului Moldova. Forajele, stația de pompare și bazinele de tratare a apei sunt amplasate pe dreapta râului, imediat în aval de rezervația științifică *Stratele cu Aptychus* (la ieșirea din defileu). Actuala stație este mult subdimensionată față de cerințele actuale ale orașului, iar posibilitățile de extindere în actualul amplasament sunt minime, datorită configurației terenului. În ultimii ani au început investițiile pentru două mici centrale hidroelectrice poziționate în apropiere de confluența cu Sadova (partea din amonte a orașului Câmpulung Moldovenesc), având și rol de regularizare a debitelor și de prevenire a inundațiilor. Lucrările nu sunt încă finalizate.

Râurile interioare sunt foarte puțin amenajate, iar modificările rețelei hidrografice sunt minime. În perimetrele populate s-au realizat unele lucrări de îndiguiri (Izvorul Pojorâtei), necesare mai ales cursurilor de apă care străbat orașul Câmpulung Moldovenesc, care în sectoarele inferioare și-au creat imense conuri de dejecție și au provocat supraînălțarea albiilor majore, prezentând un risc deosebit pentru inundație. Astfel de lucrări sunt realizate pentru pârâul Mesteacănului, Valea Seacă și Izvorul Alb, însă acestea sunt mult subdimensionate. La debite excepționale, râurile în cauză provoacă inundații cu pagube însemnate.

Amenajările antierozionale în bazinele hidrografice ale Masivului Rarău sunt minime. Asemenea lucrări s-au realizat doar în bazinul râului Mesteacănului, lucru dealtfel foarte necesar în condițiile în care în sectorul inferior albia majoră lipsește, cea minoră fiind poziționată în axul longitudinal al conului de dejecție (mai înalt), cu riscuri mari pentru producerea inundațiilor.

5.1.3. Debitul și regimul hidrologic al râurilor

Condițiile fizico–geografice, relativ uniforme sub aspectul factorilor care determină scurgerea de suprafață, imprimă râurilor un regim hidrologic fără contraste teritoriale majore în ansamblul ariei montane. Excepții fac doar râurile mari, Moldova și Bistrița, ale căror caractere hidrologice poartă amprenta regiunilor din amonte pe care le străbat. Chiar în aceste condiții, deosebirile imprimate de condițiile climatice se manifestă în regimul ușor diferențiat al râurilor de pe cele două flancuri ale masivului, iar condițiile orohidrografice specifice ale acestuia impun o dezvoltare mult mai accentuată a rețelei hidrografice pe flancul nord–estic (râuri tributare Moldovei) față de cel sud–estic (cu vergență spre Bistrița).

Pentru analiza regimului hidrologic al râurilor din regiune s-au utilizat datele privind debitele lichide ale râului Moldova la intrarea în teritoriu (Fundu Moldovei) și la ieșire (Prisaca Dornei), precum și ale Bistriței la Dorna Arini.

Dintre râurile interioare, posedăm date privind Izvorul Giumalăului, postul hidrologic de la Pojorâta fiind singurul din regiune. Pentru a ne permite unele comparații, s-a apelat și la debitele râului Putna înainte de confluența cu Moldova, râu care-și adună apele din axul cristalin al Giumalăului și Obcinei Mestecănișului (tabelul 64).

Tabelul 64

Debitele medii lunare și anuale, maxime și minime anuale (m³/s)

Râul	Postul hidro	Perioada	Debit/An	Luna												AN
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Moldova	Fundu Moldovei	1953–1994	Med.	1,32	1,49	3,33	6,68	6,64	5,66	5,08	3,93	2,64	1,92	1,65	1,55	3,49
			Max.	3,17	3,33	6,77	16,60	24,50	15,70	13,40	14,80	8,62	6,27	3,64	3,64	6,90
			An.	1982	1977	1981	1970	1970	1970	1969	1955	1978	1972	1972	1981	1970
			Min.	0,55	0,48	1,32	2,04	1,41	1,50	1,05	1,07	0,566	0,67	0,67	0,60	2,04
			An.	1964	1959	1989	1974	1986	1964	1987	1987	1987	1963	1961	1986	'86/90
Moldova	Prisaca Dornei	1950–1994	Med.	2,80	3,09	6,06	11,91	12,66	11,83	10,44	8,54	5,48	4,02	3,69	3,51	7,00
			Max.	9,29	6,53	16,70	23,60	38,40	31,60	30,80	43,80	19,60	13,10	9,24	11,40	13,50
			An.	1982	1966	1981	1962	1970	1975	1981	1955	1978	1978	1981	1981	1981
			Min.	1,01	1,11	3,06	3,94	2,60	1,94	1,48	1,96	1,37	1,31	1,50	1,10	2,75
			An.	1964	1959	1987	1990	1986	1950	1950	1950	1963	1950	1961	1986	1950
Putna	Pojorâta	1950–1994	Med.	0,72	0,87	1,18	2,23	2,61	3,35	1,91	1,79	1,37	1,21	0,96	0,92	1,59
			Max.	1,02	1,68	1,53	3,65	8,58	6,12	4,29	6,36	4,16	3,38	1,93	1,71	2,42
			An.	1955	1966	1970	1970	1970	1970	1969	1956	1972	1972	1972	1952	1970
			Min.	0,26	0,26	0,40	0,45	0,65	0,34	0,28	0,39	0,34	0,36	0,36	0,35	0,57
			An.	1964	1959	1951	1974	1950	1950	1950	1950	1963	1963	1961	1986	1990
Izvorul Giumalău	Pojorâta	1977–1994	Med.	0,18	0,19	0,26	0,48	0,92	0,85	0,70	0,60	0,39	0,28	0,25	0,21	0,44
			Max.	0,34	0,38	0,45	0,80	2,10	1,93	2,02	1,49	1,11	0,45	0,40	0,32	0,767
			An.	1982	1979	1981	1980	1981	1980	1981	1991	1978	1971	1991	1977	1981
			Min.	0,09	0,10	0,14	0,18	0,18	0,34	0,18	0,12	0,11	0,12	0,15	0,10	0,218
			An.	1987	1987	1987	1991	1986	1990	1987	1987	1987	1987	1988	1985	1987
Bistrița	Dorna-Arini	1950–1994	Med.	8,81	9,27	17,93	48,84	56,38	38,52	30,47	22,80	16,53	14,32	13,73	11,72	24,11
			Max.	19,50	36,20	38,00	103,0	156,0	74,50	73,40	108,0	40,60	40,60	37,80	28,80	42,5
			An.	1953	1958	1970	1970	1970	1980	1974	1955	1972	1972	1980	1952	1970
			Min.	3,26	3,25	7,65	13,10	20,80	10,60	8,74	9,08	5,88	4,57	4,71	3,64	14,4
			An.	1954	1954	1984	1954	1950	1950	1950	1990	1961	1961	1961	1953	'50/61

Moldova, cu o suprafață totală a bazinului hidrografic de 4326 km² și o lungime a râului de 205 km, străbate reginea de studiu pe o distanță de 16,45 km. Pentru analiza debitelor caracteristice și a regimului hidrologic s-au preluat datele de la posturile Fundu Moldovei (imediat amonte de intrarea râului în regiune și de la Prisaca Dornei (în aval). Analiza debitelor râului la postul hidrologic Fundu Moldovei, pe o perioadă de 42 de ani (1953–1994), indică o valoare medie multianuală de 3,49 m³/s. Prin comparație, la postul hidrologic Prisaca Dornei, debitul mediu anual al râului (calculat pe o durată de 45 de ani) se dublează (7,00 m³/s). La realizarea acestui debit participă și unele râuri mici care izvorăsc din Rarău, la care se adaugă doi afluenți importanți din afara regiunii (Putna și Sadova).

Debitul mediu lunar este mult diferențiat în funcție de caracteristicile climatului (fig. 43). La postul Fundu Moldovei, valoarea cea mai mare se înregistrează în luna aprilie (6,68 m³/s), maxim care se prelungește și în luna mai (6,64 m³/s). La Prisaca Dornei, cea mai mare medie lunară se înregistrează în mai (12,66 m³/s). În cursul superior al Moldovei, maximul anual se suprapune peste topirea zăpezilor și perioada cu precipitații de primăvară (aprilie), iar la ieșirea râului din regiune, acest maxim se decalează ușor (mai), având însă valori ridicate în intervalul aprilie–iunie, ceea ce corespunde integral maximului pluviometric de la sfârșitul primăverii și începutul verii.

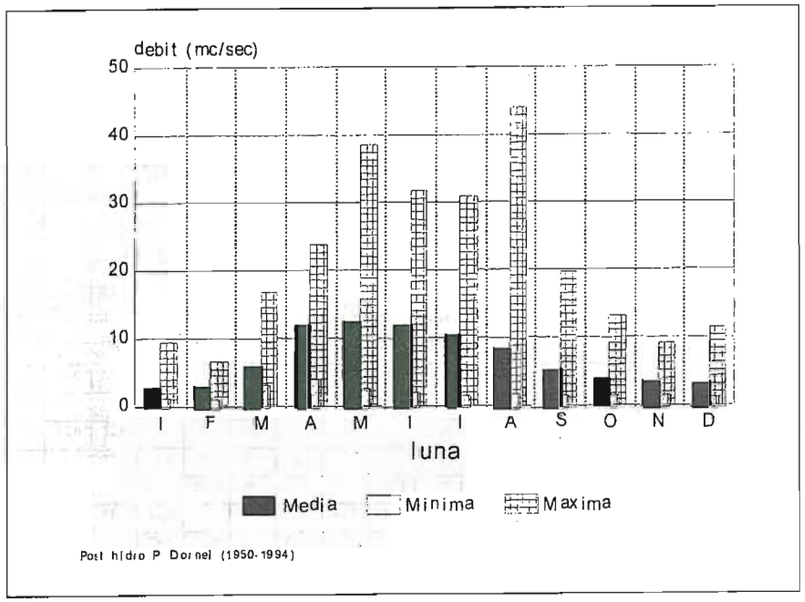


Fig. 43. Debite medii, minime și maxime lunare ale râului Moldova.

Debitul mediu minim se înregistrează în lunile de iarnă (decembrie–februarie) și se suprapune peste perioada cu deficit de precipitații, la acestea adăugându-se faptul că precipitațiile sunt majoritar sub formă de zăpadă, iar o parte din debitul lichid este imobilizat sub formă de gheață. Valoarea cea mai mică se înregistrează în luna ianuarie (1,32 m³/s la Fundu Moldovei și, respectiv, 2,80 m³/s la Prisaca Dornei).

Pe anotimpuri, debitele medii cele mai mari corespund lunilor de primăvară (5,55 m³/s la Fundu Moldovei, 10,21 m³/s la Prisaca Dornei) și vară (4,89 m³/s, respectiv 10,27 m³/s), iar cele mai reduse iarna (1,45 m³/s, respectiv 3,13 m³/s) și toamna (2,07 m³/s, 4,40 m³/s).

Debitele maxime anuale s-au înregistrat în ani diferiți, în funcție de regimul pluviometric. În cazul râului Moldova, debitul maxim anual s-a înregistrat în 1970,

fiind aproape dublu decât cel multianual (6,90 m³/s – Fundu Moldovei, 13,50 m³/s – Prisaca Dornei). Debitul maxim lunar s-a produs în luna mai a aceluiași an 1970: 24,50 m³/s la Fundu Moldovei și 38,40 m³/s la Prisaca Dornei. Surprinde însă valoarea de 43,80 m³/s înregistrată în luna august 1955 la postul hidrologic Prisaca Dornei, lună cu precipitații foarte bogate (datorită întârzierii maximului de vară).

Cel mai mic debit anual s-a înregistrat în anii 1986 și 1990 la postul Fundu Moldovei (2,04 m³/s) și 1950 la Prisaca Dornei (2,75 m³/s). Debitele minime s-au produs în luna ianuarie a anului 1964, cu valori de 0,55 m³/s la Fundu Moldovei și 1,01 m³/s la Prisaca Dornei, luni foarte reci și cu preciputații reduse. În acest caz, valoarea debitelor a scăzut la sub 50% din valoarea medie multianuală a lunii ianuarie.

În ceea ce privește debitele maxime absolute, acestea sunt condiționate de ponderea unor ploi torențiale de vară, din intervalul mai–iunie. Întrucât ne situăm în cursul superior al râului Moldova, data producerii precipitațiilor torențiale corespunde cu cea a înregistrării debitului maxim de la Fundu Moldovei, sau cu un decalaj de 1–2 zile pentru postul Prisaca Dornei. Asemenea debite excepționale s-au produs la 11 iulie 1981 (177 m³/s), 8 iunie 1975 (160 m³/s), 29 iulie 1991 (154 m³/s), 17 iulie 1988 (147 m³/s), 6 mai 1970 (143 m³/s), 31 mai 1980 (138 m³/s) etc. (datele provin de la Prisaca Dornei). Asemenea debite excepționale, care depășesc de 20–25 de ori pe cele medii anuale, sunt urmate de creșterea considerabilă a nivelelor și provoacă revărsări și inundații, unele cu consecințe nefaste asupra terenurilor agricole din jur și a localităților (anii 1970, 1975, 1981, 1988, 1991). Unda de șoc se propagă rapid în aval, în cazul producerii unor ploi excepționale de vară, dar adesea, debitele maxime persistă un timp mai îndelungat, ca în cazul unor perioade ploioase (mai 1970, iunie 1975, august 1955 etc).

Regimul scurgerii este condiționat de cel al debitelor, fiind o consecință directă a particularităților climatului, cu unele modificări introduse de morfometrie, tipul și structura vegetației, caracteristicile bazinelor hidrografice ș.a. Scurgerea minimă corespunde anotimpului rece (10,41% – Fundu Moldovei, 11,19% – Prisaca Dornei), la valori apropiate menținându-se și cea de toamnă (14,82%, respectiv 15,69%), datorită stabilității atmosferei, precipitațiilor reduse și valorilor destul de ridicate ale evapotranspirației. Scurgerea maximă se înregistrează în lunile de primăvară (39,75%, respectiv 36,45%), normală în cea de vară (35,02%, respectiv 36,67%). De altfel, scurgerea de primăvară–vară se apropie de 75% (72,77% – 73,12%), ceea ce constituie o particularitate hidrologică caracteristică tuturor râurilor din această regiune.

Debitul Moldovei între Pojorâta și Prisaca Dornei se dublează, la acesta contribuind și rețeaua hidrografică care drenează Masivul Rarău, alături de alte două râuri mai importante, care însă nu aparțin regiunii de studiu (Putna și Sadova).

Dintre toate râurile care ies din Masivul Rarău (Izvorul Giumalăului, Valea Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Malului, Valea Caselor, Șandru), date referitoare la debite există doar pentru Izvorul Giumalăului (1977–1994). Debitul mediu multianual are o valoare de 0,44 m³/s, comparabil cu al altor râuri (Izvorul Alb,

Valea Caselor, Şandru). Debitele medii lunare sunt mult diferenţiate, cu un maxim în luna mai (0,92 m³/s) şi un minim în ianuarie (0,18 m³/s). Debitele maxime cele mai mari corespund lunilor de primăvară–vară (mai–august), valoarea maximă fiind de 2,10 m³/s, înregistrată în mai 1981. În acelaşi an s-a înregistrat cel mai mare debit anual (0,767 m³/s), ca şi în cazul râului Moldova (la Prisaca Dornei). Debitele minime lunare sunt însă mult mai omogene (0,09–0,18 m³/s), anul cu debitul cel mai redus fiind 1987 (0,218 m³/s). Întrucât pentru acest râu nu posedăm date mai vechi de 1977, din analiza seriilor de date privind debitul Moldovei, putem considera că în unii ani ploioşi (1970, 1975) s-au depăşit debitele maxime lunare ale unor luni de primăvară–vară (mai, iunie şi iulie).

În ceea ce priveşte nivelul scurgerii, caracterul neuniform constituie caracteristica continentală esenţială a tuturor râurilor tributare Moldovei. Pentru râul Izvorul Giumalăului, scurgerea minimă este cea de iarnă (10,92%), urmată de cea de toamnă (17,32%), iar cea maximă corespunde anotimpului de vară (40,49%), urmată de primăvară (31,27%). Ca şi în cazul Moldovei, scurgerea de primăvară–vară depăşeşte 70% din scurgerea anuală (71,76%).

Pentru reţeaua hidrografică tributară Moldovei, putem concluziona că debitele maxime lunare se înregistrează în lunile de primăvară–vară (aprilie–august), iar cele minime corespund lunilor de iarnă (ianuarie–februarie). Scurgerea de primăvară–vară depăşeşte în toate situaţiile 70%, cea minimă fiind caracterisitică anotimpului rece (10–13%).

Bistriţa are o lungime de 278,8 km şi îşi culege apele de pe o suprafaţă de 7.042 km², dar ponderea deţinută de afluenţii care provin din Rarău este redusă (24,75% din suprafaţa totală a masivului). Râul Bistriţa constituie limita regiunii de studiu pe o lungime de 5,10 km, între confluenţele Colbu şi Chiril.

Pentru a ne face o idee asupra comportamentului hidrologic al Bistriţei s-a apelat la datele de la postul Dorna Arini, situat în amonte de regiunea de studiu (perioada 1950–1994). Debitul mediu anual al Bistriţei la acest post hidrologic are valoarea de 24,11 m³/s, cu mari variaţii lunare. Cel mai mic debit mediu lunar se înregistrează în luna ianuarie (8,81 m³/s), după care valorile cresc progresiv, maximul anual suprapunându-se lunii mai (56,38 m³/s). Creşterea debitelor Bistriţei în acest sector este evidentă din luna martie (când practic se dublează) şi foarte accentuată în aprilie (48,84 m³/s), datorită topirii zăpezilor, valorile ridicate din luna mai suprapunându-se maximului pluviometric de la sfârşitul primăverii şi începutul verii. Valori destul de ridicate se păstrează şi în primele două luni de vară (peste 30 m³/s), în concordanţă cu maximul pluviometric, după care acestea scad progresiv, până la 8,81–11,12 m³/s, în lunile de iarnă (fig. 44).

Pe anotimpuri, debitele cele mai mari sunt primăvara (41,05 m³/s), urmate de cele de vară (30,6 m³/s), la mare distanţă situându-se debitul din lunile de toamnă (15,41 m³/s) şi de iarnă (10,30 m³/s).

Cel mai mare debit mediu anual s-a înregistrat în anul 1970 (42,50 m³/s), ca de altfel în toată regiunea, datorită precipitaţiilor foarte abundente de primăvară–vară. În luna mai a anului 1970 s-a produs şi maximul absolut lunar (156 m³/s), dar valori foarte mari ale debitelor medii lunare s-au constatat şi în aprilie 1970

(103 m³/s), respectiv august 1955 (102 m³/s), care se corelează cu cele ale râului Moldova.

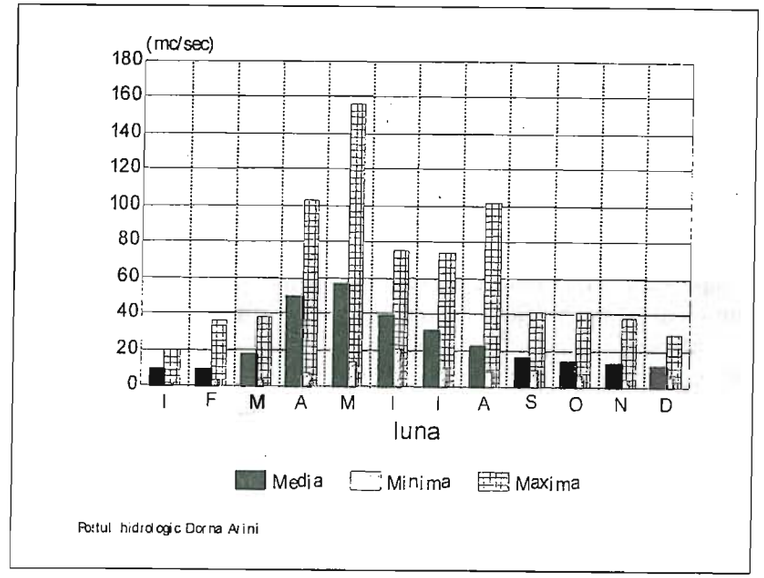


Fig. 44. Debitele medii, minime şi maxime lunare ale râului Bistriţa.

Debitul mediu anual cel mai redus a fost de 14,4 m³/s şi s-a produs în anii 1954 (15,3 m³/s), 1987 (16,5 m³/s) şi 1990 (16,6 m³/s), care corespund tocmai anilor secetoşi.

Cele mai mici debite lunare s-au produs în intervalul ianuarie–februarie 1954 (3,26, respectiv 3,25 m³/s), dar şi în decembrie 1963 (3,64 m³/s). În anul 1950, debitele lunilor de vară (mai–iulie) s-au păstrat cu valori reduse, iar în anul 1961, lunile de toamnă s-au caracterizat tot prin astfel de debite (între 4,71–5,88 m³/s).

Regimul neuniform al râului Bistriţa este atestat şi de valorile extreme ale debitelor zilnice. Maxima absolută diurnă s-a înregistrat la 13 mai 1970 (580 m³/s), dar asemenea valori foarte mari se întâlnesc doar accidental, fiind condiţionate de ploi cu caracter torenţial (447 m³/s la 11 aprilie 1985, 338 m³/s la 12 iunie 1974, 266 m³/s la 31 mai 1984 etc). În toate aceste situaţii, creşterea excepţională a debitelor este însoţită de o ridicare considerabilă a nivelului râului, fără însă a provoca decât rareori inundaţii şi revărsări, datorită particularităţilor fizico–geografice ale regiunii (Cheile Bistriţei) şi digului de protecţie din aval de chei (amplasamentul şoselei).

Minimele absolute diurne s-au produs în lunile de iarnă şi corespund unor perioade foarte reci, când debitele lichide devin aproape insignifiante. Asemenea valori s-au înregistrat la 11 ianuarie 1963 (2,04 m³/s), 31 ianuarie şi 7 februarie 1954 (2,40 m³/s), 11 ianuarie 1960 (2,52 m³/s). În toate aceste cazuri, râul Bistriţa a fost acoperit cu pod de gheaţă.

Regimul scurgerii se corelează cu particularităţile climatului, fiind condiţionat de cel al debitelor. Scurgerea maximă corespunde anotimpului de primăvară (42,56%); cea minimă se înregistrează iarna (10,30%). Vara, volumele scurgerii se menţin destul de ridicate (31,73%), iar toamna valorile sunt apropiate de cele ale anotimpului rece (15,41%).

Din analiza datelor privind scurgerea lichidă se poate observa că, în cazul râurilor colectoare (Bistriţa, Modova), cele mai mari valori corespund anotimpului de primăvară, urmate de cele de vară. În cazul râurilor mici (Putna, Izvorul Giumalăului), scurgerea maximă este cea de vară, urmată de cea de primăvară. Pornind de la datele de care dispunem, conchidem că această particularitate poate fi generalizată pentru toată reţeaua hidrografică care drenează Masivul Rarău. Datorită suprafeţelor mai reduse ale acestor bazine, topirea zăpezilor se produce într-un timp mai scurt, mai devreme sau mai târziu în timpul primăverii, în funcţie de nivelul altitudinal al bazinului, panta medie şi expoziţie. În aceste bazine hidrografice, scurgerea maximă de vară este datorată maximului pluviometric şi torenţialităţii, infiltraţia fiind mai puţin intensă decât la topirea zăpezilor.

5.1.4. Regimul termic şi de îngheţ al râurilor

Rezervele calorice ale apelor din râuri depind în mare măsură de radiaţia solară, cât şi de schimburile şi fluxurile energetice dintre componentele mediului: aer–apă, albie–apă, aer–sol etc. În cazul râurilor alohtone, temperatura apei unui râu depinde şi de conţinutul caloric adus din amonte, existând diferenţieri semnificative faţă de râurile autohtone.

Temperatura apelor din râurile autohtone depinde esenţial de regimul termic al aerului, variind în jurul acestuia. Creşterea temperaturii apei se face diferenţiat în funcţie de altitudine, fenomenul întârziind în funcţie de cantitatea de apă din anul respectiv. Procesul de încălzire a apei începe din luna martie, dar se menţine redus şi în luna aprilie, mai ales în anii cu o grosime apreciabilă a stratului de zăpadă. Creşterea temperaturii apei este mai evidentă din luna mai şi continuă până în iulie, când se atinge valoarea maximă (uneori chiar în august). În tot acest interval, valorile temperaturii apei rămân însă sub cele ale aerului, dar diferenţele termice se atenuează din amonte în aval. Regimul termic al râurilor autohtone prezintă cele mai mari variaţii în cazul debitelor foarte mici. Variaţia diurnă a temperaturii apei este mult mai redusă decât în cazul aerului. Dacă în cursurile superioare ale râurilor mici din Rarău diferenţele de la zi la noapte sunt de 2–3°C, spre vărsare acestea cresc până la 8–10°C, fenomen caracteristic pentru sezonul cald. Dimpotrivă, în sezonul rece, diferenţele diurne se păstrează reduse pe toată lungimea râurilor.

Procesul de răcire a apei de la sfârşitul verii se produce treptat, fiind condiţionat de aceleaşi cauze (temperatura aerului, nivelul altitudinal, debit etc). La început răcirea apei este mai lentă, dar se accentuează din prima decadă a lunii noiembrie, fără însă a deveni negativă până în a doua decadă a lunii decembrie. La aceasta contribuie şi izvoarele de pe parcurs, cu o temperatură a apei relativ constantă (4–6°C).

Limitele de variaţie ale temperaturii apei râurilor în decursul unui an sunt cele mai mici în cursurile superioare şi cresc spre aval. Această caracteristică este extrem de bine reliefată în Masivul Rarău, unde majoritatea râurilor îşi au obârşiile la marginea ariei calcaroase centrale, izvoarele carstice având o temperatură aproape constantă tot timpul anului.

Regimul temperaturii apei din râurile alohtone este mai omogen, fiind dependent în mare măsură tot de temperatura aerului. Datorită topirii progresive a zăpezii, creşterea temperaturii apei în anotimpul de primăvară este mai lentă, iar pentru acelaşi nivel altitudinal, intervalul cu temperaturi ridicate de vară este mai scurt. Pe ansamblu, temperatura apei din râurile alohtone (Bistriţa, Moldova) este mai redusă decât a râurilor autohtone. În perioadele calde, în preajma confluenţelor, diferenţele de temperatură pot să atingă frecvent 8–10°C. Răcirea apei râurilor alohtone din timpul toamnei se realizează lent, datorită conţinutului caloric mai ridicat înmagazinat într-un volum mai mare de apă (la care se mai adaugă căldura internă de frecare intermoleculară).

Variaţia temperaturilor diurne este mult mai redusă decât în cazul aerului, dar se menţine la valori mai reduse şi faţă de râurile locale. Aceste variaţii sunt dependente de valorile debitelor, fiind mai reduse în cazul Bistriţei prin comparaţie cu Moldova.

Pentru toate râurile din regiune se pot observa fenomene de îngheţ în anotimpul rece. Frecvenţa, durata şi formele sub care apar variază în limite largi şi sunt condiţionate de particularităţile climatului şi caracteristicile hidrologice (debit, viteză de curgere etc).

Dintre fenomenele de îngheţ, cele mai frecvente sunt gheaţa la mal, aciculele, gheaţa de fund, gheaţa interioară ridicată la suprafaţa apei (năboi), zăpoare, podul de gheaţă şi scurgerea de sloiuri. Având în vedere clima schimbătoare şi particularităţile reliefului, fenomenele de îngheţ au o durată şi o frecvenţă extrem de variabile. În cazul râurilor mici, fenomenele de îngheţ se constată în fiecare an, cu durate variabile, în prima parte a iernii, în cea de-a doua jumătate sau pe durata întregului anotimp. Pentru regiunea de studiu nu se constată o prelungire evidentă a perioadei de îngheţ cu altitudinea şi ca urmare a compensării efectului climatic de către factorii neclimatici. Pentru râurile mici, cu pante de peste 7–10‰, ultimii dobândesc un efect de încălzire ce depăşeşte pe cei climatici, respectivele cursuri de apă fiind lipsite de îngheţ total. Podul de gheaţă este deseori înlocuit de un strat de zăpadă viscolită dacă lăţimea cursului de apă este redusă. În anumite situaţii, fenomenul de îngheţ apare iniţial în zone joase, cu caracter depresionar, iar durata podului de gheaţă este mai lungă, ca urmare a frecvenţei deosebite a inversiunilor de temperatură.

Producerea fenomenului de dezgheţ la râurile mici este condiţionată exclusiv de factorul climatic şi se realizează în perioade diferite ale anotimpului de primăvară. În cazul iernilor geroase şi lungi, toate râurile din Masivul Rarău îngheaţă complet, realizându-se poduri de gheaţă şi frecvente fenomene de năboire. Desprimăvărarea bruscă generează inundaţii la nivelul treptelor joase de luncă ale văilor neamenajate din cursurile inferioare: Izvorul Malului, Valea Caselor, Şandru etc.

În cazul râurilor mari (Moldova, Bistrița), perioada înghețurilor începe cu gheața la mal, datele de apariție a acestui fenomen fiind mai timpurii sau mai târzii în funcție de regimul termic. Dacă răcirea este bruscă râurile îngheață rapid de la un mal la altul prin blocarea sloiurilor și extinderea fenomenului de gheață la mal. Podul de gheață nu se realizează în fiecare an (mai ales în cazul Bistriței), iar durata și grosimea sunt variabile. În majoritatea anilor, podul de gheață durează între 30–60 zile (fiind mai mare în cazul Moldovei) dar, frecvent, valorile în cauză nu se ating sau se depășesc în funcție de particularitățile climatului.

Dezghețul se produce din aval spre amonte în majoritatea cazurilor, ceea ce face ca frecvența inundațiilor din zăpoare să fie redusă. Există însă și excepții, când încălzirea bruscă a vremii și producerea unor ploi în plin anotimp de iarnă provoacă apariția unor baraje de blocuri de gheață, urmate de inundații în aval. Un asemenea fenomen s-a produs la finele anului 1995 și a provocat mari daune gospodăriilor individuale și amenajărilor hidrotehnice în curs de realizare din valea Bistriței (între Borca și Poiana Teiului).

5.1.5. Turbiditatea și scurgerea solidă

Transportul de aluviuni aflate în suspensie și târâte de râuri constituie elementul cel mai dinamic în evoluția actuală a reliefului. Procesele în cauză depind într-o mare măsură de factorii geologici și fizico–geografici (litologici, climatici, hidrologici, morfologici, fito–pedologici), la care se adaugă și intervenția antropică.

Dacă asupra problemei producției specifice de aluviuni în bazine hidrografice mici ne-am oprit în cadrul capitolului de relief, în cele ce urmează ne vom referi la scurgerea solidă exprimată prin debite de aluviuni în suspensie (valori medii lunare și anuale), pentru râurile Moldova (la Prisaca Dornei) și Bistrița (la Dorna Arini), într-un interval de 41 de ani (1950–1990).

Din datele de care dispunem (tabelul 65) putem conchide că în cazul ambelor râuri debitele de aluviuni în suspensie depind de valoarea debitelor lichide, cu care se află într-o corelație lineară.

Tabelul 65

Debite medii lunare și anuale de aluviuni în suspensie (kg/s), (1950–1990)

Râul	Post hidro	Luna												An
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Moldova	Prisaca Dornei	0,13	0,19	0,88	2,06	4,77	6,11	7,35	4,74	1,05	0,15	0,13	0,11	2,31
Bistrița	Dorna Arini	0,41	0,50	2,14	7,38	12,09	6,63	6,22	3,21	1,46	1,38	0,72	0,55	3,56

Pentru râul Moldova, valoarea medie a debitelor de aluviuni în suspensie este de 2,31 kg/s, dar cu mari variații de la un an la altul. Cele mai mici asemenea debite s-au înregistrat în anii 1950 (0,10 kg/s), 1961 (0,45 kg/s), 1963 (0,26 kg/s), 1964 (0,375 kg/s), 1966 (0,49 kg/s). Valori mult mai ridicate decât media multianuală au fost caracteristice pentru anii 1955 (7,95 kg/s), 1970 (8,67 kg/s), 1972 (6,28 kg/s), 1975 (4,29 kg/s), 1978 (6,27 kg/s), 1979 (6,29 kg/s) și 1981 (5,36 kg/s). Din analiza comparativă a debitelor lichide și solide rezultă faptul că în aproape toate situațiile există o strânsă legătură între acestea, aflându-se într-un raport direct proporțional.

Repartiția scurgerii solide din timpul anului urmărește aproape fidel regimul scurgerii lichide. Unele diferențe însă apar și se datoresc gradului de torențialitate. Astfel, dacă debitul maxim anual al râului Moldova se înregistrează în luna mai (cu valori însă ridicate în intervalul aprilie–iulie), scurgerea solidă maximă se decalează până în iulie (7,35 kg/s), valori ridicate menținându-se în intervalul mai–august (4,74–6,11 kg/s). Acest fapt este explicat prin aceea că perioada mai–august cuprinde frecvența maximă a ploilor torențiale. Chiar dacă vegetația de vară asigură o protecție antierozională optimă, sporirea rapidă a debitelor după ploile torențiale din această perioadă provoacă creșterea considerabilă a debitelor solide, mai ales, prin antrenarea materialelor în suspensie de la nivelul albiilor minore. Acest fenomen se reflectă în adâncirea progresivă a albiilor minore ale râurilor mici, constatare confirmată și de morfologia de detaliu.

Debitele lunare de aluviuni în suspensie cu valorile cele mai reduse corespund lunilor de iarnă (0,11 – 0,19 kg/s), cu un minim în decembrie (0,11 kg/s). Dacă până la finele lunii martie creșterea debitelor solide este redusă, începând cu aprilie fenomenul se amplifică, peste topirea zăpezii suprapunându-se ploile de primăvară. Scăderea debitelor solide este foarte accentuată la nivelul lunii septembrie, care corespunde perioadei de maximă stabilitate atmosferică.

Calculându-se scurgerea solidă specifică (S_{baz} = 657 km²), rezultă o valoare medie de 1,11 t/ha/an (la ieșirea râului Moldova din regiunea de studiu), sub media pe țară, de 1,35 t/ha/an (*I. Ujvari*, 1972), dar care se încadrează în clasa ridicată de scurgere solidă (1,0 – 10,0 t/ha/an).

Pentru râul Bistrița, valoarea medie a debitului solid în suspensie este de 3,56 kg/s, cu o largă variație în timp. Din șirul de ani analizat (1950–1990), cei cu valori foarte mici ale debitului de aluviuni în suspensie sunt 1950 (0,846 kg/s), 1954 (1,30 kg/s), 1961 (0,958 kg/s), 1983 (1,08 kg/s), 1986 (1,12 kg/s), 1989 (1,01 kg/s) și 1990 (0,776 kg/s). Se observă frecvența mai mare a valorilor sub media multianuală în anii deceniilor șase și nouă, care corespund intervalelor cu deficit de precipitații din această regiune a țării.

Cele mai mari valori s-au înregistrat în anii 1970 (10,7 kg/s), 1974 (9,13 kg/s), 1975 (6,83 kg/s), 1979 (7,4 kg/s) și 1981 (8,82 kg/s), suprapunându-se unor ani ploioși, cu o frecvență mai mare în deceniul al optulea. Între cele două tipuri de debite (solide și lichide) există o strânsă intercondiționare, creșterea debitelor lichide antrenând mărirea cantităților de aluviuni în suspensie.

Repartiția scurgerii solide din timpul anului urmărește aproape fidel regimul scurgerii lichide. Astfel, debitul de aluviuni în suspensie cu valoarea cea mai mare se înregistrează în mai (12,09 kg/s), luna cu debitul lichid maxim (56,4 m³/s). Valori ridicate ale aluviunilor în suspensie se mențin în perioada aprilie–iulie (peste 6,22 kg/s), când și debitele lichide sunt considerabile. Dimpotrivă, în lunile de iarnă (decembrie–februarie) se înregistrează cele mai mici valori (0,41–0,55 kg/s), cu un minim în ianuarie. Creșterea debitelor solide este bruscă din martie în aprilie (topirea zăpezilor și apariția ploilor de primăvară), iar scăderea acestora este foarte puternică în lunile de la sfârșitul verii și începutul toamnei (august = 3,21 kg/s; septembrie = 1,46 kg/s), datorită stabilității pronunțate a atmosferei din acest interval.

În cazul râului Bistrița apar și unele diferențe între datele și perioadele de producere a celor două tipuri de debite. Acestea se datoresc gradului diferit de torențialitate din bazinele hidrografice mici, situate în amonte de stația de unde provin datele (Dorna Arini).

Scurgerea solidă superficială calculată pentru bazinul Bistriței, amonte de postul hidrometric Dorna–Arini (S_{baz} = 1687 km²), indică o valoare de 0,67 t/ha/an, încadrându-se în clasa moderată (0,5 – 1,0 t/ha/an), dar cu diferențieri evidente pe bazine hidrografice componente (Bistrița Arini, Dorna, Neagra), în funcție de variabilele morfometrice, litologice, climatice și fito–pedologice specifice.

În concluzie, râurile Moldova și Bistrița drenează întreaga suprafață a Masivului Rarău. Alimentarea celor două râuri este pluvio–nivală, debitele medii ale râurilor fiind condiționate de factorul climatic și caracteristicile reliefului. Debitele maxime anuale se produc cu precădere în timpul viiturilor de vară, din ploi și, mai puțin, din topirea zăpezilor. Maximele din ploi pot depăși de 2–3 ori debitele maxime provenite din topirea zăpezilor, din timpul apelor mari de primăvară. În timpul celor mai abundente ploi de primăvară–vară, când se formează viituri compuse din mai multe vârfuri, scurgerea superficială poate să atingă 75–80% din scurgerea medie multianuală.

Debitele minime anuale corespund anilor grupați în anumite perioade secetoase, menționând: 1950, 1954, 1961, 1963, 1964, dar și 1983, 1987 și 1990. Lunile cu scurgere medie deosebit de redusă sunt ianuarie și februarie, când și fenomenele de îngheț sunt foarte frecvente.

Scurgerea solidă din aceste râuri este dependentă de turbiditate și debitul lichid, însă un mare rol revine litologiei și celorlalți factori fizico–geografici. Dacă comparăm datele mai vechi din literatura de specialitate, putem constata faptul că, în ambele situații, mediile pe un șir mai lung de ani sunt mai ridicate, atât în ceea ce privește debitele lichide, cât și turbiditatea și aluviunile în suspensie. Acest lucru este explicat prin valorile mult mai ridicate ale acestor parametri în deceniul al optulea al secolului nostru, chiar dacă ulterior (deceniul nouă) s-a constatat o recrudescență a fenomenului de secetă.

Sub aspect hidrochimic, râurile colectoare se încadrează în grupa cu mineralizare redusă (sub 200 mg/l), deși în ultimii ani (mai ales, cei secetoși) și pentru anumite perioade ale anului (cu precădere, la debite mici de la sfârșitul verii

și de toamnă), mineralizarea poate fi mijlocie (200–500 mg/l). În ambele situații, reziduul fix este alcătuit predominant din cationi, mai ales de calciu, iar dintre anioni predominant devine HCO_3^-. De altfel, caracterul ușor calcic și bicarbonatic se regăsește la majoritatea cursurilor mici de apă ce-și au originea la periferia părții centrale înalte a Masivului Rarău.

Pe ansamblu, apele din rețeaua hidrografică autohtonă sunt curate, calitativ superioare, deschizând perspective de utilizare ca apă potabilă, deși resursele globale sunt relativ mici. În cazul Bistriței și Moldovei, apa râurilor este încadrată în parametrii optimi de calitate, însă unele surse poluante existente în amonte (instalația de flotare de la Iacobeni, sulful din Călimani, apele uzate de la Fundu Moldovei) introduc periodic anumite abateri de la standardele de calitate ale apelor potabile (îndeosebi la debite mici).

5.2. APELE SUBTERANE

În literatura de specialitate, apele subterane sunt divizate, după natura lor hidraulică, în ape descendente (freatice) și cu caracter ascendent (de adâncime), care pot fi arteziene și subarteziene. Dacă cele din a doua categorie lipsesc (sau n-au fost puse în evidență până acum în acest sector carpatic), apele freatice sunt foarte importante sub aspect economic, din punct de vedere pedogenetic și în stabilirea morfologiei de amănunt (prin eroziune chimică).

5.2.1. Apele freatice

De la bun început facem precizarea că în Masivul Rarău o încercare de regionare hidrogeologică este dificil de realizat, datorită complexității litologice și diversității reliefului, deși anumite subunități fizico–geografice păstrează trăsături proprii.

Pe ansamblu, se constată o puternică tendință de etajare altitudinală a umidității, cu cantități tot mai mari de precipitații cu cât urcăm în altitudine și diminuarea progresivă a evapotranspirației.

În funcție de condițiile concrete de relief, o bună parte din precipitații se scurge pe versant iar, apoi, prin concentrarea scurgerii formează rețeaua hidrografică temporară și permanentă, cu valori diferite ale debitelor lichide. O altă parte din apa provenită din precipitații se infiltrează, percolează solul și scoarța superficială, sau pătrunde adânc prin fisurile și crăpăturile rocilor până la adîncimi mari.

Dacă sub aspectul alimentării apelor freatice lucrurile sunt extrem de clare (tipul predominant fiind cel pluvial–nival), modul de formare și cantonarea pânzelor freatice constituie elemente de largă variabilitate, în funcție de factori multipli.

În aria șisturilor cristaline, versanții puternic înclinați predomină accentuat, prin comparație cu platourile și interfluviile structural–petrografice. Din acest

motiv, precum şi datorită tectonizării rocilor compacte, adesea fisurate, apele freatice nu întrunesc condiţii de înmagazinare decât în scoarţa de alterare, ceea ce nu poate asigura rezerve momentane foarte mari. Precipitaţiile frecvente şi însemnate cantitativ (800–900 mm anual) completează rapid rezervele scurse şi creează o circulaţie rapidă a apelor freatice, alimentând continuu izvoarele, care au un debit relativ constant tot timpul anului. Izvoarele pot să apară în sectoarele concave ale versanţilor, dar, cel mai adesea, sunt cantonate spre baza acestora, la partea inferioară a deluviilor sau pe linii de fisuri şi crăpături ale rocilor compacte. Asemenea situaţii sunt frecvente în partea vestică a masivului, în Munceii Înşiraţi, în bazinele superioare ale pâraielor Colbu şi Başca, Bâtca Neagră etc. De altfel, în majoritate, reţeaua hidrografică de ordine mici de mărime îşi are originea în astfel de izvoare, cu debite reduse, dar constante. Sub aspect hidrochimic sunt ape dulci, nemineralizate, cu o duritate redusă, care pot fi utilizate ca ape potabile. În situaţii cu totul particulare, apele freatice pot fi uşor feruginoase şi sulfuroase, cum este cazul unor izvoare din Bâtca Neagră şi cursul superior al Colbului, întrucât tranzitează formaţiunea îngustă cu sulfuri polimetalice (Membrii Leşu Urşului şi Fundu Moldovei). La aceasta contribuie şi preluarea unor substanţe în stare ionică din haldele de steril de la galeriile pentru prospecţiuni polimetalice. În sudul şi sud–estul extrem al Rarăului unele izvoare sunt slab radioactive (informaţie preluată de la *Geomold* S. A. Câmpulung Moldovenesc, însă nu posedăm analize în acest sens).

Pentru sinclinalul Rarăului, încercările de regionare hidrogeologică sunt deosebit de complicate, structura, poziţia tectonică, litologia şi morfologia constituind elemente majore în stabilirea unor particularităţi locale privind distribuţia apelor freatice.

Partea nord–vestică a Rarăului (Măgurile Câmpulungului) este dominată de prezenţa faciesurilor grezo–conglomeratice de Muncelu, iar reţeaua hidrografică s-a adâncit foarte mult, detaşând masive izolate (de tip măgură). În aceste condiţii, depozitele de versant sunt subţiri în jumătatea superioară şi din ce în ce mai groase spre partea inferioară a versanţilor, în timp ce infiltraţia este rapidă şi se realizează până la adâncimi mari (pe linii de fisuri, diaclaze etc.). Datorită pantelor acentuate (care favorizează scurgerea de suprafaţă), izvoarele sunt rare şi au debite inconstante (seacă în perioadele cu deficit de precipitaţii), fiind amplasate spre partea inferioară a versanţilor. Deşi mineralizarea acestor izvoare este slabă (sub 100 mg/l), aceasta se realizează pe seama Ca^{2+} şi HCO_3^-, unele izvoare având astfel chiar un uşor caracter calcic şi bicarbonatic (bazinul pârâului Mesteacănului).

În partea centrală a masivului, umplutura sinclinalului este formată prioritar din depozite de tip *wildfliş*, argilo–marnoase cu blocuri, ceea ce face ca inflitraţia să fie lentă, foarte adesea realizându-se impermeabilizarea unor orizonturi de sol sau a materialelor parentale. Din acest motiv, pânzele freatice sunt situate la adâncimi foarte mici, au un caracter lenticular şi ies frecvent la zi, formând o reţea densă de izvoare cu debit mic (acolo unde condiţiile de pantă permit acest lucru). Această reţea densă de văi elementare evoluează lent din aval spre amonte prin eroziune regresivă, dar cel mai adesea prin eroziune chimică. Morfologia de amănunt a cursurilor superioare cuprinde segmente aproape rectilinii, adâncite cu 0,5–2,0 m, lipsite de apă cea mai mare parte din timp, argumentând ideea evoluţiei prin mecanismul menţionat anterior. Asemenea situaţii sunt extrem de frecvente spre cumpenele de apă dintre Fundu Pojorâtei şi Valea Seacă, Valea Seacă–Izvorul Alb, Izvorul Alb–Limpedea ş.a.

Datorită stagnării apelor din precipitaţii un timp mai scurt sau mai îndelungat, în profilul de sol se declanşează procese de hidromorfism, iar în anumite situaţii, pe pante mai reduse apar ochiuri cu o vegetaţie higrofilă sau chiar mlaştini incipiente, de unde pornesc mici cursuri de apă. Fenomenele în cauză sunt specifice în perimetrul dintre Izvorul Alb şi Limpedea, cât şi între Pochii de Sus şi Pochii de Jos. Suprafeţele cu alunecări de teren, vechi sau actuale, stabilizate sau reactivate, sunt cele mai complexe sub aspect hidrogeologic. În aceste situaţii se formează pânze lenticulare care se drenează spre microformele depresionare sau care ies la zi în baza deluviului de alunecare, generând o reţea densă de văi elementare cu o orientare haotică. Un caz particular îl constituie alunecarea recentă din bazinul Izvorului Alb, unde deluviul foarte gros este alimentat şi din izvoarele din amonte, drenarea pânzelor lenticulare realizându-se printr-o reţea incipientă de mici cursuri de apă, care-şi schimbă frecvent traseele, alimentând şi unele lăculeţe în curs de colmatare.

Cantonarea apelor freatice din depozite de *wildfliş* în formaţiuni litologice cu o capacitate remarcabilă de schimb cationic, contribuie la încărcarea acestora cu substanţe în stare ionică, predominând accentuat Ca^{2+}, HCO_3^- (ape freatice slab calcice şi bicarbonatice). Prin comparaţie cu apele freatice din restul masivului (din cristalin), în acest caz duritatea are valori mai mari, calitativ superioare fiind doar cele care ies la zi sub formă de izvoare la marginea *wildflişului*, deci care străbat alte formaţiuni litologice.

Un loc cu totul aparte îl deţin apele freatice din regiunile carstice, ale căror regimuri şi rezerve depind în mai mică măsură de condiţiile climatice. Prin comparaţie cu alte masive muntoase amplasate în zona cristalino–mezozoică, arealul carstificabil din Rarău se rezumă la partea centrală înaltă (unde predomină calcarele) şi la flancurile sinclinalului (dolomitice). Masele calcaro–dolomitice nu sunt omogene, atât ca răspândire cât şi ca poziţie tectonică sau alcătuire chimico–mineralogică, motiv pentru care nu se poate vorbi de o zonare a apelor freatice. De regulă, în carst debitul specific este mai mare decât în ariile din jur şi se constată concentrări ale acestor resurse pe anumite direcţii (izvoare carstice, izbucuri). Fragmentarea maselor calcaro–dolomitice, prezenţa diaclazelor şi a liniilor de fisuri, cât şi a unor imense îngrămădiri de blocuri haotice (relicte şi actuale), contribuie la o circulaţie activă a apei în carst, până la adâncimi apreciabile. În condiţii specifice de temperatură, aceste ape freatice joacă un rol deosebit de activ în evoluţia carstică a reliefului (prin eroziune chimică), fapt evidenţiat de prezenţa dolinelor cu fund de tip pâlnie, a avenurilor şi a peşterilor. Traseele de circulaţie a apei în carst sunt imprevizibile, existând sectoare unde lipsesc (platoul Vârfului Rarău, Piatra Şoimului etc.), după cum există şi arii de concentrare a acestora. Izvoarele carstice din Rarău sunt foarte numeroase, unele având un debit bogat şi

constant. Aceste izvoare ies la zi spre marginea platoului calcaros sau la contactul cu masa wildflişului, având un debit relativ bogat (4–5 l/s), cum sunt: Izvorul Rece, cele de la obârşia Izvorului Alb, din Pajiştile şi Codrul Secular Slătioara, sau cele de la baza dolomitelor triasice de pe flancurile sinclinalului (Schitul Nou, Schitul Rarău, Slătioara etc.). Unele dintre izvoarele menţionate sunt valorificate pentru alimentarea cu apă potabilă (Hotel *Rarău*, Schitul Rarău, Schitul Nou etc.).

Temperatura apei din aceste izvoare este relativ constantă tot timpul anului (4–8°C) în timp ce mineralizarea este slabă, fiind considerate ape potabile de calitate.

La marginea ariei montane, de-a lungul văilor limitrofe şi în compartimentele depresionare Pojorâta şi Câmpulung Moldovenesc, prezenţa depozitelor sedimentare de natură fluvială impune cu totul alte particularităţi ale acumulării şi dinamicii apelor freatice. Acestea se cantonează la baza acumulativului, în cazul teraselor de versant, sau sunt situate la adâncimi din ce în ce mai mici, în funcţie de poziţia faţă de râu.

În situaţia treptelor de versant uşor glacizate, datorită antrenării depozitelor mai fine şi acumulării lor spre tâţâna terasei, se formează pânze lenticulare la adâncimi mici, 0,5–2 m, valorificate prin fântâni (în perimetrele construite), provocând procese de hidromorfism în profilul solurilor. În cazul terasei de 16–20 m, stratul acvifer este cantonat spre baza stratului de pietriş, la adâncimi de 7–8 m, uneori chiar mai jos. Pentru treapta de 8–10 m, nivelul stratului acvifer este situat la 4–6 m, dar în dreptul conurilor care parazitează acest nivel de terasă, adâncimea pânzei freatice poate fi de numai 2–3 m.

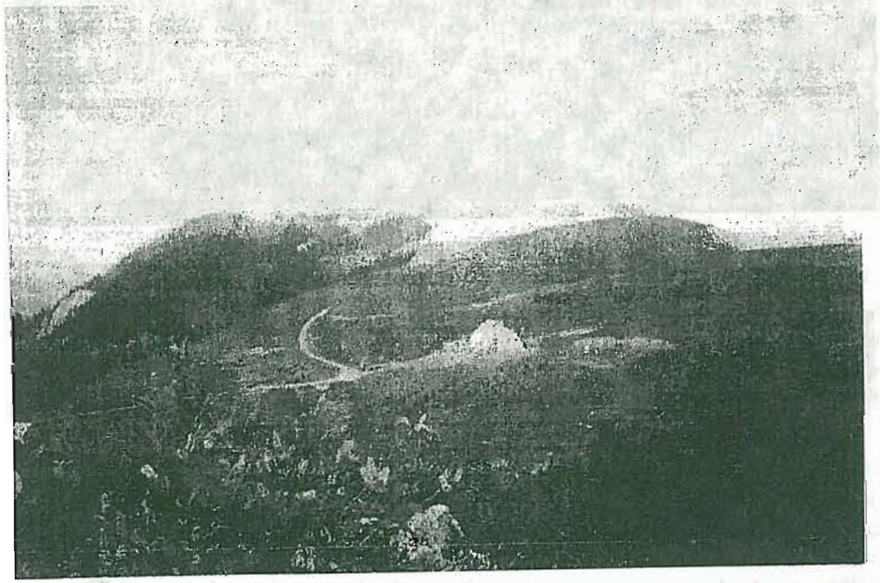
Treptele de fund de vale, cu altitudini relative de sub 4–6 m, dispun de un nivel acvifer comun, la adâncimi care cresc uşor de la nivelul albiei majore spre treptele superioare.

Apele freatice cantonate în acumulativul văilor limitrofe (Bistriţa, Moldova, Izvorul Giumalăului, Chiril, Slătioara) sau a celor interioare (Valea Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Malului, Valea Caselor) sunt nemineralizate. Acestea se caracterizează printr-o duritate medie şi redusă, constituind sursa principală de apă potabilă a localităţilor rurale şi a periferiei municipiului Câmpulung Moldovenesc.

În concluzie, putem încerca o raionare cu totul generală a apelor freatice. Se pot separa sectoare continui şi cu adâncimi reduse în cazul treptelor de luncă urmate de altele cu profunzime mai mare, aşa cum este cazul teraselor de versant. Pentru restul teritoriului caracteristice sunt sectoarele cu discontinuităţi semnificative, marcate prin mari acumulări (la marginea ariilor calcaro–dolomitice), dar şi prin existenţa unor perimetre lipsite de pânze freatice.

Pe ansamblu, factorii fizico–geografici sunt răspunzători în formarea, acumularea şi dinamica apelor freatice. Dacă pe baza condiţiilor climatice, litologice şi morfologice se pot separa raioane şi subraioane hidrogeologice, asamblajul tuturor factorilor naturali, cât şi particularităţile fiecărui element în parte, îngreunează evident posibilităţile zonării hidrogeologice de ansamblu a teritoriului. În cazul în care la acesta adăugăm şi prezenţa apelor freatice azonale din carst, atunci situaţia se complică şi mai mult. La nivelul şesurilor aluviale,

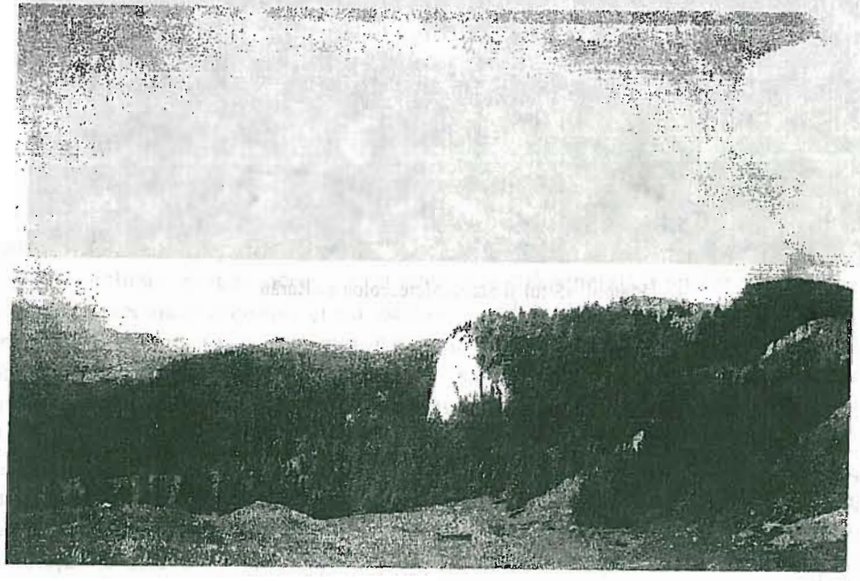
apele freatice se alimentează direct din precipitaţii şi scurgerea subterană, regimul lor depinzând în mare măsură de cel al apelor superficiale, deşi nu este de neglijat nici aportul introdus de pânzele din glacisurile de contact sau chiar de pe versanţi. Pentru terasele de versant, adâncimea apelor freatice este mai mare (sub 10–15 m), dar spre tâţâna acestora se formează şi unele pânze secundare. Apele freatice din Masivul Rarău au favorizat amplasarea şi extinderea localităţilor, acolo unde resursele sunt bogate şi de calitate superioară. În perspectivă, rezervele existente şi calitatea apelor freatice sunt elemente care vor putea susţine dezvoltarea social–economică a tuturor localităţilor din regiune, dacă valorificarea acestei resurse va fi echilibrată.



Platoul, vârful şi Staţia Meteorologică Rarău



Bazinul hidrografic Chiril



Piatra Zimbrului

6. FLORA ŞI VEGETAŢIA

6.1. ISTORICUL CERCETĂRILOR ASUPRA FLOREI ŞI VEGETAŢIEI

Primele cercetări care se referă la flora Rarăului datează de la mijlocul secolului al XIX-lea şi aparţin lui *Fr. Herbrich* (1859), care în lucrarea sa *Flora der Bukowina* citează un număr de 139 specii din acest masiv, urmat până la începutul secolului nostru, cu preocupări mai ales sub aspect floristic, de *J. Knapp* (1872), *D. Brândză* (1888), *A. Procopianu–Procopovici* (1892), *C. Hurmuzachi* (1911).

Între cele două războaie mondiale cercetările se diversifică sub aspectul preocupărilor (floră, vegetaţie, ocrotirea naturii) şi se înmulţesc. *A. Muhldorf* (1926) face primele menţiuni floristice în teritoriul rezervaţiei Codrul Secular Slătioara, pentru ca *M. Guşuleac*, în 1932 şi 1937, să efectueze cercetări în acelaşi perimetru, indicând evitarea exploatărilor forestiere. *Tr. Ştefureac* (1941) întreprinde un aprofundat studiu monografic asupra briofitelor din rezervaţia de la Slătioara (451 unităţi sistematice), teritoriu unde menţionează şi 184 specii de plante superioare şi descrie ca principală asociaţie vegetală cea de *Piceetum montanum*. Unele aprecieri asupra vegetaţiei Rarăului mai sunt întâlnite în lucrările lui *Em. Ţopa* (1928, 1936) şi *I. Prodan* (1939).

După 1945, consemnăm numeroase studii şi cercetări monografice sau axate pe o anumită problematică. Este perioada când apar şi primele cercetări asupra pajiştilor sau privind valorificarea potenţialului silvoproductiv. Tot acum se publică şi cele mai ample referiri asupra florei şi vegetaţiei: *V. Leandru* şi *G. Stanciu* (1977) aduc noi date despre tipologia forestieră din codrul de la Slătioara, *M. Răvăruţ*, *O. Mititelu* şi *E. Turenschi* (1969) studiază sub aspect geobotanic valea Moldovei, în timp ce *I. Morariu* (1965, 1972) întreprinde ample cercetări asupra vegetaţiei şi florei Rarăului. Cele mai cuprinzătoare lucrări asupra problematicii în discuţie sunt contribuţiile aduse de P.Raclaru (1967, 1970, 1977, 1979). În lucrarea *Flora şi vegetaţia Munţilor Rarău*, din 1970 (teză de doctorat), autorul citează un număr de 1019 specii de cormofite, dintre care nu mai puţin de 229 sunt menţionate pentru prima dată.

Contribuţii deosebit de valoroase sunt cele cuprinse în lucrări cu caracter sinecologic (*D. Mititelu* şi colab., 1980) şi în unele studii complexe asupra pajiştilor din Rarău (*D. Popovici* şi colab., 1985). Date floristice mai noi a mai publicat *A. Sokolowski* (1973), după cum, problematica valorificării potenţialului silvoproductiv este abordată într-o teză de doctorat de către *N. M. Geambaşu*

(1984). Cercetările pratologice au început în masivul Rarău după anul 1960, fiind întreprinse de colective ştiinţifice din cadrul *Staţiunilor Agricole Podu Iloaiei* şi *Suceava*, cât şi de la *Universitatea Agronomică „I. Ionescu de la Brad" Iaşi*. Cele mai importante lucrări în acest sens aparţin următorilor: *A. Grâneanu* şi colab., (1967), *D. Popovici* şi *P. Ciubotaru* (1972, 1977), *E. Roşu* şi colab., (1962).

Un loc aparte îl ocupă studiile referitoare la ocrotirea naturii şi rezervaţiile naturale, cu o serie de contribuţii valoroase din partea lui *M. Guşuleac* (1932, 1937), *Tr. Ştefureac* (1941, 1965, 1970), *Em. Ţopa* (1969), *T. Seghedin* şi *Ana Răducu* (1969), *T. Seghedin* (1970) ş.a.

Studiile şi cercetările din ultimii 30 de ani au cuprins o gamă largă de probleme şi modalităţi de interpretare, grupându-se, pe de o parte, în contribuţii ştiinţifice valoroase asupra florei, vegetaţiei, ecologiei şi ocrotirii naturii, iar pe de altă parte, în abordarea unei problematici cu caracter tehnico–aplicativ: studierea vegetaţiei sub aspect agro şi silvoproductiv, dinamica regenerării, structura şi producţia pajiştilor sau a pădurilor, valoarea nutritivă a pajiştilor şi productivitatea naturală a unor staţiuni forestiere, eficienţa fertilizării naturale şi chimice în pajişti, modele de exploatare şi întreţinere a arboretelor ş.a.m.d.

6.2. CONSIDERAŢII GENERALE. EVOLUŢIA ŞI SUCCESIUNEA FLOREI ŞI VEGETAŢIEI

Formaţiunile vegetale majore, pădurea şi pajiştile, se impun în peisaj prin codri maiestoşi de molid, brad şi fag care se interpătrund sau se retrag făcând loc unor pajişti de o complexă alcătuire floristică. Nu este deloc întâmplător că aici s-au conservat codri originari, adevărate păduri boreale virgine, pajişti subalpine sau din etajele pădurii, care adăpostesc numeroase plante endemice şi raritâţi, astăzi ocrotite de lege.

Conservarea echilibrului bio–pedo–climatic constituie un deziderat de certă actualitate, în condiţiile în care intervenţiile antropice în peisajul montan devin tot mai ameninţătoare şi mai greu de stăpânit. Dovezile incontestabile ale fragilităţii acestui echilibru sunt lesne de urmărit prin efectele negative ale distrugerii unor soluri şi fitocenoze, ceea ce necesită măsuri concertate pentru stoparea complexului de factori cauzali. Păstrarea nealterată a ecosistemelor pastorale şi forestiere, în condiţiile unor cerinţe tot mai sporite şi justificate de materii prime şi de spaţiu geografic utilizabil socio–uman, constituie singura alternativă viabilă a viitorului. În atare condiţii, mirajul peisagistic al *paradisului* bucovinean – altădată model de conservare a spaţiului geografic – va pierde constant din autenticitate, iar măsurile de reechilibrare ale mediului vor necesita investiţii imense şi timp îndelungat.

Evoluţia florei şi vegetaţiei poate fi urmărită intermitent şi cu unele incertitudini sau aproximări începând de la sfârşitul Miocenului (Sarmaţian) şi în Pliocen, dar cu o relativă siguranţă în Pleistocen şi cu certitudine în Holocen.

Pe baza unor date obţinute din analiza polenului conţinut în diferite depozite din zonă, *L. Olaru*, 1976, schiţează imaginea vegetaţiei de la sfârşitul Cretaciului şi

din Paleocen, formată din păduri rare în care dominante erau specii de gimnosperme xeromorfe (*Pinus, Abies, Ginkgo, Podocarpus, Sequoia, Taxaceae, Cycadaceae* etc.), la care se asociau şi unele specii de angiosperme şi ferigi. În Paleocen, aceste vechi gimnosperme îşi restrâng treptat arealul în favoarea unor elemente prearctoterţiare din familiile *Betulaceae, Fagaceae, Tiliaceae, Jungladaceae* etc. (elemente paleotropicale). Mişcările tectonice din Eocen şi răcirea treptată a climei din această perioadă favorizează extinderea şi a unor specii arctoterţiare din genurile *Betula, Alnus, Quercus, Corylus, Castanea*, alături de gimnosperme din genurile *Pinus, Abies, Larix, Taxodium* (conform aceluiaşi autor).

În Miocen, climatul de tip subtropical devine ceva mai arid, ceea ce favorizează menţinerea aceloraşi gimnosperme xeromorfe din genurile *Pinus* şi *Abies*, cărora li se asociază tot mai frecvent specii ale unor genuri termofile cu frunze căzătoare: *Fagus, Carpinus, Acer, Alnus, Tilia, Ulmus, Quercus, Juglans, Platanus* etc. Înălţările moldavice şi cele valahe (400–500 m) au contribuit la ridicarea culmilor carpatice până în condiţii de climat subalpin, cu instalarea speciilor din genurile *Vaccinium* şi *Rhododendron* (*L. Olaru*, 1976).

Pliocenul aduce cu sine retragerea cvasitotalitară a apelor lacustre din bazinele depresionare, extinderea uscatului şi prefigurarea traseelor principalelor râuri carpatice. Climatul capătă trăsături subtropicale (mediteraneene), dar cu nuanţe de continentalism evident, sezoanele aride şi toride alternând cu cele moderat termice şi ceva mai umede. În acele condiţii, vegetaţia se caracteriza prin predominarea esenţelor forestiere cu frunze căzătoare; persistau unele conifere şi esenţe subtropicale, dar au dispărut complet palmierii. După *E. Pop* (1929, 1954), în Pliocen se contura deja o etajare a vegetaţiei din spaţiul montan, cu păduri de foioase din genurile: *Fagus, Betula, Carpinus, Acer, Alnus, Populus, Corylus*, în amestec cu coniferele, după care urmau pădurile de conifere alcătuite din *Picea abies, Abies alba, Pinus leucodermis* şi *Tsuga*. În etajul montan superior se contura un etaj subalpin cu *Vaccinium, Rhododendron* şi *Juniperus*. Uşoara diferenţiere climatică se manifesta prin apariţia unor etaje de vegetaţie, precursoare ale actualei zonări a vegetaţiei. Tot din această perioadă datează majoritatea speciilor actuale.

Pleistocenul introduce profunde modificări în flora şi vegetaţia regiunii, prin mişcările de înălţare ale Carpaţilor şi oscilaţiile climatice de mare anvergură. Răcirea bruscă a climei duce la îndepărtarea cvasitotalitară a elementelor florei termofile care migrează spre sud şi în zonele extracarpatice şi la menţinerea sau la apariţia unor specii microterme. După opinia multor cercetători, în aceste condiţii s-au instalat specii ca: *Ranunculus carpaticus, Primula leucophylla, Hieracium pojorâtense, Symphytum cordatum, Cardamine glanduligera* ş.a. (*D. Mititelu* şi colab., 1980). Multe elemente de floră apărute în perioadele glaciare şi interglaciare ale pleistocenului se pot întâlni şi astăzi ca elemente relicte.

În perioadele glaciare, Rarăul nu a adăpostit ghețari, dar se situa în plin climat periglaciar, ce a favorizat instalarea numeroaselor specii alpine, arctice şi euro–siberiene (elemente criofile). Pădurea se situa spre poale şi în topoclimate de adăpostire, dominantă fiind tundra montană (tufărişuri subalpine), iar speciile de

Betula şi *Salix* nu formau un etaj, ci conviețuiau printre pinete. Fazele de maximă răcire au contribuit la coborârea apreciabilă a pinetelor şi la diminuarea ponderii celorlalte elemente până la menținerea lor doar sporadică. Fiind vorba de fazele de maximă răcire, tufărişurile şi pajiştile subalpine–alpine ocupau cea mai mare parte a masivului, pentru ca în fazele glaciare târzii şi timpurii, pădurea „în care pinul şi molidul îşi disputau supremația", să reocupe o parte din terenurile pierdute, extinzându-se în altitudine (*N. Barbu*, 1976). Dintre toate glaciațiile, ultima (Würm) a fost şi cea mai puternică şi deci cea care şi-a pus cel mai acut amprenta asupra excluderii foarte drastice a altor specii decât cele criofile. Este de presupus că, în această fază, speciile cu frunze căzătoare au dispărut aproape complet, în timp ce pădurile alcătuite majoritar din pinete au coborât la nivelul versanților inferiori din est, sud–est şi pe văi. Teritoriul era acoperit de o vegetație de silvotundră şi, mai ales, de tundră.

În epocile interglaciare, pădurea revenea, acoperind în cea mai mare parte Rarăul, dar era localizată la altitudini ceva mai mici decât cele actuale. Molidişurile, alcătuite din *Picea abies*, *Picea omorika*, dar şi cu apariții ale pinului, erau dominante, dar la altitudini mai mici erau localizate pădurile de amestec, care cuprindeau *Fagus sylvatica* şi, poate, *Abies alba*. Într-o fază anatermă (de încălzire relativă), în pădurile din această regiune pătrund *Quercus robur* şi *Corylus avellana*. Oscilațiile climei (mai ales ale regimului termic) au introdus numeroase schimbări ale compoziției floristice şi ale etajelor de vegetație, dependente strict de particularitățile climatului. Succesiunea asociațiilor forestiere montane se realiza de la faza anatermă, prin fazele interglaciare şi periglaciare, spre cele glaciare, de la *Querceto–Fagetum*, spre *Piceto–Fagetum* şi *Piceetum carpaticum*, până la generalizarea pinetelor. Limitele altitudinale ale etajelor de vegetație din fazele şi etapele interglaciare şi glaciare sunt însă foarte greu de precizat. La sfârşitul ultimului glaciar, din molidişuri dispar bradul, alunul şi stejarul.

În Holocen (postglaciar), clima devine din ce în ce mai caldă şi se continentalizează treptat, ceea ce presupune schimbarea aspectului florei şi a învelişului vegetal. Pe ansamblu, molidişurile se restrâng în favoarea pinetelor aride, dominate de *Pinus sylvestris*, asociat cu *Betula pendula* şi *Alnus glutinosa*. Cercetările asupra paleoflorei holocene sunt mult mai numeroase şi deosebit de precise, utilizând analize palinologice şi metode comparative.

La începutul Holocenului, în Preboreal, odată cu începutul încălzirii climatului şi creşterea precipitațiilor, învelişul vegetal era încă dominat de prezența pinului (faza pinului), care repopulează zonele montane inferioare şi mijlocii, până la 800–1000 m altitudine (*N. Boşcaiu*, 1971). Alături de pin sau în amestec cu acesta, un rol moderat revine şi molidului, favorizat din ce în ce mai mult de atenuarea rigorii climatice.

În perioada boreală, climatul devine din ce în ce mai călduros şi umed. Pinetele se răresc considerabil şi se schițează o etajare a vegetației, relevată de o fază a alunului cu stejăriş mixt şi arin, la altitudini de peste 1200 m, concomitent cu o fază de instalare a elementelor termofile şi molidului, la altitudini de 800–1000 m (*Angela Lupaşcu, Nina Volontir*, 1996). Această fază a alunului este caracteristică,

de altfel, întregii Europe centrale (cu unele particularități în nordul Carpaților Orientali – alun–molid în amestec).

Molidul, în concurență cu elemente termofile (stejar mixt şi alun), se extinde rapid în Atlantic. Limita superioară a pădurii se situa cu 200–400 m mai sus decât cea actuală (*N. Boşcaiu*, 1971; *E. G. Negulescu* şi colab., 1973).

Următoarea fază silvestră corespunde Subborealului, când climatul se aridizează uşor, favorizând extinderea carpenului în locul elementelor termofile (faza carpenului) şi chiar a pinului, prin specia *Pinus sylvestris*. Uscăciunea a determinat reducerea ponderii pădurilor şi coborârea limitei superioare a acestora, concomitent cu extinderea pajiştilor. Molidul trece printr-o fază de competiție cu foioasele, respectiv cu fag şi carpen, urcând până la altitudinea de aproximativ 1400 m (cu cât ne apropiem de platoul Oaş şi Depresiunea Maramureş, valorile fagului sunt mai mari) formând însă şi asociații cu specii de carpen, alun şi alte elemente termofile, la altitudini mai joase. În Subboreal s-au succedat oscilații climatice relevate de subfaze de extindere, regresie şi iar revigorare a carpenului: în SB_1 – carpenul s-a extins prin specia *Carpinus betulus*, în SB_2 – reducerea umidității a determinat regresia carpenului şi revigorarea elementelor stejărişelor mixte, iar în SB_3 – aridizarea climatului a favorizat reinstalarea cărpiniței (*Carpinus orientalis*), specie caracteristică silvostepelor sudice. Fluctuațiile genului *Carpinus* sunt aproape sincrone cu ale genului *Pinus*, ambele suportând destul de bine perioadele secetoase (*Angela Lupaşcu*, 1996)

Răcirea climei, însoțită de creşterea umidității din Subatlantic, a favorizat instalarea fagului (faza fagului) şi mai târziu a bradului. Dacă inițial fagul a luat locul carpenului, ulterior, extinderea lui s-a făcut pe seama molidului, curbele de variație ale celor două genuri indicând creşteri ale fagului, sincrone reducerii molidului şi invers. *E. Pop* (1929), analizând diagrama pentru turbăria Colăcelu, vedea „lupta dintre molid şi fag precum imaginea în oglindă a unei linii în zig–zag".

La altitudini mai mari (în jur de 1400 m), în subfaza timpurie a Subatlanticului se înregistra o dominanță a fagului asupra molidului, caracteristică, de altfel, succesiunii pădurii din Transilvania (*E. Pop*, 1932). Expansiunea fagului din Subatlanticul timpuriu a fost urmată de o diminuare severă a acestuia, datorată, probabil, unor schimbări climatice. Modificările covorului vegetal relevate de perturbarea raportului dintre diferitele genuri forestiere şi creşterile înregistrate de esențele care suportă mai uşor condiții nefavorabile (*Betula, Pinus, Corylus, Carpinus*), ca şi tabloul vegetației ierboase, indică instalarea unui climat rece şi secetos, sincron „micii glaciații" (1550–1700), care a generat o aridizare intensă a peisajului, a coborât limita superioară a pădurii şi a influențat edificarea etajelor de vegetație.

În subfaza recentă a Subatlanticului, pădurile înregistrază o revigorare puternică, oglindită prin expansiuni ale tuturor genurilor, în special, a molidului şi prin urcarea limitelor altitudinale superioare până la cotele actuale (*I. Ciobanu*, 1969; *Angela Lupaşcu*, 1996). Concomitent cu instalarea bradului şi extinderea considerabilă a fagului se definitivează zonalitatea altitudinală a pădurilor din

Masivul Rarău. Compoziția actuală a acestor păduri cuprinde următoarele asociații forestiere dominante: *Piceetum carpaticum*, *Piceeto–Fagetum*, *Piceeto–Abieto–Fagetum* și *Fagetum carpaticum*.

Activitatea antropică, materializată în principal prin incendiere, defrișare, păşunat etc., a determinat anumite modificări ale repartiției pădurilor în teritoriu, uşoara diminuare a ponderii fagului (eliminat progresiv din unele asociații), cât și apariția unor specii ierboase ruderale și adventive.

6.3. FLORA

6.3.1. Alcătuire floristică

Complexitatea factorilor staționali, precum și îndelungata influență a activității umane, reprezintă cauzele marii diversități floristice și geobotanice.

Numărul mare de unități taxonomice floristice identificate în Rarău se explică prin multitudinea categoriilor ecologice explicate prin substratul geologic și pedologic, regimul trofic, termic, hidric etc. După *P. Raclaru* (1970), sunt cunoscute în flora spontană a acestui masiv 1.019 specii cormofite (la care se mai adaugă 731 unități infraspecifice), care aparțin la 396 genuri și 91 familii, ceea ce reprezintă cca. 28% din totalul speciilor spontane cunoscute în România.

6.3.2. Originea și analiza elementelor floristice

Marea diversitate a zonei studiate este amplificată și de complexitatea elementelor fitogeografice. Elementele de origine nordică (holarctice) – 60,0%, sunt reprezentate prin fitoelemente euroasiatice – 28,6%, europene – 13,3%, circumpolare – 11,2%, și central–europene – 6,9%; preponderența elementelor nordice justifică apartenența floristică a zonei studiate. Elementele de origine sudică (submediteraneene și balcano–dacice) și estică (pontice și continentale) au o reprezentare mai modestă (împreună cca. 13,0%). Cu o cotă procentuală remarcabilă se prezintă elementele de origine alpină (4,5%); totodată este semnalată prezența unui număr relativ ridicat de endemisme (5,6%), dintre care amintim pe: *Aconitum moldavicum*, *Campanula carpatica*, *Campanula rotundifolia*, *Cardamine glanduligera*, *Centaurea melanocalathia*, *Chrysanthemum rotundifolium*, *Festuca carpatica*, *Melampyrum silvaticum ss. saxosum*, *Phyteuma wagneri*, *Symphytum cordatum*, *Thymus pulcherimus*, *Achillea schurii*, *Aquilegia nigricans*, *Centaurea prodani*, *Centaurea triumfetti–ssp.pinnatifida*, *Aconitum moldavicum*, *Aconitum lasianthum*, *Aconitum toxicum*, *Dianthus kitaibelii–ssp. spiculifolius*, *Dianthus tenuifolius*, *Eritrichum nanum–ssp. jankae*, *Heracleum carpaticum*, *Hesperis matrionalis–ssp. moniliformis*, *Scabiosa lucida–ssp. carpatica*, *Thymus schurii*, *Trisetum macrotrichum*, *Silene dubia*, *Thymus comosus*, *Thymus bihorense*, *Ranunculus carpaticus*, *Phyteuma tetramerum*, *Viola jooi*, *Aconitum firmum–ssp. bucovinense* și *ssp. romanicum*, *Erysimum wittmanni*, *Hieracium pojoritense*, *Poa nemoralis–ssp .rehmani*, *Primula leucophylla*, *Silene zawadzkii* ș.a. O ultimă categorie de elemente floristice o reprezintă grupul speciilor cosmopolite (4,7%) și adventive (1,3%).

Numărul mare de specii endemice (daco–carpatice), sau endemice în sens strict (numai pentru Carpații Orientali) indică faptul că Masivul Rarău oferă nișe ecologice caracteristice, strict delimitate, favorabile izolării spațiale a endemitelor.

6.3.3. Analiza bioformelor

Se remarcă o preponderență a hemicriptofitelor (62,0%), a căror pondere crește și mai mult în pajiștile naturale din zonă. Urmează apoi geofitele (12,5%), cu numeroși reprezentanți atât în fitocenozele forestiere, cât și în cele praticole. Terofitele (11,5%) reflectă un grad de ruderalizare relativ avansat. O categorie de bioforme cu o participare modestă ca număr de specii este cea a fanerofitelor (8,5%), dar trebuie evidențiat rolul dominant pe care îl au toate fanerofitele (în sens larg) la alcătuirea biomasei vegetale. Dintre formele biologice cu o pondere minoră menționăm chamefitele (3,5%), întâlnite mai ales în vegetația de stâncărie, și hidatoheliofitele (0,3%), caracteristice numai în locuri cu umiditate excesivă, în tot cursul sezonului de vegetație.

6.3.4. Considerații privind caracterizarea ecologică a florei

Studiul cerințelor ecologice ale speciilor reflectă fidel principalele caracteristici pedoclimatice, cât și variatele aspecte staționale, flora fiind analizată în funcție de regimul de umiditate și în legătură cu însușirile chimice ale solului.

În raport cu regimul de umiditate al speciilor se remarcă preponderența mezofilelor (48,5%), urmate de mezoxerofile (22,0%), higromezofile (13,5%) și higrofile (12,4%). Celelalte categorii ecologice (xerofile, higrohidrofile și hidrofile) sunt foarte slab reprezentate (3,6%).

În ceea ce privește caracterizarea ecologică a florei în funcție de însușirile chimice ale solului s-a ținut cont de exigențele speciilor în raport cu reacția (pH), cantitatea de azot mineral și gradul de saturație în baze.

După aciditatea solului, se remarcă un număr destul de mare de specii (cca.37%) care au o amplitudine largă față de pH (specii indiferente), după care urmează cele care preferă soluri neutre (35%), speciile moderat–slab acidofile (10,5%) și cele acidofile (8,7%). Numărul de specii care preferă soluri foarte acide sau bazice este relativ redus.

După cantitatea de azot mineral, 30% din specii găsesc un optim ecologic în soluri sărace în azot mineral, 18,0% preferă substraturi cu un conținut moderat în azot mineral, 10,0% preferă medii bogate în azot mineral, 14,5% rezistă foarte bine pe soluri foarte sărace în azot mineral, 2,0% sunt plante nitrofile, iar 25,5% sunt indiferente față de acest factor ecologic.

În funcție de gradul de saturație în baze al solului (V%), s-au identificat următoarele grupe ecologice de plante: oligotrofe, oligomezotrofe, eutrofe,

megatrofe şi euritrofe. Dintre acestea, eutrofitele şi oligomezotrofitele au ponderea cea mai mare.

6.3.5. Raionarea floristică

După *P. Raclaru* (1970), Masivul Rarău se încadrează în regiunea floristică eurosiberiană, subregiunea carpatică, provincia Carpaţilor dacici, subprovincia Carpaţilor Orientali, circumscripţia Munţilor Bistriţei, Bârgăului, Călimanilor (partea sud–vestică a Rarăului) şi circumscripţia flişului transilvano–moldovean (partea de nord–est).

Elementele eurasiatice, care individualizează regiunea eurosiberiană, sunt reprezentate în Masivul Rarău într-o proporţie de cca.34%. Subregiunea carpatică, pe lângă elementele central–europene (cca.7%), se remarcă printr-un mare număr de endemisme carpatice generale: *Aconitum moldavicum*, *Artemisia petrosa*, *Erysimum wittmannii–ssp. wittmannii*, *Chrysanthemum rotundifolium*, *Centaurea melanocalathia*, *Cardamine glanduligera*, *Festuca versicolor*, *Festuca carpatica*, *Campanula carpatica*, *Campanula polymorpha*, *Phyteuma wagneri*, *Symphytum cordatum* şi *Helictotrichon pratense–ssp. alpinum*. Provincia Carpaţilor dacici este caracterizată prin speciile endemice pentru Carpaţii României (30 taxoni). Pentru subprovincia Carpaţilor Orientali sunt prezente în Rarău 7 endemisme: *Aconitum romanicum*, *Aconitum calybotrion–ssp. corbense*, *Centaurea carpatica*, *Centaurea semicarpatica*, *Hieracium pojoritense*, *Poa nemoralis–ssp. rehmani* şi *Primula leucophylla*.

Circumscripţiile nu prezintă elemente floristice proprii, separarea lor fiind făcută pe baza caracterului general al florei şi vegetaţiei în raport cu relieful şi substratul geologic.

6.4. VEGETAŢIA

6.4.1. Consideraţii asupra vegetaţiei actuale

În trecut, pădurea ocupa aproape întreaga suprafaţă a Masivului Rarău, cu excepţia unor zone improprii instalării, precum probabil au fost abruptul nord–estic al Rarăului, Pietrele Doamnei şi unele *klippe* calcaroase izolate. Începând cu epocile istorice de dezvoltare a omului, acesta a început să se folosească de avantajele vegetaţiei în scopul uşurării traiului, modificând continuu aspectul iniţial. La început, exploatarea pădurii s-a făcut de la limita inferioară, pentru ca treptat să se formeze luminişuri şi poieni în interiorul pădurii. Apropierea de epoca contemporană, marcate de creşterea necesităţilor de masă lemnoasă şi de obţinerea unor noi suprafeţe pentru păşunat, a însemnat o restrângere treptată a ponderii pădurii şi modificarea configuraţiei structurii acestora. Mărturia vechii păduri care se ridica până pe platoul Rarăului o constituie pâlcurile sau arborii izolaţi care se observă la limita cu pajiştea subalpină, cât şi faptul că în Giumalău limita

superioară urcă mai sus faţă de altitudinea maximă a Rarăului. Treptat, s-au creat suprafeţe de pajişte (fâneţe şi păşuni) cu un caracter antropic postforestier. La partea superioară a reliefului, în Pietrele Doamnei, Piatra Zimbrului, Vârful Rarău şi culmea înaltă Pochii Rarăului–Todirescu – datorită condiţiilor de mediu mai puţin propice (T°C = 1,2 – 2°C, precipitaţii anuale de 950–1100 mm, vânturi puternice, soluri scheletice şi superficiale) şi a păşunatului abuziv, s-a instalat o vegetaţie cu caracter subalpin (pajişti şi tufărişuri).

Fenomenul de extindere a pajiştilor şi diminuarea ponderii pădurii continuă astăzi prin defrişarea arborilor izolaţi sau a pâlcurilor de copaci de la limita păşunilor şi prin păşunatul intens al pădurilor limitrofe.

Pădurile Rarăului au fost îndelung exploatate pentru a satisface nevoile mereu crescânde de teren agricol sau de material lemnos. Populara mult mai intensă a văii Moldova se regăseşte în ponderea mai scăzută a pădurii în bazinul acestui râu, comparativ cu valea Bistriţei. Începând cu jumătatea secolului XX, prin eliminarea pragurilor de la *Toancele* şi construirea unor haituri foarte puternice, s-a trecut la o recrudescenţă a tăierilor (mai ales a lemnului valoros) şi în bazinul Bistriţei. În acest sens, structura iniţială a pădurilor din Rarău s-a modificat destul de accentuat. Prin plantaţii şi regenerări naturale dirijate, fagul a fost treptat înlocuit, locul acestuia fiind luat de molid sau alte specii (paltin, larice etc.), schimbându-se destul de accentuat compoziţia floristică, consistenţa şi productivitatea ecosistemelor forestiere.

6.4.2. Distribuţia vegetaţiei în raport cu diferenţierea condiţiilor morfopedoclimatice

Etajarea vegetaţiei în Masivul Rarău, ca în majoritatea masivelor carpatice, este influenţată de o multitudine de factori, fiind însă expresia foarte evidentă a condiţiilor climatice şi a reliefului, extins în altitudine pe circa 1000 m. Pe de altă parte, particularităţile fizico–geografice ale masivului introduc o serie de variaţii locale, ceea ce face ca dispunerea altitudinală a formaţiunilor vegetale să se interfere uneori cu zonalitatea orizontală, fără însă a i se subordona. În acest context, zonarea vegetaţiei în Rarău este ceva mai dificil de urmărit, cu toate că, pe ansamblu, exprimarea etajelor altitudinale este evidentă şi de necontestat.

Tipul dominant de vegetaţie îl constituie molidişurile, care formează un etaj foarte bine reprezentat, dar neuniform, în partea centrală, în vestul şi nordul regiunii. Molidişurile au cea mai largă amplitudine altitudinală, întâlnindu-se de la baza reliefului (pe văi şi în compartimentele depresionare), până la limita superioară a pădurii, respectiv de la 600–650 m, până la 1600 m. Condiţiile climatice, caracterizate prin temperaturi medii anuale cuprinse între 6 şi 2°C, precipitaţii medii anuale de 700–1000 mm, umiditate relativă a aerului ridicată etc., întreţin condiţii optime de dezvoltare a acestei specii. Multe molidişuri, mai ales spre limita cu pădurile de amestec, sunt de natură antropică, iar în alte cazuri se asociază cu brădetele.

Molideto–brădetele se întâlnesc cu precădere pe clina nord–estică a

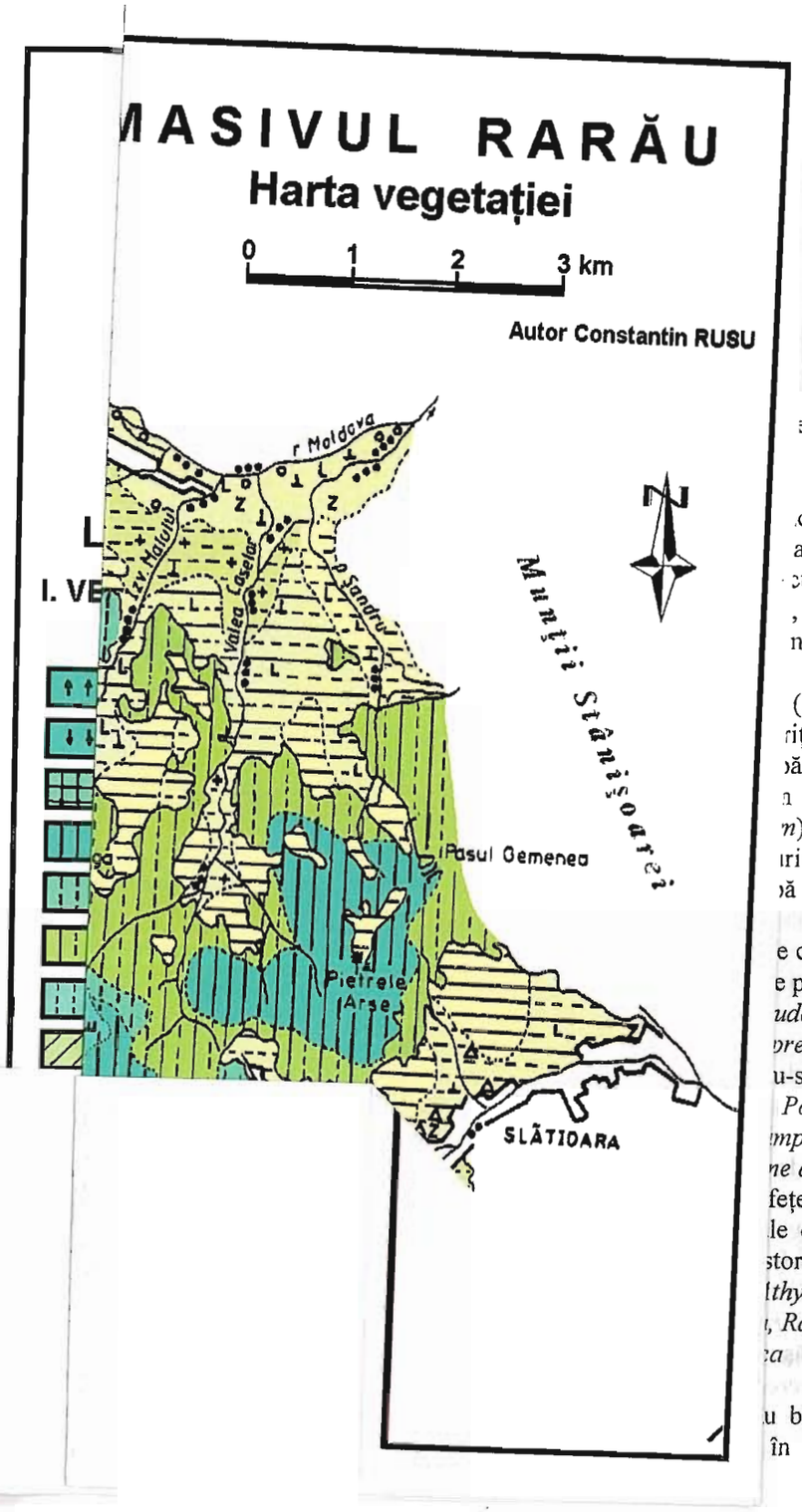
Masivului Rarău (Măgura, Runc, parțial în Bodea și izolat în rest), participarea lor în ponderea totală a pădurilor fiind mult mai mică (între 10–18%, după *N. Geambașu*, 1984). Brădetele se plasează altitudinal între 750 și 1150 m, deci în treimea mijlocie a reliefului, pe versanți de la semiînsoriți până la semiumbriți și pe soluri cambice eumezobazice și oligomezobazice, cu cantități moderate de schelet (15–40%).

Pădurile de amestec au o răspândire neunitară, cu o pondere mai însemnată în estul și sudul masivului. Cele mai reprezentative sunt amestecurile de fag, brad și molid, cu o floră de *mull* și *mull–moder*, între care se remarcă stațiunile de amestec din Codrul Secular Slătioara. Fagul urcă, în medie, până la circa 1200 m, iar pe alocuri, în amestec cu molidul, până la 1350 m, excepțional chiar până la 1400 m. Până nu demult, fagul era mult mai bine reprezentat, locul lui fiind luat de molid, atât prin capacitatea mult mai mare de regenerare, cât și prin intervenția omului. Actualmente, făgetele pure ocupă suprafețe neînsemnate, fiind întâlnite exclusiv pe clina estică a Rarăului, la altitudini medii de 800–1100 m.

Fenomenele de inversiune a vegetației forestiere constau în dispunerea unor făgete sau brădete deasupra molidișurilor sau în arealul optim al acestora. Cauzele sunt multiple, dar, în principal, sunt determinate de microclimatul specific și particularitățile solurilor. Dacă pe văi și în compartimentele depresionare – datorită inversiunilor de temperatură, frecvenței și persistenței ceților, umidității relative foarte mari a aerului – molidul coboară până pe axul văilor, în cazul unor microclimate de adăpost (Codrul Secular de la Slătioara fiind cel mai reprezentativ exemplu), pe soluri mai calde și pe versanți însoriți, semiînsoriți și semiumbriți, fagul și bradul întâlnesc condiții optime de creștere. Dezvoltarea unor specii de foioase (fag, paltin, scoruș etc.) este favorizată și de roca calcaroasă și solurile rendzinice mai calde, cum este cazul amestecurilor de pe flancul vest–dolomitic. În condiții specifice de relief (chei, versanți abrupți), sol (superficial, cu foarte mult schelet), rocă și microclimat răcoros și umed s-au instalat în etajul molidului asociații dominate de existența pinului și a mesteacănului (Cheile Bistriței).

În partea centrală, înaltă, a masivului, la altitudini cuprinse între 1550 și 1653 m, condițiile de mediu devin mai puțin propice dezvoltării unei vegetații forestiere, ceea ce a determinat apariția etajului cu caracter subalpin, „lărgit" prin intervenția antropică (defrișarea pădurilor de limită superioară). Caracterul subalpin al vegetației este evident în Pietrele Doamnei, Piatra Zimbrului și în preajma Vârfului Rarău.

Pe baza considerațiilor anterioare, putem conchide că vegetația Masivului Rarău cuprinde trei mari etaje de vegetație: etajul pădurilor de amestec (fag, brad, molid), etajul molidului (cu cea mai largă răspândire) și etajul cu caracter subalpin. Prin poziția sa fizico–geografică, în regiunea de studiu interferă două limite fito–geografice: arealul molidului se află spre limita sa estică din Carpații Orientali, iar cel al fagului își are în Rarău limita vestică (pentru jumătatea estică a Carpaților Orientali). Aceasta explică prezența zonei de interferență a pădurilor de amestec în nord–estul, estul și sudul Rarăului.



i staționali
vegetația
înzând trei

a Moldovei
nterfera cu
e dezvoltat

e la nordul
până pe la

c vârfurilor
aj, din toată
cteristică la
, în timp ce
ndeosebi de

(cca. 65%).
riți. Chiar în
ădurilor din
n molidișuri
n) sau molid
rile pure de
ă o pondere

e concurență
e păduri apar
udoplatanus,
prea. Stratul
u-se frecvent
Polypodium
mplexifolius,
ne alpina.
fețe restrânse
le climatului
stor tipuri de
lthyrium filix
, Ranunculus
ca montana,

u bradul sau
în proporție

MASIVUL RARĂU

Harta geomorfologică

0 0,5 1 1,5 2 km

Autor Constantin RUSU

Obcina Feredeului

Munţii Stânişoarei

Masivul Giumalău

Munţii Bistriţei

RELIEF STRUCTURAL ŞI PETROGRAFIC

- Abrupturi morfotectonice
- Abrupturi litologice
- Hog-back-uri
- Cueste
- Suprafeţe structurale: a) pe calcare; b) pe şisturi cristaline
- Culmi
- Relief rezidual, ruiniform
- Haos de blocuri
- Blocuri oscilante
- Sector de vale longitudinală (sinclinală şi de flanc)
- Sector de vale de contact tectonic
- Sector de vale transversală
- Sector de vale diagonală
- Martori litologici (os-olistolite)
- Trepte litologice
- Uluc depresionar erozivo-structural dezvoltat la contactul cristalin-fliş
- Uluce şi depresiuni de eroziune diferenţială pe formaţiuni de wildfliş

RELIEF DENUDAŢIONAL

Forme sculpturale

- Culmi complexe: a) înguste şi ascuţite; b) largi şi rotunjite
- Vârfuri: a) piramidale şi conice; b) rotunjite
- Bîtci
- Şei
- Cornişe de alunecare: a) active; b) stabilizate (vechi)
- Văi de creep
- Văi de alunecare
- Microrelief de doborâturi de vânt

Forme de acumulare

- Microrelief de alunecări: a) active (actuale); b) stabilizate (vechi)
- Glacisuri deluviale

RELIEF BIOGEN

- Cărări de animale
- Muşuroaie

RELIEF ANTROPIC

Forme destructive

- Excavaţii
- Cariere

Forme de construcţie

- Halde
- Diguri
- Construcţii hidrotehnice
- Hait
- Captări de apă
- Baraje antierozionale

RELIEF CARSTIC

- Areale cu depozite carstificabile
- Lapiezuri: a) liniare (şănţuleţe şi creste); b) tubulare (alveole); c) pe diaclaze
- Doline: a) tip pâlnie; b) tip farfurie
- Câmp de doline
- Aven
- Văi seci (sohodoluri carstice)
- Humuri
- Chei carstice
- Peşteri

RELIEF FLUVIO-DENUDAŢIONAL

Forme sculpturale

- Versanţi cu înclinări de 2-5°
- Versanţi cu înclinări de 5-15°
- Versanţi cu înclinări de 15-30°
- Versanţi cu înclinări de 30-50°
- Versanţi cu înclinări de peste 50°
- Versanţi cu eroziune areolară
- Umeri de vale: a) derivaţi din glacisuri; b) de nivel de bază; c) structural-litologici
- Văi elementare: a) cu profil în "V"; b) cu profil trapezoidal; c) cu profil asimetric
- Ogaşe şi rigole
- Râpi şi ravene

Forme de acumulare

- Glacisuri coluvio-proluviale

RELIEF FLUVIAL

Forme de eroziune

- Albii minore: a) în rocă; b) în aluviuni şi proluviuni
- Mai abrupt datorită eroziunii laterale: a) în rocă şi aluviuni; b) în aluviuni
- Praguri şi repezişuri
- Cascade
- Marmite: a) laterale; b) de fund
- Defilee şi chei

Forme de acumulare

- Blocuri în albia minoră
- Ostroave şi renii
- Terase: a) 0,5-1 m; b) 1-2 m; c) 2-3 (4) m
- d) 4-6 m; e) 8-10 (12) m; f) 16-20 m
- g) 30-40 m; h) 50-60 m
- i) 80-90 m; j) 100-110 m
- Frunţi de terasă şi depozite coluviale
- Conuri aluvio-proluviale

RELIEF PERIGLACIAR

Forme de destrucţie

- Abrupturi de gelifracţie
- Martori de gelifracţie
- Jgheaburi de gelifracţie
- Nişe de nivaţie
- Uluce nivale (scochine)
- Terasete crionivale
- Blocuri glisante
- Versanţi de solifluxiune
- Văluguri şi pălnii de versant formate prin solifluxiune
- Depresiuni nivale şi nivo-carstice

Forme de acumulare

- Grohotişuri: a) fixate; b) active
- Câmpuri de blocuri
- Glacisuri periglaciare (de eroziune şi de acumulare)

PRINCIPALELE UNITĂŢI MORFOSTRUCTURALE

- Unitatea morfostructurală a şisturilor cristaline (rezistenţă mare la acţiunea factorilor de modelare)
- Unitatea morfostructurală calcaro-dolomitică (rezistenţă foarte mare la acţiunea agenţilor de modelare)
- Unitatea morfostructurală a grezo-conglomeratelor şi marnelor (tip fliş) (rezistenţă medie la acţiunea agenţilor de modelare)
- Unitatea morfostructurală a Wildflişului (argile cu blocuri) (rezistenţă scăzută la acţiunea agenţilor de modelare)

Masivului R
în ponderea
N. Geambaşu
treimea mijlo
soluri cambi
(15–40%).

Pădurile
estul şi sudul
molid, cu o fl
din Codrul S
alocuri, în am
Până nu demu
atât prin capa
Actualmente,
clina estică a

Fenomen
făgete sau bră
sunt multiple,
particularităţil
inversiunilor d
foarte mari a
microclimate d
exemplu), pe s
fagul şi bradul
foioase (fag, p
rendzinice mai
condiţii specifi
schelet), rocă
asociaţii domin

În partea
1653 m, condiţ
forestiere, ceea
intervenţia ant
subalpin al veg
preajma Vârfulu

Pe baza c
Rarău cuprinde
molid), etajul m
Prin poziţia sa f
geografice: areal
cel al fagului îşi
Orientali). Aceas
nord–estul, estul

6.4.3. Consideraţii fitocenologice

Aspectul vegetaţiei actuale este rezultatul interacţiunii între factorii staţionali şi manifestarea îndelungată a intervenţiei antropice. În funcţie de vegetaţia caracteristică, Masivul Rarău face parte din zona forestieră boreală, cuprinzând trei etaje altitudinale, care sunt însă foarte dificil de delimitat strict:

a) Etajul făgetelor mixte (montane) se dezvoltă începând din valea Moldovei (cca. 600 m) şi urcă altitudinal până la peste 1000 m pentru a interfera cu molidişurile. Datorită unor inversiuni de vegetaţie, acest etaj apare bine dezvoltat în Codrul Secular Slătioara, urcând chiar şi sub Plaiul Todirescu.

b) Etajul molidetelor, porneşte din baza masivului, respectiv de la nordul teraselor Moldovei (în zona Câmpulung Moldovenesc) şi se continuă până pe la 1550 m (sub Vârful Rarău şi Pietrele Doamnei).

c) Etajul subalpin este mult mai slab reprezentat, fiind caracteristic vârfurilor cele mai proieminente, ceea ce corespunde limitei inferioare a acestui etaj, din toată grupa nordică a Carpaţilor Orientali. Vegetaţia subalpină este caracteristică la altitudini între 1550 şi 1653 m şi este alcătuită din tufărişuri şi pajişti, în timp ce golul montan superior, ce se lărgeşte treptat prin defrişări, este ocupat îndeosebi de pajişti montane secundare cu caracter mezofil.

Pădurile. Cea mai mare parte a Rarăului este ocupată de păduri (cca. 65%). Nu numai culmile, înălţimile, ci şi versanţii mai înclinaţi sunt împăduriţi. Chiar în aceste condiţii, nu se poate discuta despre o clară etajare altitudinală a pădurilor din acest masiv muntos. Cea mai mare suprafaţă este reprezentată prin molidişuri (*Piceetum carpaticum*), amestecurile de molid cu brad (*Abieti–Piceetum*) sau molid cu fag (*Piceeto–Fagetum carpaticum*) urmând la mare distanţă pădurile pure de brad (*Abietum dacicum*) sau de fag (*Fagetum carpaticum*), care ocupă o pondere redusă având caracter relictar.

Molidul are o extindere mare în Rarău, atât datorită forţei sale de concurenţă cât şi sistemului de lucrări silvoculturale practicate în regiune. În aceste păduri apar şi unele specii caracteristice cenotaxonilor superiori, precum *Acer pseudoplatanus, Sorbus aucuparia, Populus tremula, Fraxinus excelsior, Salix caprea.* Stratul ierbaceu este relativ sărac, prin rarişti şi la marginea pădurii întâlnindu-se frecvent *Polytichum setiferum, Cystopteris fragilis, Cystopteris montana, Polypodium vulgare, Lycopodium annotinum, Luzula sylvatica, Streptopus amplexifolius, Euphorbia carniolica, Oxalis acetosella, Valeriana tripteris, Homogyne alpina.*

Brădetele, pure sau în amestec cu molidul ori fagul, ocupă suprafeţe restrânse pe versanţii ce oferă oarecare adăpost faţă de variaţiile extreme ale climatului continental. Arboretele cuprind numeroase specii caracteristice acestor tipuri de păduri. Stratul ierbos este dominat de către *Dryopteris filix mas, Athyrium filix femina, Luzula luzuloides, Polygonum verticillatum, Moneses uniflora, Ranunculus carpaticus, Symphytum cordatum, Pulmonaria rubra, Veronica montana, Hieracium rotundatum* etc.

Făgetele sunt răspândite mai ales sub forma amestecurilor cu bradul sau molidul (uneori amestecul este format chiar din cele 3 esenţe în proporţie

variabilă). Făgete pure sunt foarte puține și reprezintă mici enclave cu caracter relict. Adesea făgetele apar la altitudini chiar mai mari de 1000 m, deși în aceste condiții ecologice este dezavantajat în concurență cu molidul. În părțile mai joase, făgetele au fost defrișate pentru două motive: ca lemn valoros pentru foc și pentru a transforma versanții cu o înclinare mai mică în pajiști, cu pășuni și fânețe. Compoziția floristică în stratul arborescent cuprinde toate speciile din zonă, iar stratul ierbaceu include cu preponderență *Poa nemoralis, Carex silvatica, Maianthemum bifolium, Cypripedium calceolus, Cephalanthera alba, Asarum europaeum, Anemone nemorosa, Hepatica nobilis, Euphorbia amygdaloides, Actaea spicata, Circaea lutetiana, Sanicula europaea, Lamium galeobdolon, Salvia glutinosa, Campanula persicifolia, Asperula odorata* ș.a.

Pe malul pâraielor se întâlnesc pâlcuri de arborete dominante de *Alnus incana*, unde covorul ierbaceu are o compoziție adecvată: *Moehringia trinervia, Ranunculus auricomus, Cardamine amara, Filipendula ulmaria, Aegopodium podagraria, Scrophularia nodosa, Impatiens nolitangere, Valeriana officinalis, Petasites hybridus, Struthiopteris filicastrum* ș.a.

În lunca Moldovei se întâlnesc zăvoaie cu *Myricaria germanica, Salix purpurea, Salix viminalis, Salix alba, Salix fragilis*.

Pinul este reprezentat numai sporadic pe Rarău, iar în pâlcuri apare numai pe vârfurile Adam și Eva și în Cheile Bistriței.

Tufișurile au o participare remarcabilă în zona pădurilor și sunt alcătuite din *Vaccinium myrtillus* și *Vaccinium vitis–idaea* (prin pădurile rare și în afara lor), iar în golul de munte domină *Vaccinium uliginosum*. În zona stâncăriilor calcaroase sunt tufișuri de *Cotoneaster nigra* și *Cotoneaster integerrima*. În subalpin, tufișurile sunt formate de *Juniperus sibirica* și *Juniperus intermedia*. Tot aici, în locuri umede, apar pâlcuri de *Alnus viridis*, iar pe vârfuri se întâlnesc grupări compacte cu *Pinus mugo*.

Pajiștile din Masivul Rarăului au în cea mai mare parte origine secundară, luând locul vechilor păduri care au fost defrișate pentru a creea o bază furajeră necesară nutriției animalelor. Pe unele culmi și vârfuri (culmea Rarău, Pietrele Doamnei), probabil că pajiștile au un caracter primar, existând încă înainte de începerea defrișărilor. Fondul dominant al acestor pajiști este format de asociațiile *Festucetum amethystinae* și *Festucetum saxatilis*, printre care se găsesc grupări de *Poa alpina, Festuca supina, Carex sempervirens* ș.a. Pajiștile mezofile zonale sunt dominate de asociația *Festucetum rubrae montanum* în etajul montan superior, iar odată cu scăderea altitudinii asociațiile dominante sunt: *Agrostideto–Festucetum rubrae montanum, Agrostetum tenuis montanum și Festucetum rupicolae montanum* (aceasta din urmă numai pe versanți cu expoziție predominant sudică), iar către limita inferioară întâlnim frecvent *Trisetetum flavescentis, Festucetum pratensis, Arrhenatheretum elatioris*. Asociațiile mezofile care formează fondul de bază al pășunilor și fânețelor din zona studiată se încadrează în clasa *Molinio–Arrhenatheretea* și, în afara speciilor edificatoare, se caracterizează prin prezența constantă a numeroaselor specii fidele cenotaxonilor supraordonați: *Deschampsia caespitosa, Cynosurus cristatus, Nardus stricta, Alchemilla vulgaris, Trifolium repens, Trifolium pratense, Lotus corniculatus, Medicago lupulina, Euphrasia roskoviana, Rhinanthus minor, Potentilla aurea, Dianthus carthusianorum, Polygala vulgaris, Primula leucophylla, Traunsteinera globosa, Prunella vulgaris, Achillea millefolium* ș.a.

6.4.4. Vegetația azonală

În afara vegetației zonale, în Masivul Rarăului se întâlnește și o vegetație azonală, care se instalează în stațiuni cu condiții ecologice particulare. Astfel, întâlnim vegetația de stâncării (saxicolă), vegetația de locuri umede (mezohigrofilă și higrofilă), vegetația caracteristică terenurilor recent defrișate și vegetația de buruieni (ruderală).

Vegetația saxicolă se instalează pe stâncării, pereți abrupți și grohotișuri, cu o frecvență deosebită în perimetrele Pietrele Doamnei, Piatra Șoimului, Piatra Zimbrului etc. În aceste stațiuni vegetația este săracă, fiind formată din pâlcuri mici sau smocuri izolate, înfipte în solul superficial depus prin crăpături. Această vegetație face parte din clasa *Asplenietea* și cuprinde numeroase specii caracteristice, precum *Asplenium trichomanes, Asplenium ruta–muraria, Woodsia ilvensis, Sesleria coerulea, Poa laxa, Thesium alpinum, Silene zawadzkii, Erysimum witmannii, Erysimum transsilvanicum, Saxifraga luteoviridis, Saxifraga aizoon, Sedum atratum, Sempervivum soboliferum, Dryas octopetala, Helianthemum alpestre, Erithrichium nanum, Viola alpina, Galium anisophyllum, Phyteuma wagneri, Senecio rupestre, Leontopodium alpinum* ș.a.

În locuri cu exces permanent sau temporar de umiditate se instalează o vegetație tipică, dominată de specii higrofile și mezohigrofile, care adesea formează fragmente de asociații: *Glycerietum plicatae, Carex rostratae, Carex appropinquatae, Calthaetum laetae – Allietosum sibirici, Carici flavae–Eriophoretum, Caricetum nigrae, Eriophoretum angustifoliae, Eriophoretum vaginati, Blysmo–Juncetum compressi, Juncetum effusi, Juncetum–Menthetum longifoliae, Scirpetum sylvatici* ș.a.

Se remarcă, pe suprafețele de curând defrișate, o anume specificitate în sindinamica vegetației. În primii ani apar și se succed fitocenoze din clasa *Epilobietea: Calamagrostetum epigei, Epilobietum angustifolii, Rubo–Epilobietum, Fragario–Rubetum, Senecioni fuchsii – Sambucetum racemosae*. În afara speciilor de bază, apar frecvent și alte specii: *Epilobium montanum, Galeopsis tetrahit, Rubus hirtus, Salix caprea, Centaurium erythraea, Gnaphalium sylvaticum, Erigeron canadensis, Senecio sylvaticus, Atropa belladona, Eupatorium cannabinum* ș.a.

Buruienișurile, cu o largă răspândire în Rarău, au o mare variabilitate fitocenotică, în funcție de stațiunea ecologică pe care o ocupă. Pe marginea drumurilor se întâlnesc frecvent grupări din clasa *Artemisetea*; în pășuni ruderalizate, mai ales în jurul stânilor, s-au instalat asociații de plante nitrofile: *Sambucetum ebuli, Chenopodio (boni–henrici) – Urticetum dioicae, Rumicetum alpini, Pöetum annuae montanum*.

Pe malul pâraielor şi în locuri inundabile abundă grupări şi buruieni de *Chaerophyllum hirsutum, Filipendula ulmaria, Cirsium oleraceum, Epilobium hirsutum, Potentilla anserina.* Suprafeţe foarte mici, în jurul aşezărilor omeneşti, au fost desţelenite pentru a fi cultivate, mai ales cu cartof. În aceste culturi apar buruienişuri din *Chenopodietea*, dintre care se evidenţiază *Stellarietum mediae, Setaria – Galinsogetum, Echinochloo–Polygonetum latathifolii.*

6..5. PRODUCTIVITATEA NATURALĂ ŞI IMPORTANŢA ECONOMICĂ A VEGETAŢIEI

Principalele formaţiuni vegetale, pădurile şi pajiştile, constituie una din cele mai valoroase bogăţii naturale ale Rarăului, cu multiple posibilităţi de valorificare şi cu o utilizare în timp nu totdeauna inspirată. Explozia demografică a ultimului secol şi revoluţia industrială au necesitat exploatarea într-un ritm rapid a ecosistemelor forestiere şi praticole, ceea ce a favorizat apariţia progresivă a unor dezechilibre funcţionale care în momentul de faţă pun în pericol chiar viaţa anumitor ecosisteme. Dacă unii factori ai dezechilibrului sunt practic necontrolabili, deci greu de evitat (dintre factorii abiotici menţionăm vântul, secetele şi căderile masive de zăpadă sau biotici – vânatul), elementul antropic este acela care pune cele mai mari probleme.

Astăzi este îndeobşte cunoscut rolul moderator şi de echilibru pe care-l posedă învelişul vegetal, partea cea mai dinamică a biosferei. În cuprinsul acesteia au loc cele mai spectaculoase acumulări şi schimburi de fluxuri energetice care produc multiple transformări mecanice, chimice şi fizice la nivelul sferelor cu care intră în contact, cu interconexiuni şi interdependenţe multiple. Dacă majoritatea factorilor fizico–geografici din teritoriu se manifestă complex, învelişul vegetal combină într-un mod deosebit de interesant toate aceste elemente, cu o tendinţă clară de uniformizare într-un ansamblaj geografic cu valenţe proprii.

Principalele staţiuni forestiere şi ecosisteme pastorale şi-au creat în timp, prin adaptări succesive la condiţiile de mediu, un model optim de funcţionare şi dezvoltare, materializat într-un înveliş vegetal structurat armonios, unitar şi bine închegat. Exploatarea progresivă a acestor bogăţii (mai ales, în ultimul secol) a contribuit la apariţia unor importante disfuncţii, în sensul dezoptimizării structurii ecosistemelor, cu implicaţii economice negative, dar, mai ales, cu repercusiuni uneori nefaste în plan ecologic. Găsirea unor soluţii şi a unor modele ştiinţifice de valorificare a resurselor naturale din regiune constituie principala problemă a momentului actual. Pentru optimizarea proceselor de valorificare a mediului vor trebui antrenaţi şi implicaţi atât cei care se ocupă de păstrarea echilibrului ecologic cât şi practicienii sau beneficiarii acestei avuţii.

6.5.1. Productivitatea şi importanţa economică a vegetaţiei forestiere

Pădurea constituie principala formaţiune vegetală a Rarăului (cca. 65% din teritoriu), ceea ce face să fie şi principala bogăţie a solului. Valorificarea acesteia a

început de foarte mult timp (mai ales în bazinul Moldovei), intensificându-se în ultimul secol, ceea ce face ca astăzi să existe foarte puţine perimetre cu păduri virgine, puse sub protecţia legii (Codrul Secular Slătioara). De foarte multe ori exploatarea fondului forestier s-a făcut incorect, extrăgându-se materialul lemnos din esenţe valoroase şi de calitate superioară, în detrimentul masei lemnoase globale. În ultimii 20–30 ani s-a trecut la exploatarea în totalitate a masei lemnoase din anumite parcele (aşa–numita „tăiere rasă"), fenomen care a modificat esenţial procesele de regenerare naturală, structura staţiunilor forestiere şi a schimbat dinamica unor factori ambientali (nivelul hidrostatic oscilant, marea variaţie a umidităţii solului, accelerarea proceselor de eroziune şi declanşarea alunecărilor de teren, înăsprirea microclimatului etc.).

Cercetările întreprinse de către *N. M. Geambaşu* (1984) asupra ecosistemelor forestiere din Rarău au contribuit la identificarea şi descrierea unui număr foarte mare de tipuri de staţiuni forestiere: 10 în etajul pădurilor de amestec şi 13 în cel al molidişurilor. Studiile şi investigaţiile proprii au insistat asupra rolului factorilor naturali în stabilirea productivităţii. Constatările noastre indică mari deosebiri în teritoriu în ceea ce priveşte funcţia economică şi rolul ecologic al pădurilor, atât la nivelul etajelor de vegetaţie, cât şi în ceea ce priveşte tipul de staţiune forestieră, care concentrează în combinaţii diferite principalele particularităţi ale mediului. Cele mai productive şi mai sănătoase păduri se întâlnesc în etajul amestecurilor fag–brad–molid, urmate de răşinoase (amestec molid–brad şi apoi molidişuri pure).

În cazul pădurilor de amestec, favorabilitatea cea mai ridicată este caracteristică depozitelor de solificare cu un chimism neutral–slab acid şi cu grosimi de peste 0,5–1 m, pe soluri cambice eu, mezo şi mezo–oligobazice tipice şi slab pseudogleizate, cu un volum edafic util ridicat (peste 70%), în condiţiile unui relief aşezat, slab şi mediu înclinat (categorii de pantă de 3–5°, 5–10°, 10–14°, rar 14–19°), cu o floră de *mull*. La acestea se mai adaugă expoziţia şi microclimatul de adăpostire, cu evitarea doborâturilor de vânt şi a ruperilor cauzate de zăpadă, funcţie de care depinde tipul de asociaţie, ritmul de creştere şi densitatea arborilor. Tipurile dominante de arborete sunt amestecurile de răşinoase cu fag, molideto–brădete şi, mai rar, molideto–făgete. Cea mai tipică exprimare a acestor păduri se întâlneşte în jumătatea estică a Rarăului, în special în cadrul Codrului Secular Slătioara, unde amestecurile de răşinoase cu fag şi floră de *mull* ocupă circa 60–70% din suprafaţă. În cadrul aceluiaşi etaj de vegetaţie, productivităţile mijlocii sunt specifice solurilor cambice oligobazice şi celor brune rendzinice cu schelet mult (volum edafic util 50–75%), formate pe depozite de suprafaţă cu grosimi reduse (sub 0,5 m) sau chiar pe roca în loc, în condiţii de pantă mijlocie şi ridicată (14–19° şi 19–27°), cu o floră de *mull, mull* calcic şi *mull–moder*. Aceste păduri sunt alcătuite în principal din molideto–brădete, brădete, mai rar molideto–făgete sau făgete de limită, cu apariţii insulare în partea estică a Rarăului, în Măgurile Câmpulungului (Măgura, Runc, Bodia), Bâtcile Slătioarei (Bâtca cu Plai, Bâtca Neagră, Bâtca Rea) şi în sudul Rarăului.

Toate aceste păduri corespund categoriilor superioare de favorabilitate şi se înscriu în clasele I şi II de producţie, cu o masă lemnoasă de circa 800–1000 m³/ha în arboretele mature (peste 80 de ani).

Cele mai slabe productivități se înregistrează în cazul amestecurilor de stâncărie calcaroasă şi pe roci cristaline, cu soluri superficiale, scheletice, în condiții de relief accidentat (versanți puternic înclinați, abrupturi, turnuri şi clăi, sectoare de chei), unde înrădăcinarea este superficială, pericolul secetei fiziologice şi al doborâturilor de vânt apreciabil, iar densitatea arborilor redusă. Asociațiile dominante sunt cele de molidişuri cu pin, pin cu mesteacăn, sau molidiş cu mesteacăn, întâlnite în areale insulare pe flancurile dolomitice, în Cheile Bistriței şi izolat în rest.

Arinişurile în amestec cu molidul sunt şi ele de productivitate inferioară. Apar frecvent pe solurile cu procese puternice de hidromorfism pluvial şi freatic, fiind însă întâlnite şi în perimetrele cu alunecări active recente (Izvorul Alb), în luncile şi unele sectoare de terasă ale pâraielor Chiril, Colbu, Izvorul Giumalău, Valea Seacă, Izvorul Alb, Valea Caselor, Şandru şi al râurilor Moldova şi Bistrița. Asociațiile forestiere menționate mai sus au un pronunțat caracter de protecție, exploatarea lor economică necesitând doar tăieri de igienizare.

Trecerile de la o categorie la alta se fac treptat, fără a exista o limită netă de demarcație, după cum, în cazul pădurilor păşunabile se constată o tendință de scădere a productivității, direct proporțională cu intensitatea păşunatului.

Pădurile din etajul molidului corespund unor clase diferite de producție şi de favorabilitate ecologică, efect al marii varietăți a condițiilor de mediu, explicate prin diversitatea tipologică a molidişurilor din Rarău.

Molidişurile cele mai reprezentative, atât sub raport fitocenotic, dar şi cu o valorificare superioară pe plan economic, se poziționează în partea centrală şi în vestul Masivului Rarău. În partea centrală a masivului, iar pe suprafețe restrânse şi în estul regiunii, molidişurile pure (calitativ superioare) sunt legate de existența unui substrat slab–moderat debazificat, cu soluri brune eumezobazice tipice, brune rendzinice sau chiar brune acide (pe deluvii de şisturi cristaline), slab moderat scheletice (volum edafic util 70–90%), formate în condiții diferite de relief, dar fără declivități foarte ridicate. Partea vestică a masivului, preponderent cristalină, corespunde unor molidişuri de mare productivitate doar în jumătatea inferioară a versanților mediu înclinați, unde procesele de bioacumulare sunt mult mai intense (depozite deluviale cu grosimi de 0,5–4 m) iar solurile aparțin seriilor genetice ale cambisolurilor oligobazice şi spodosolurilor fără orizont eluvial. În ambele cazuri se constată o densitate optimă a arborilor, cu o talie înaltă (30–40 m), fiind păduri pluriene (dar şi echiene), cu o vegetație parter alcătuită preponderent din *Oxalis acetosella* şi, mai rar, *Vaccinium myrthillus*.

Molidişurile cu productivități medii sunt preponderente în teritoriu, fiind specifice solurilor oligomezotrofice şi mezotrofice. Sunt condiționate în special de relief, substrat şi condiții climatice, funcție de care solurile devin tot mai acide şi superficiale, având cantități apreciabile de schelet. Solurile de tip brun acid şi brun feriiluvial au grosimi reduse, mai ales în treapta superioară de relief, ceea ce amplifică riscul doborâturilor de vânt, în timp ce condițiile climatice impun unele restricții privind creşterea şi dezvoltarea arboretelor. Funcție de densitatea arborilor, vegetația ierboasă poate lipsi, după cum poate fi dominată de *Luzula sylvatica* (în rarişti) şi *Vaccinium myrthillus*.

Un loc aparte îl ocupă molidişurile de stâncărie (în special calcaro–dolomitică), de productivitate inferioară, corespunzătoare solurilor litomorfe rendzinice şi unor subtipuri litice, cu un volum edafic util mic (25–50%) şi o vegetație parter alcătuită din *Vaccinium* ± alte specii. Condițiile de înrădăcinare devin precare, creşte riscul doborâturilor de vânt, rezerva de apă utilă este redusă, ceea ce explică menținerea productivității la cote scăzute. Acest tip de pădure se întâlneşte preponderent în partea centrală a masivului (abruptul nordic al Rarăului, în jurul Pietrelor Doamnei, Piatra Şoimului) şi izolat în rest.

În categoria molidişurilor slab productive intră şi cele de limită superioară, evoluate în condiții diferite de sol, într-un climat rece şi umed, cu vânturi puternice. Funcție de substrat şi de chimismul global al solurilor, vegetația parter poate fi constituită din specii de *Soldanella, Oxalis* sau *Vaccinium*. Arborii sub formă de steag, talia şi densitatea redusă, păşunatul abuziv şi extinderea prin defrişare a pajiştilor din zona montană înaltă sunt tot atâtea cauze ale slabei productivități ale acestor păduri de limită superioară, supuse permanent unor oscilații altitudinale.

Lemnul constituie o materie primă extrem de valoroasă, cu utilizări din ce în ce mai diverse în industrie (cherestea, mobilă, celuloză şi hârtie, instrumente muzicale, produse chimice etc.), construcții, combustibil şi în alte sectoare de activitate. Oamenii acestor locuri au simțit şi prețuit dintotdeauna lemnul pe care l-au valorificat în chip divers, demonstrând un fin meşteşug şi simț artistic deosebit. Nu întâmplător, astăzi oraşul Câmpulung Moldovenesc adăposteşte trei colecții muzeale de certă valoare, care autentifică vechea tradiție a prelucrării lemnului, gustul şi rafinamentul localnicilor: Muzeul lemnului, Colecția de linguri din lemn şi Colecția *Emil Maruseac* (str. Valea Seacă).

Creşterea fără precedent a necesităților în domeniul utilizării complexe a lemnului a contribuit din plin la exploatarea haotică a unor întinse masive păduroase (mai ales în perioada 1950–1985), cu repercursiuni negative asupra întregului mediu natural. În ultimii ani s-a constatat o diminuare a tăierilor (de necesitate, igienizare, rărire etc.), concomitent cu o valorificare superioară a tuturor sortimentelor şi tipodimensiunilor. Prin grija unui valoros colectiv de cercetători (silvicutori şi amenajişti) din cadrul *I. C. A. S. Câmpulung Moldovenesc* s-au stabilit măsuri complexe de revigorare a pădurilor din zonă, urmărindu-se regenerarea arboretelor în funcție de specificul condițiilor fizico–geografice, asigurarea unui material săditor valoros (esențe superioare şi cu o creştere rapidă), ameliorarea stării de nutriție, sporirea producției de masă lemnoasă etc. În acelaşi timp, exploatarea masei lemnoase se face mult mai prudent, cu evitarea pe cât posibil a degradărilor de teren.

Fenomenele de uscare a unor esențe de foioase şi conifere, în special uscarea bradului şi degenerarea molidului, cunoscute în literatura de specialitate sub genericul de *moartea pădurilor* – foarte pronunțată pe toată fațada estică a Carpaților Orientali – sunt în Rarău incipiente şi cu o dezvoltare redusă. Cercetările ulterioare vor trebui să asigure o permanentă monitorizare privind sănătatea pădurilor şi să analizeze în profunzime complexul de factori care generează această stare de fapt. Condițiile climatice şi microclimatice ale ultimilor ani, caracterizate

printr-o durată şi intensitate mai mari ale fenomenului de secetă, creşterea numărului de zile tropicale, diminuarea umezelii relative, au perturbat vizibil regimul umidităţii solurilor şi nutriţia plantelor, peste care s-au suprapus şi alte modificări ale factorilor pedogeografici, la care s-a adăugat poluarea din ce în ce mai accentuată. Toate elementele în discuţie au determinat diminuarea vigorii biologice a unor specii şi au favorizat instalarea plantelor parazite şi a dăunătorilor animali. Acest complex de factori a creat premizele potenţiale ale declanşării fenomenului de uscare, întreţinut şi de o valorificare defectuoasă a fondului silvic existent. Chiar în aceste condiţii, amploarea fenomenului de uscare în Rarău este limitată, doar câteva parcele încadrându-se în clasele II şi III de uscare (slab afectate).

6.5.2. Bonitarea şi favorabilitatea ecologică a pajiştilor

Pajiştile ocupă suprafeţe mai reduse decât pădurea (30–32% din teritoriu, fără intravilan), cu o extindere apreciabilă în bazinul Moldovei şi o pondere redusă în cel al Bistriţei. Păşunile sunt frecvente în preajma vetrelor de sat şi în partea centrală înaltă a Rarăului, iar fâneţele predomină în restul teritoriului.

Pajiştile din Masivul Rarău sunt concentrate în etajele amestecului fag–conifere şi al molidului, mai ales în bazinul Moldovei, alcătuind cu precădere fâneţe (păşuni doar în preajma localităţilor), dar cu apariţii însemnate şi în partea superioară a reliefului, unde sunt reprezentate aproape exclusiv prin păşuni. Cu excepţia pajiştilor subalpine, situate pe cea mai înaltă treaptă (la peste 1550–1600 m), toate celelalte au o origine secundară, încadrându-se preponderent în categoria pajiştilor zonale, cele intrazonale ocupând suprafeţe foarte reduse.

Tipurile de pajişte sunt variate, datorită diversităţii condiţiilor fizico–geografice (staţionale), atât pe orizontală, cât şi, mai ales, pe verticală, la care se mai adaugă factorul antropic, alături de componenta timp (prin vârsta diferită a defrişărilor). Productivitatea naturală a principalelor tipuri de pajişte constituie rezultanta intervenţiei directe şi a interdependenţelor care se stabilesc între principalii factori de mediu. Prin acţiunea de bonitare a unor eşantioane având condiţii de mediu cât mai diversificate putem concluziona că acest parametru este strâns corelat şi sensibil influenţat de câteva grupe de factori: relief (pantă, expoziţie, alunecări de teren), condiţii climatice (temperatura şi precipitaţiile anuale), hidrogeologie (adâncimea apei freatice, inundabilitate), însuşiri morfogenetice ale solului (gleizare, pseudogleizare, textură, volum edafic util etc.) şi unele particularităţi fizico–chimice ale solului (porozitate totală, permeabilitate, reacţia în primii 20 cm, gradul de saturaţie în baze şi rezerva de humus). Datorită amplitudinii ecologice, principalele tipuri de pajişte prezintă o mare variabilitate a componenţei şi productivităţii, cu exprimarea unor clase de favorabilitate de la slab productive (VIII–X; 30–0 puncte) până la foarte favorabile (I–II; 95–80 puncte).

În cadrul pajiştilor din etajul amestecului fag–conifere, tipurile dominante sunt *Festuca rubra* cu *Agrostis tenuis* şi *Agrostis tenuis montanum*, la care se mai adaugă cele de tipul *Arrhenatherum elatius, Trisetum flavescens.*

Din punct de vedere economic toate aceste tipuri sunt de productivitate ridicată, dar cu diferenţieri în funcţie de modul de utilizare a terenului (păşuni, fâneţe), relief (pantă), umiditatea solului, volumul edafic util şi reacţia solului. Cele mai mari productivităţi şi deci favorabilităţi maxime pentru această utilizare (fâneţe) se întâlnesc pe terenuri cvasiorizontale şi slab înclinate, pe soluri neutre sau slab acide, cu un regim al umidităţii solului relativ stabil în timp (clasele I şi II de favorabilitate). Utilizarea aceloraşi suprafeţe ca păşuni, reduce atât favorabilitatea (70–95%), cât, mai ales, productivitatea, prin diminuarea gradului de acoperire cu vegetaţie, scăderea numărului total de specii şi prin apariţia unor factori limitativi: gradul de acoperire a solului cu pietre, bolovani, cioate etc. şi volumul edafic util mai coborât. Versanţii puternic şi foarte puternic înclinaţi introduc o serie de limitări moderate până la severe, prin valorile pantei, creşterea conţinutului de schelet, diminuarea volumului edafic util şi fluctuaţiile regimului umidităţii solului. În aceste situaţii, productivitatea respectivelor pajişti scade până la valori mijlocii (clasele V–VII de favorabilitate).

Toate pajiştile din etajul amestecului fag–conifere se dezvoltă cu precădere în jumătatea estică a Rarăului, pe depozite de solificare cu un chimism neutral–slab bazic, mai rar uşor acid, slab–mediu aprovizionate în azot total, deficitare în fosfor optime în cazul potasiului mobil.

Pajiştile din etajul molidului corespund ecartului altitudinal situat între 900 şi 1500 m, fiind de origine secundară; se caracterizează prin dominarea gramineelor mezofile, mezoxerofile şi higromezofile, asociate cu multe alte specii. Sub aspect tipologic predomină pajiştile cu *Festuca rubra*, urmate de asociaţii cu *Festuca ovina* şi de tipul *Nardus stricta*. Favorabilitatea naturală a terenurilor pentru aceste tipuri este diferenţiată, cu repercursiuni asupra productivităţii.

Cele mai răspândite sunt pajiştile de tipul *Festuca rubra*, cu un optim ecologic foarte larg. De regulă, se întâlnesc pe depozite de solificare sau roci parentale slab–moderat acide, în condiţii variate de relief, cu soluri diversificate (mai ales la nivel inferior), caracterizate printr-un spectru foarte larg al însuşirilor morfogenetice şi a indicatorilor fizico–chimici. Favorabilitatea acestor terenuri este neomogenă, efect al diversităţii menţionate, ca de altfel şi productivitatea, dependentă şi de complexul măsurilor de exploatare a pajiştilor. Terenurile slab mediu înclinate, cu soluri relativ profunde şi schelet puţin, având textură mijlocie, mijlocie–fină şi un regim al umidităţii solului fără variaţii bruşte, sunt cele mai favorabile (clasele VI–VIII), deci şi cu productivităţi peste media pe masiv. Progresiv, prin creşterea declivităţilor, scăderea grosimii solului, trecerea spre texturile mijlociu–grosiere, calitatea şi productivitatea se diminuează până la valori mediocre sau chiar submediocre. De asemenea, se constată o scădere a productivităţii în altitudine, ca urmare a înrăutăţirii condiţiilor climatice.

Un loc aparte îl ocupă pajiştile cu *Nardus stricta*, instalate în condiţiile debazificării accentuate a complexului adsorbtiv al solului, ceea ce generează mari probleme de nutriţie. Aceste pajişti (utilizate aproape exclusiv ca păşuni) s-au format pe depozite de suprafaţă şi roci parentale oligobazice şi extrem oligobazice, pe soluri sărace în elemente nutritive, cu humus calitativ inferior şi supuse unui

păşunat excesiv. În aceste condiţii, alături de specia dominantă s-au instalat *Vaccinium myrtillus, Vaccinium vitis idaea* şi *Potentilla aurea*, ceea diminuează foarte mult valoarea nutritivă.

Pajiştile cu caracter subalpin, situate la peste 1500 m altitudine, sunt reprezentate prin fitocenoze primare şi secundare care, prin intervenţia omului, au fost extinse în defavoarea tufărişurilor şi esenţelor forestiere. Condiţiile staţionale devin în această zonă înaltă a Rarăului mai puţin favorabile dezvoltării optime a unei vegetaţii ierboase, cu repercusiuni asupra productivităţii. Climatul rece, umed şi dominat de vânturi puternice, solurile superficiale şi cu un volum edafic util redus, regimul alternant al umidităţii şi relieful fragmentat, cu declivităţi ridicate, constituie factori restrictivi de maximă acuitate pentru dezvoltarea vegetaţiei ierboase. Deşi, în cazul asociaţiilor dominante, leguminoasele pot avea o pondere de 20–25% iar numărul total de specii este ridicat, valoarea de ansamblu a acestor pajişti este redusă. Productivitatea scade şi mai mult în situaţia instalării nardetelor, a căror extindere este rezultatul unui întreg complex de factori pedoclimatici, cu evidenţierea acidifierii rapide a complexului adsorbtiv şi precaritatea elementelor minerale. Valoarea nutritivă a acestor pajişti este foarte scăzută, fapt confirmat şi de încadrarea în clase inferioare de favorabilitate pentru această utilizare (clasele VIII–IX).

Pajiştile intrazonale ocupă suprafeţe foarte reduse, situate în văile, luncile şi unele sectoare depresionare cu exces de umiditate. Sunt caracterizate prin abundenţa gramineelor mezohigrofile (*Poa trivialis, Deschampsia caespitosa, Carex hirta* etc.). Valoarea nutritivă şi productivitatea acestor pajişti sunt foarte reduse.

6.5.3. Măsuri de creştere a productivităţii pajiştilor

Alcătuirea floristică a pajiştilor Masivului Rarău este variată, fiind dominată însă de speciile de graminee, multe cu o valoare nutritivă ridicată: *Festuca rubra, Agrostis tenuis, Poa pratensis, Phleum pratense, Dactylis glomerata, Cynosurus cristatus, Trisetum flavescens, Arrhenatherum elatius* etc. Când în compoziţia pajiştilor intră şi unele leguminoase (până la 20–30%), cum sunt: *Trifolium repens, Trifolium pratense, Trifolium montanum, Lotus corniculatus, Medicago lupulina* ş.a., valoarea nutritivă creşte considerabil. Pe ansamblu, productivitatea pajiştilor este în general mijlocie (5000–8000 kg masă verde/ha), cu o scădere evidentă în cazul păşunilor (3000–5000 kg masă verde/ha). Aceste valori cresc însă considerabil în cazul unor fâneţe situate în condiţii optime de relief şi sol, până la 10000–15000 kg/ha.

Calitatea anumitor pajişti este mult depreciată (mai ales cazul păşunilor) prin îmburuienire, invadarea de către specii fără valoare nutritivă, apariţia şi întreţinerea unui păşunat nerațional şi, pe alocuri, prin declanşarea proceselor erozionale şi a alunecărilor de teren. Măsurile concrete pentru ameliorarea şi creşterea productivităţii pajiştilor vor trebui iniţiate prin cunoaşterea detaliată a compoziţiei floristice şi a asociaţiilor reprezentative, urmând a fi materializate printr-un pachet

de acţiuni cu caracter fito–pedoameliorativ. În cadrul acestei activităţi menţionăm:

– curăţirea de stânci, pietre, muşuroaie, cioate, tufărişuri şi resturi lemnoase;

– aplicarea unor măsuri şi lucrări antierozionale în perimetrele afectate;

– grăparea, supraînsămânţarea sau chiar reînsămânţarea cu specii valoroase din punct de vedere nutritiv;

– eliminarea speciilor toxice, fără valoare furajeră şi a celor ruderale;

– utilizarea mixtă, prin rotaţie, a păşunilor cu fânețele;

– evitarea păşunatului abuziv, respectiv a supraîncărcării pajiştilor cu animale;

– parcelarea şi efectuarea unui păşunat raţional;

– fertilizarea naturală cu îngrăşăminte organice prin schimbarea repetată a locului de târlire;

– aplicarea selectivă a îngrăşămintelor chimice şi a amendamentelor.

Cu excepţia pajiştilor din zona înaltă (la peste 1500 m) şi a celor cu un substrat oligobazic, majoritatea tipurilor de pajişti din Rarău au o acoperire bună cu vegetaţie şi cu o compoziţie floristică valoroasă. Potenţialul lor productiv este însă mult diminuat, pe de o parte datorită restricţiilor introduse de unii factori de mediu, iar pe de altă parte prin utilizarea incorectă a unor suprafeţe. De aceea, măsurile ameliorative vor fi eficiente dacă vor fi aplicate ştiinţific, pe cicluri de producţie.

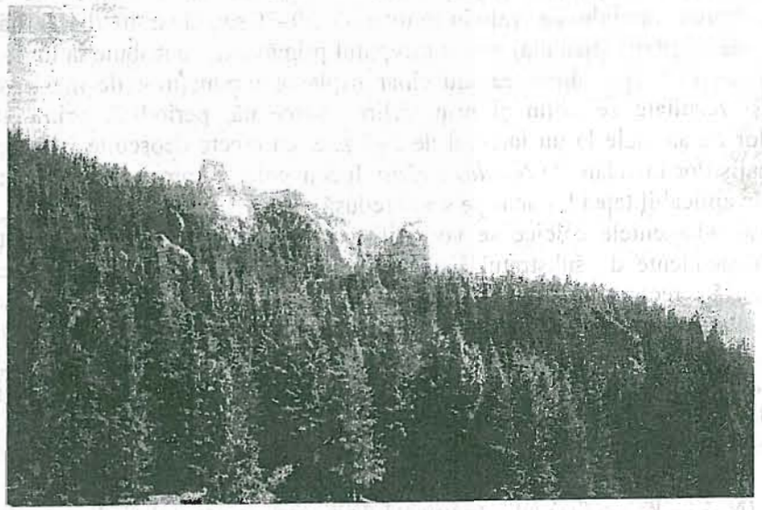
Este îndeobşte cunoscut faptul că, în condiţiile climatice ale Rarăului, procesele de eluviere a unor componente minerale şi organice sunt deosebit de active, ceea ce duce constant la o diminuare a ponderii elementelor nutritive. De aceea, unii cercetători din domeniu au pus accentul în sporirea potenţialului productiv al pajiştilor pe îmbunătăţirea regimului de nutriţie, capabil în a crea modificări favorabile în compoziţia floristică a covorului vegetal (*I. Roşu* şi colab., 1962, *A. Grâneanu* şi colab., 1972, *D. Popovici* şi *C. Ciubotaru* , 1977). O primă cale este cea a aplicării îngrăşămintelor organice şi a târlirii periodice. Administrarea gunoiului de grajd în cantităţi de 20–30 sau chiar 40 t/ha, la sfârşitul ciclului de vegetaţie (toamna) sau la începutul primăverii, contribuie la importante sporuri de producţie (dublarea sau chiar triplarea producţiilor de masă verde). Aceleaşi rezultate se obţin şi prin târlirea parcelată, periodică, prin mutarea ţarcurilor de animale la un interval de 5–7 zile, cu efecte deosebite îndeosebi în cazul pajiştilor invadate de *Nardus stricta*. Inconvenientul procedeului de mai sus constă în aplicabilitatea lui doar pe scară redusă.

Amendamentele calcice se vor utiliza pentru solurile moderat şi puternic acide (dependente de substratul şisturilor cristaline şi al materialelor parentale derivate). Se recomandă cantităţi de 10–40 t/ha, în funcţie de valorile reacţiei solului, dublate de fertilizarea fracţionată cu îngrăşăminte complexe. Din studiile efectuate împreună cu un colectiv interdisciplinar de la *Institutul de Cercetări Biologice* Iaşi, asupra unor pajişti din Carpaţii Orientali (Munţii Bistriţei, Bicazului, Stânişoarei, Vrancei), rezultă că amendarea calcică este cea mai eficientă atunci când se utilizează şi îngrăşămintele chimice complexe în doze de $N_{90}P_{45}K_{45}$, $N_{180}P_{90}K_{90}$ şi $N_{270}P_{135}K_{135}$ (kg s.a./ha). Aplicarea unor doze foarte mari de azot ($N_{300-400}$ kg s.a./ha) nu este urmată de o creştere proporţională a producţiei de masă verde, ci dimpotrivă, diminuează sporul de producţie.

Tipurile de pajişte cu *Festuca rubra*, *Agrostis tenuis* şi *Festuca rubra* cu *Agrostis tenuis*, dominate în Rarău, legate de soluri cu un chimism slab moderat acid şi intermediar, sunt foarte bine valorificate prin aplicarea îngrăşămintelor în complex, în doze moderate, de la $N_{90}P_{45}K_{45}$ până la $N_{180}P_{90}K_{90}$, ultima variantă fiind cea mai indicată (A. Grâneanu şi colab., 1967). Sporurile de producţie sunt urmate şi de instalarea unor specii valoroase de tipul *Poa pratensis* şi *Phleum pratense*, mai rar chiar *Dactylis glomerata*. Aplicarea îngrăşămintelor se va face eşalonat, la începutul perioadei de vegetaţie (uneori chiar toamna) – până la 70% din doza totală, apoi între ciclurile de producţie.

Pajiştile din jumătatea estică a Rarăului – situate în treapta coborâtă de relief şi cu declivităţi reduse – valorifică mult mai bine substanţele nutritive din sol (în condiţiile lipsei deficitului de umiditate), intervenindu-se doar cu doze fracţionate de $N_{90\text{-}120}$ şi $P_{45\text{-}60}$ kg s.a./ha.

Masivul Rarău, ca dealtfel şi regiunile învecinate (Suhard, Giumalău, Munţii Bistriţei, Obcinele Bucovinei), constituie unul din districtele carpatice cu o îndelungată tradiţie şi o dezvoltare intensă a sectorului zootehnic, aici întâlnindu-se una din cele mai mari densităţi de animale la unitatea de suprafaţă. Se cresc atât bovine cât şi ovine, cu un păşunat liber, itinerant şi, mai rar, parcelat. Iernatul animalelor se face în gospodăriile individuale permanente şi în cele sezoniere, prin valorificarea fâneţelor. În ultimul timp s-au construit noi drumuri de acces utilizate în transhumanţă (Pojorâta–Rarău), numeroase saivane (Obcina Florească, Gura Plaiului, Obârşia Colbului, Platoul Rarăului, Pochii Rarăului, Todirescu), lucrări de captare a izvoarelor şi amenajarea de adăpători în spaţiul montan (*D. Popovici* şi colab., 1985). Prin măsuri economice adecvate se poate valorifica superior potenţialul pastoral al acestei regiuni, intervenţiile specialiştilor trebuind a fi canalizate spre crearea unui model de utilizare a spaţiului geografic.



Izvorul Rece

7. FAUNA

Elementul faunistic nu a constituit o preocupare de prim ordin în activitatea de realizare a lucrării, cel puţin din două motive: implicaţiile minore în modificarea unor parametri ai subsistemelor fizico–geografice din regiune şi lipsa unor cercetări proprii privind acest component. Nu putem însă trece cu vederea rolul faunei în cadrul asamblajului general, în păstrarea echilibrului biotic pe care-l conferă spaţiului montan şi nici importanţa microorganismelor în derularea unor procese pedogenetice caracteristice.

În evoluţia sa, fauna a urmat un drum extrem de sinuos, ca şi vegetaţia, trecând prin stadii succesive în funcţie de modificările climatice, mai ales, din Pleistocen şi Holocen. Evoluţia în timp şi compoziţia faunei actuale sunt valabile pentru cea mai mare parte a Carpaţilor de altitudine joasă şi mijlocie. Distribuţia altitudinală a principalelor grupe de animale din Masivul Rarău urmează, în linii generale, etajele de vegetaţie, deşi se întâlnesc numeroase specii capabile a trăi în condiţii de mediu foarte variate. Marea majoritate a speciilor evoluate (mamifere, păsări) nu pot fi limitate strict în cadrul unor zone sau etaje fitoclimatice, mobilitatea lor fiind deosebită, dar, ca legitate generală de repartiţie nu putem despărţi elementul faunistic de condiţiile morfo–fitoclimatice.

În ceea ce ne priveşte ne vom limita la o prezentare sumară a grupelor mari de vertebrate (mamifere, păsări, peşti), care contribuie la conturarea unor unităţi de peisaj şi participă activ la economia regiunii (fauna de interes cinegetic şi piscicol).

În regiunile joase, periferice, cât şi în depresiuni, mamiferele sunt reprezentate prin câteva specii caracteristice: viezurele (*Meles meles*), ariciul (*Erinaceus europaeus*), cârtiţa (*Talpa europaea*), şoareci (*Apodemus tauricus, A. sylvaticus, Microtus arvalis*) ş.a. Avifauna este formată din numeroase specii sedentare, sezoniere sau în pasaj, între care menţionăm: pitulicea mică (*Phyllocopus collybita*), muscarul gulerat (*Ficedula albicollis*), muscarul mic (*Ficedula parva*), piţigoiul sur (*Parus palustris*), ciocănitoarea cu spatele alb (*Dendrocopus leucotus*) etc.

Fauna pădurilor de amestec este deosebit de bogată, aici fiind prezente o serie de mamifere, unele valoroase sub aspect cinegetic. Cele mai multe dintre acestea au un domeniu de răspândire foarte larg, întâlnindu-se şi în etajul molidişului: cerbul (*Cervus elaphus*), mistreţul (*Sus scrofa*), căprioara (*Capreolus capreolus*), ursul (*Ursus arctos*), râsul (*Lynx lynx*), jderul de scorbură (*Martes martes*), veverita (*Sciurus vulgaris*), lupul (*Canis lupus*), iepurele (*Lepus europaeus*), pârşul (*Glis glis*) etc. Dintre acestea, râsul, lupul şi ursul brun se găsesc într-un număr mai redus de exemplare, deşi ultimele două specii s-au înmulţit considerabil în ultimii ani.

Păsările sunt foarte variate tipologic: cinteza (*Fringilla coelebs*), gaița (*Garrulus glandarius*), mierla (*Turdus merula*), sturzul cântător (*Turdus philomelos*), pițigoiul mare (*Parus major*), huhurezul (*Strix aluco*), ciuful de pădure (*Asio otus*), uliul porumbar (*Accipiter gentilis*), pupăza (*Upupa epops*), grangurele (*Oriolus oriolus*), frunzărița (*Hippolais icterina*), pițigoiul codat (*Aegithalos caudatus*), graurul (*Sturnus vulgaris*). La acestea se adaugă și speciile care populează molidișurile: forfecuța (*Loxia curvirostra*), pițigoii (*Parus ater, P. cristatus, P. montanus*), alunarul (*Nucifraga caryocatactes*), scatiul (*Carduelis spinus*), specii de ciocănitori, între care ciocănitoarea neagră (*Dryocopus martius*), ciocănitoarea cu trei degete (*Picoides tridactylus*) ș.a.

Speciile de reptile cele mai obișnuite sunt: șarpele de casă (*Natrix natrix*), năpârca (*Anguis fragilis*), șopârla comună (*Lacerta agilis*). Dintre batracieni se întâlnesc *Bufo bufo, Bufo viridis, Rana temporaria, Triturus vulgaris*, caracteristice treptei coborâte de relief, la care se adaugă salamandra (*Salamandra salamandra*), tritonii (*Triturus alpestris, T. montandoni*), vipera comună, cu o reprezentativitate mai mare în etajul montan mijlociu.

În pădurile de conifere, mamiferele sunt cele prezente în etajul de amestec, însă păsările își au reprezentanți tipici, precum: cocoșul de munte (*Tetrao urogallus*), cocoșul de mesteacăn (*Lyrurus tetrix*), ierunca (*Tetrastes bonasia*), după cum se întâlnesc și păsări răpitoare: șorecarul (*Buteo buteo*), vânturelul (*Falco tennunculus*), la care se adaugă acvila de munte (*Aquila chrysaetos*) și vulturul negru (*Aegypius monachus*), ultimele două specii fiind pe pale de dispariție etc.

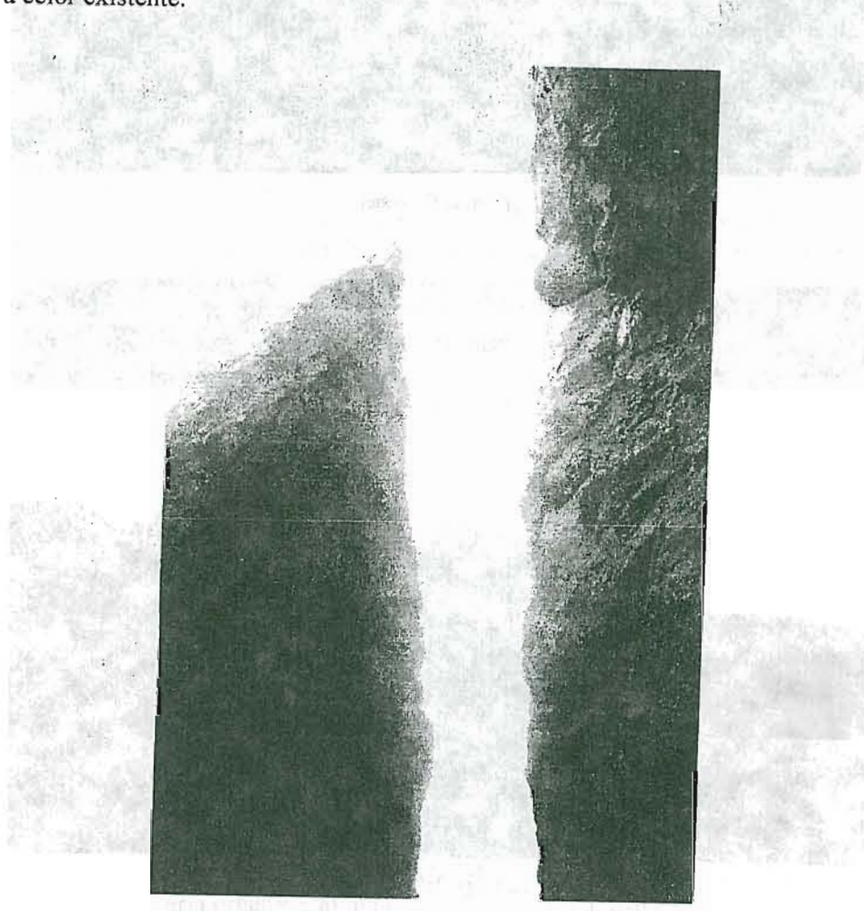
La suprafața solului trăiesc specii de reptile (șerpi, vipere, șopârle, salamandre); prezența poienilor însorite lărgește lista faunistică cu numeroase gasteropode și insecte, în timp ce solul este populat cu microorganisme specifice (ciuperci, actinomicete, bacterii), cât și cu reprezentanți ai micro și mezofaunei (nematode, colembole, lumbricide etc.).

Ihtiofauna Masivului Rarău se încadrează în zona păstrăvului (îndeosebi pâraiele afluente) și în cea a lipanului și a mrenei (cazul râurilor mari: Moldova și Bistrița). Speciile caracteristice sunt: păstrăvul (*Salmo trutta fario*) și mreana (*Barbus meridionalis*), cu precizarea că păstrăvul s-a redus ca număr datorită pescuitului intens (uneori și nerațional), în timp ce lipanul (*Thymallus thymallus*) aproape că a dispărut. Lostrița (*Hucho hucho*), altădată faima apelor Bistriței Aurii, se găsește într-un număr mic de exeplare, doar în Cheile Bistriței (Zugreni), în timp ce pe Moldova a dispărut. În schimb, mult mai bine reprezentate sunt speciile: zglăvocul (*Cottus gabio, C. poecilopus*), boișteanul (*Phoxinus phoxinus*), porcușorul de vad (*Gobio uranoscopus frici*), molanul sau grindeiul (*Noemacheilus barbatus*). În apele mai mari ale Bistriței (dar și pe Moldova) se întâlnesc din ce în ce mai des scobarul (*Chondrostoma nasus*), cleanul (*Leuciscus cephalus*) și obletele (*Alburnus alburnus*).

Fauna de interes cinegetic și piscicol joacă un rol important în economia regiunii, dar și sub aspect științific, prin contribuția sa substanțială la menținerea echilibrului ecologic. Dacă fauna cinegetică este bine reprezentată taxonomic și numeric, mai ales, în cadrul fondului de vânătoare (special constituit) și a rezervațiilor științifice (Codrul Secular Slătioara), datorită lipsei măsurilor de protecție din ultimele două decenii, ihtiofauna s-a rărit, îndeosebi în cazul speciilor valoroase (lostriță, păstrăv, clean, mreană)

Datorită vânatului și pescuitului abuziv, practicate un timp îndelungat, unele specii valoroase au dispărut sau sunt pe cale de dispariție iar altele s-au rărit îngrijorător. Au dispărut bourul (*Bos primigenius*), zimbrul (*Bison priscus*), marmota (*Marmota marmota*), pe cale de dispariție sunt cocoșul de mesteacăn (*Lyrurus tetrix*) și lostrița (*Hucho hucho*), s-a restrâns numărul și aria de răspândire a unor specii de păsări (*Tetrao urogallus, Tetrastes bonasia*), mamifere (*Lynx lynx*) și pești (*Salmo trutta fario*).

În aceste condiții este necesară o legislație adecvată protecției și conservării fondului faunistic valoros, crearea unor noi rezervații științifice și protejarea severă a celor existente.



Hornul Pietrelor Doamnei



Pietrele Doamnei



Vârful şi platoul Rarău

8. SOLURILE

8.1. PROCESE PEDOGENETICE ŞI PRINCIPALELE LOR FORME DE MANIFESTARE ÎN MASIVUL RARĂU

Solificarea este în esenţă un proces foarte complex de transformare şi migrare a substanţelor în straturile superficiale, afânate, ale litosferei, prin reacţii diverse şi redistribuiri de materiale în funcţie de manifestarea interdependentă şi conexivă a factorilor naturali. Din substanţele şi energia geosferelor care vin în contact cu scoarţa terestră iau naştere produse noi, proprii solului, cum sunt acizii humici, mineralele argiloase, hidroxizi de fier, aluminiu şi mangan, sărurile minerale ş.a.

Transportul substanţelor şi materialelor se realizează de către apa care circulă prin porii din sol, deosebindu-se două mecanisme de mobilizare a unor compuşi: eluvierea şi iluvierea, strâns legate între ele. *Ph. Duchaufour* (1991), în funcţie de forma de migrare şi modul cum influenţează pedogeneza, distinge trei situaţii:

– migrarea cationilor sub formă solubilă, în stare de săruri (lixiviaţie);
– migrarea sub formă pseudosolubilă a complexelor organo–minerale;
– migrarea sub formă de particule în suspensie.

Procesele elementare de solificare grupate în perechi contrare se pot asocia şi în anumite categorii genetie, cu rol major în pedogeneză şi în evoluţia solului. Din acestea, în regiunea montană, cele mai semnificative sunt: acumularea biologică, argilizarea *in situ*, podzolirea humico–feriiluvială, gleizarea şi pseudogleizarea etc. Este cunoscut faptul că solificarea în zonele de orogen reprezintă un proces extrem de complex, raportat permanent la condiţiile de morfogeneză, care implică o multitudine de variabile şi factori de control, ceea ce generează sensuri specifice ale proceselor pedogenetice. De aceea, ne vom referi cu precădere la specificul acumulării biologice, cel care comportă discuţii, adăugând anumite precizări care privesc şi celelalte categorii de procese pedogenetice.

8.1.1. Acumularea biologică

Acest proces este o componentă obligatorie a pedogenezei, care ridică probleme particulare în funcţie de condiţiile concrete ale solificării. Acumularea biologică reprezintă un proces complex de migrare şi concentrare a elementelor minerale nutritive în straturile superficiale ale solului, într-un orizont care sintetizează materia organică, aflată în diferite faze de transformare.

Conţinutul de materie organică al solurilor montane depinde de o multitudine de factori, cei mai semnificativi fiind natura şi compoziţa învelişului vegetal,

gradul de acoperire cu vegetație, condițiile climatice, relieful, roca și depozitul de solificare și, nu în ultimul rând, activitatea biologică a solului.

În solurile forestiere, orizontul mineral de acumulare a materiei organice humificate (A) este precedat de un orizont organic (O) în care se concentrează resturi preponderent vegetale, parțial descompuse. Acesta prezintă trei suborizonturi: Ol, Of și Oh, fiecare cu particularități proprii, în funcție de condițiile concrete ale bioacumulării.

Suborizontul organic de litieră (Ol) se întâlnește la majoritatea solurilor forestiere, având grosimi cuprinse între 1–10 cm. Compoziția litierei depinde esențial de tipul de pădure, stadiul de dezvoltare al vegetației forestiere și de intervenția antropică. În pădurile de conifere, litiera este săracă în azot și săruri minerale și se descompune lent, mai ales, prin intermediul ciupercilor și actinomicetelor. În pădurile de amestec și de foioase, litiera este ceva mai bogată în baze și proteine, care, în condițiile activității mult mai intense a mezofaunei și microflorei, generează o transformare a materiei organice pe alte direcții.

Suborizontul organic de fermentație (Of) reprezintă o treaptă intermediară de transformare a materiei organice, fiind deseori asociat cu cel de litieră. Împreună, au grosimi cuprinse între 5–10 cm, situațiile cele mai reprezentative pentru Rarău fiind întâlnite în Codrul Secular Slătioara și la unele soluri rendzinice din etajul coniferelor.

Suborizontul organic de humificare (Oh) prezintă particularități distincte în funcție de sol. Sub aspectul grosimii, valorile medii se încadrează între 3–9 cm, fiind mai ridicate la solurile de la altitudini mari. De asemenea, grosimea suborizontului în cauză crește în cazul pădurilor pluriene față de cele echiene. Reacția în Oh este de la moderat la puternic acidă (rar neutră–slab acidă), fapt atestat de vegetația parter, de tip acidofil, care se instalează în respectivele formațiuni vegetale (*Oxalis acetosella* și *Vaccinium myrtillus*). Conținutul de materie organică este cuprins între 35–38% la solurile litomorfe rendzinice, 37–40% în cazul celor brune eu–mezobazice, 35–40% pentru cambisolurile oligobazice, 39–48% la solurile brune feriiluviale și 38–41% în situația celor negre acide.

În pajiștile naturale, resturile vegetale ierboase se acumulează într-un orizont Aț, în care materia organică este mineralizată într-un ritm mult mai alert, cu precădere în pajiștile de joasă altitudine și pe substraturi bogate în elemente bazice.

8.1.1.1. Aprecieri cantitative asupra conținutului de materie organică

Conținutul de humus al solurilor diferă esențial în funcție de tipul de sol, iar în cadrul aceluiași tip factorii implicați în humificare sunt multipli. Pe ansamblu, curba repartiției pe profil descrește constant în adâncime, cu excepția podzolurilor și a unor soluri brune feriiluviale, unde se pot acumula cantități suplimentare de materie organică prin procese de eluviere–iluviere la adâncimile caracteristice orizontului Bhs.

Valorile cele mai ridicate se întâlnesc la nivelul orizontului A, cu diferențieri semnificative între tipurile de sol. În Masivul Rarău, cele mai mari cantități de materie humificată sunt caracteristice solurilor litomorfe rendzinice (14,19–28,26%), urmate de spodosoluri (8,38–25,26%), cambisoluri oligobazice (5,34–20,80%), cambisoluri eu–mezobazice (5,33–17,03%) și umbrisoluri (9,79–15,84%).

În cadrul aceluiași tip, amplitudinea cea mai redusă a repartiției valorilor humusului individualizează subtipurile tipice, rezultat al întrunirii unor condiții standard de humificare, specifice unui anumit ecart altitudinal. Astfel, pentru solurile brune eu–mezobazice tipice valorile humusului oscilează între 5,44–11,76%, la solurile brune acide tipice valorile sunt cuprinse între 5,34% și 13,44%, în cazul celor brune feriiluviale tipice ecartul valorilor humusului este situat între 8,42–23,52%, pentru solurile negre acide între 9,79% și 15,84%, iar la rendzinele tipice valorile se încadrează între 17,16–28,26%. Cazuri aparte constituie subtipul umbric al solurilor brune acide (valori ale humusului cuprinse între 15,48–20,80%) și cel cambic al rendzinelor (15,44–26,25%), unde condițiile relativ omogene ale acumulării humusului sunt legate de compoziția chimico–mineralogică a depozitului de solificare și de asociația vegetală.

În cadrul celorlalte subtipuri (altele decât cel tipic), amplitudinea valorilor humusului (la nivelul orizontului A) este mult mai mare, deoarece condițiile de bioacumulare sunt determinate de o serie de factori particulari, precum tipul de vegetație, excesul de umiditate, natura materialului parental, tipologia reliefului etc. Astfel, la solurile brune eu–mezobazice pseudogleizate, conținutul de humus se încadrează între 6,30–17,03%, după cum, variații foarte mari se constată și la unele soluri neevoluate de pantă (litosoluri, regosoluri) și de luncă (soluri aluviale tipice și molice).

Cantitatea de materie organică humificată este, de regulă, mai mare la solurile de sub pădure, față de cele acoperite cu o vegetație de pajiște, prin predominarea proceselor de mineralizare în condițiile unui aport mai redus de materie organică moartă în cel de-al doilea caz și de humificare lentă, grosieră, în situația vegetației forestiere. Excepție fac molisolurile rendzinice și subtipurile litice, la ultimele condițiile bioacumulării fiind mai puțin favorabile.

Pe ansamblu, se constată o tendință (negeneralizată) de creștere a conținutului de humus în altiudine pentru același tip sau subtip de sol, cu o largă dezvoltare pe verticală. La solurile brune eu–mezobazice tipice situate sub 1000 m, conținutul de humus este cuprins între 5,33–9,80%, iar peste această altitudine se ating valori de 7,80–11,76%; la cele brune acide tipice valorile se încadrează între 5,34–10,80% (la altitudini de sub 1000 m), respectiv 8,40–13,44% (la peste 1000 m altitudine). Acest aspect este indisolubil legat de activitatea biologică a solului care scade progresiv în altitudine, rezumându-se din ce în ce mai pronunțat la cea a ciupercilor și actinomicetelor, concomitent cu diminuarea progresivă a capacității de mineralizare a materiei organice.

Analiza cantitativă a humusului trebuie privită și în legătură cu procesele evolutive ale solului care, în cea mai mare parte, se supun zonalității fito–pedo–

climatice. În acest sens, la unele soluri brune feriiluviale conținutul de humus se menține ridicat și într-un suborizont B (Bhs), în timp ce la podzoluri se remarcă un al doilea maxim pronunțat la nivelul orizontului Bhs (valori de 26–40%). Pe de altă parte, valorile humusului în orizontul A cresc de la cambisolurile eu–mezobazice la cele oligobazice, continuând cu spodosolurile, creștere cantitativă care însă este însoțită de o diminuare a calității humusului și a troficității solului.

8.1.1.2. Analiza calitativă a materiei organice la unele soluri din Masivul Rarău

Analiza componentelor materiei organice s-a realizat pentru un număr de 9 profile reprezentative, care grupează 4 tipuri cu 6 subtipuri de sol. S-au determinat: carbonul organic total (C_t), carbonul extractibil total (C_{ext}) și fracțiunile humice: acizii huminici (C_{AH}), acizii fulvici (C_{AF}) și huminele (C_H). Pentru stabilirea componenților humusului s-a utilizat metoda elaborată de *M. M. Kononova* și *N. P. Belcikova* (1961), iar determinarea carbonului s-a realizat prin metoda oxidării umede și dozării titrimetrice *Walkey–Black*, în modificarea *Gogoașă* (tabelul 66).

Tabelul 66

Repartiția fracțiunilor humice la unele soluri din Masivul Rarău

Oriz. și adânc (cm)	C_t %	C_{ext}	C_{AH}	C_{AF}	C_H	C_{AH}/C_{AF}	Fracț.ale C_{AF}		Gr. de hum. %
		% din sol					liberi	legați	
		% din C_t					% din sol		
							% din C_t		
							% din C_{AF}		
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sol brun mezobazic tipic. Profil nr.3/85, 1075 m alt., pajiște									
Ao 0-14	6,88	2,75 / 39,97	1,02 / 14,83	1,73 / 25,14	4,13 / 60,03	0,59			40
A/B 14-25	4,32	1,96 / 45,37	0,79 / 18,29	1,17 / 27,08	2,36 / 54,63	0,67			45
Bv_1 25-45	1,68	0,85 / 50,59	0,32 / 19,04	0,53 / 31,55	0,83 / 49,41	0,60			51
Bv_2 50-70	0,90	0,59 / 65,56	0,17 / 18,89	0,42 / 46,67	0,31 / 34,44	0,40			66
Sol brun mezobazic pseudogleizat. Profil nr.2/85, 760 m alt., pajiște									
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ao 0-15	9,88	4,08 / 41,29	1,85 / 18,72	2,23 / 22,57	5,80 / 58,71	0,83			41
A/B 15-22	4,72	1,87 / 39,61	0,56 / 11,86	1,31 / 27,75	2,85 / 60,39	0,42			40
Bv_1 22-40	2,97	1,27 / 42,76	0,36 / 12,12	0,91 / 30,65	1,70 / 57,24	0,39			43
Bv_2w 40-60	1,72	0,82 / 47,67	0,28 / 16,28	0,54 / 31,39	0,90 / 52,39	0,52			48
Bv_3w 60-80	1,13	0,56 / 49,55	0,22 / 19,47	0,34 / 30,08	0,57 / 50,45	0,64			50

Sol brun mezobazic pseudogleizat. Profil nr.13/84, 800 m alt., pajiște									
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ao 0-18	7,85	2,40 / 30,57	0,91 / 11,59	1,49 / 18,95	5,45 / 69,43	0,61	0,53 / 6,75 / 35,57	0,96 / 12,23 / 64,43	31
A/Bvw 18-32	4,89	1,52 / 31,08	0,51 / 10,42	1,01 / 20,65	3,37 / 68,92	0,50	0,33 / 6,74 / 32,67	0,68 / 13,91 / 67,33	31
Bv_1w 32-50	2,06	0,80 / 38,83	0,28 / 13,59	0,52 / 25,24	1,26 / 61,17	0,54	0,20 / 9,71 / 38,46	0,32 / 15,53 / 61,54	39
Rendzină tipică. Profil nr.4/84, 1640 m alt., pajiște									
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Am 0-25	16,39	5,88 / 35,87	2,56 / 15,62	3,32 / 20,25	10,51 / 64,13	0,67	0,74 / 4,51 / 22,29	2,58 / 15,74 / 17,71	36
A/R 25-4	12,67	4,18 / 32,99	1,74 / 13,73	2,44 / 19,25	8,49 / 67,01	0,71	0,65 / 5,13 / 26,63	1,79 / 14,12 / 73,37	33
Rendzină tipică. Profil nr.6/84, 1600 alt., pajiște									
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Am 0-20	15,64	6,71 / 42,90	2,64 / 16,88	4,07 / 26,02	8,93 / 57,10	0,65	0,85 / 5,43 / 20,88	3,22 / 20,59 / 79,12	43
A/R 25-35	8,95	3,43 / 38,32	1,52 / 16,98	1,91 / 21,34	5,52 / 61,68	0,80	0,53 / 5,92 / 27,75	1,38 / 15,42 / 72,25	38
A/R 35-45	8,81	2,94 / 33,37	1,40 / 15,89	1,54 / 17,48	5,87 / 66,63	0,91	0,33 / 3,74 / 21,43	1,21 / 13,74 / 78,57	33
Rendzină cambică. Profil nr.1/85, 780 m alt., pajiște									
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Am 0-13	15,46	4,11 / 26,58	1,27 / 8,21	2,84 / 18,37	11,35 / 73,42	0,45			27
A/B 13-19	7,89	2,64 / 33,46	0,95 / 12,04	1,69 / 21,42	5,25 / 66,54	0,56			33
Bv/Am 19-28	5,60	2,04 / 36,42	0,77 / 13,75	1,27 / 22,67	3,56 / 63,58	0,61			36
Bv 30-50	1,62	0,85 / 52,46	0,35 / 21,60	0,50 / 30,86	0,77 / 47,54	0,70			52
Bv+R 50-70	0,81	0,49 / 60,49	0,22 / 27,16	0,27 / 33,33	0,32 / 38,51	0,81			60
Rendzină cambică. Profil nr. 6/85, 1350 m alt., pădure									
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Am 0-15	14,71	7,26 / 49,35	2,81 / 19,10	4,45 / 30,25	7,45 / 50,65	0,63			49
A/B 15-22	7,56	3,41 / 45,11	1,52 / 20,41	1,89 / 25,00	4,15 / 54,89	0,80			45
Bv/A 22-38	5,94	2,78 / 46,80	1,30 / 21,88	1,48 / 24,92	3,16 / 53,20	0,88			47

Brun acid umbric. Profil nr. 2/84, 1290 m alt., pădure									
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Aou 0-11	16,70	7,22 43,23	3,89 25,29	3,33 19,94	9,48 56,77	1,17	1,08 6,47 32,43	2,25 13,47 67,57	43
A/B 11-19	11,07	4,43 40,02	1,66 15,00	2,77 25,02	6,64 59,98	0,60	1,01 9,12 36,46	1,76 15,90 63,54	40
Bv/A 19-35	6,06	2,49 41,09	0,70 11,55	1,79 29,54	3,57 58,91	0,39	0,90 14,85 50,28	0,89 14,69 49,72	41
Bv 33-55	1,32	0,60 45,45	0,15 11,36	0,45 34,09	0,72 54,55	0,33	0,25 18,94 55,56	0,20 15,15 44,44	45
Podzol humico–feriiluvial. Profil nr. 1/84, 1500 m, pajiște									
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Aou 0-5	14,65	5,18 35,35	2,34 15,97	2,84 19,38	9,47 64,64	0,82			35
Es 5-25	1,10	0,45 40,90	0,18 16,36	0,27 24,54	0,65 59,10	0,67	0,14 12,72 51,85	0,13 11,82 48,15	40
Bhs_1 25-32	23,01	19,29 83,83	1,72 7,47	17,57 75,36	3,72 16,17	0,10	12,62 54,84 71,83	4,95 21,51 28,17	83
Bhs_2 32-43	15,02	12,72 84,69	2,14 14,25	10,58 70,44	2,30 15,31	0,20	7,25 48,27 68,53	3,33 22,17 31,47	85

Interpretarea datelor obținute relevă faptul că atât carbonul organic total cât și fracțiunile humusului prezintă valori diferite pentru fiecare tip de sol, ceea ce denotă a mare varietate a condițiilor de solificare și, implicit, de humificare (fig. 45 a–i).

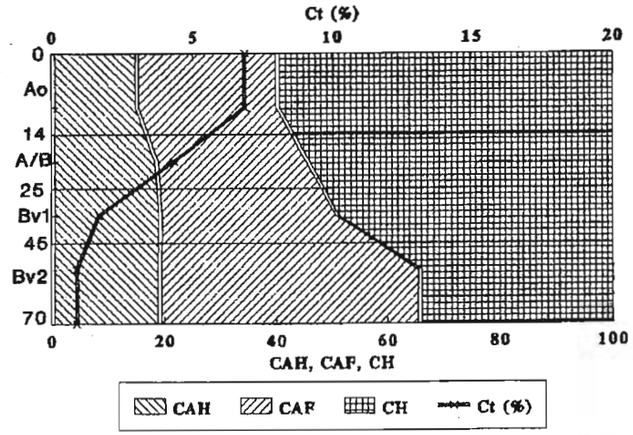


Fig. 45a. Profil nr. 3/85. Sol brun mezobazic tipic. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

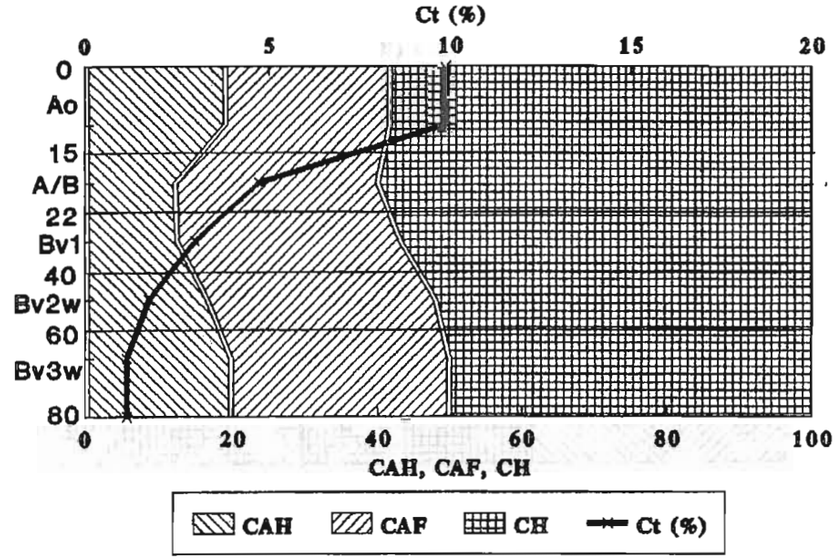


Fig. 45b. Profil nr. 2/85. Sol brun pseudogleizat. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

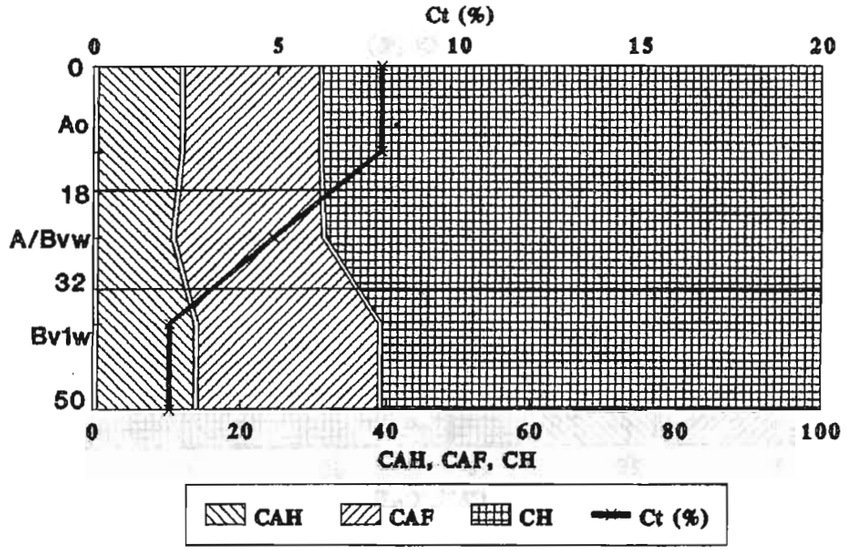


Fig. 45c. Profil nr. 13/84. Sol brun pseudogleizat. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

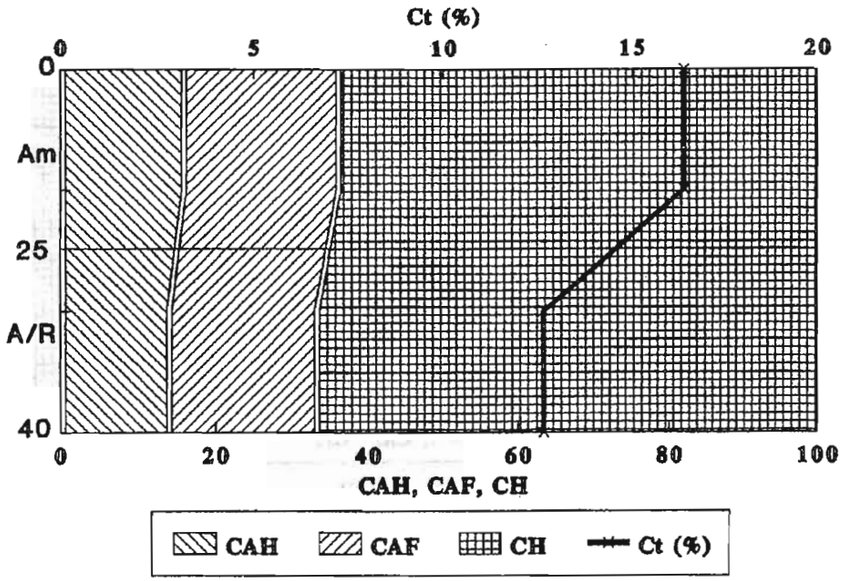


Fig. 45d. Profil nr. 4/84. Rendzină tipică. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

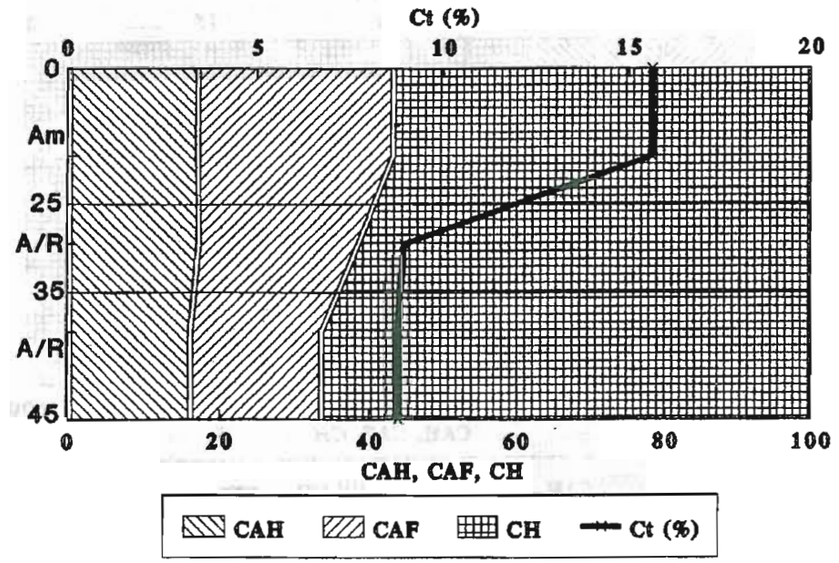


Fig. 45e. Profil nr. 6/84. Rendzină tipică. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

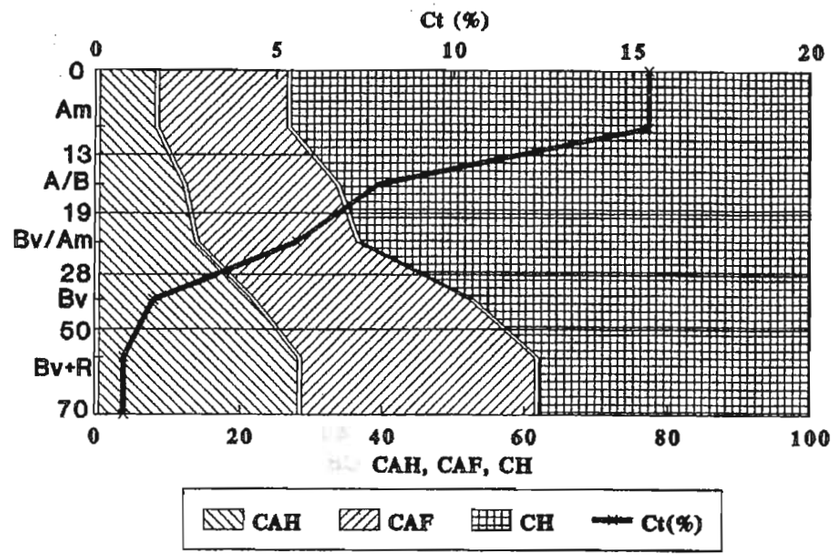


Fig. 45f. Profil nr. 1/85. Rendzină cambică. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

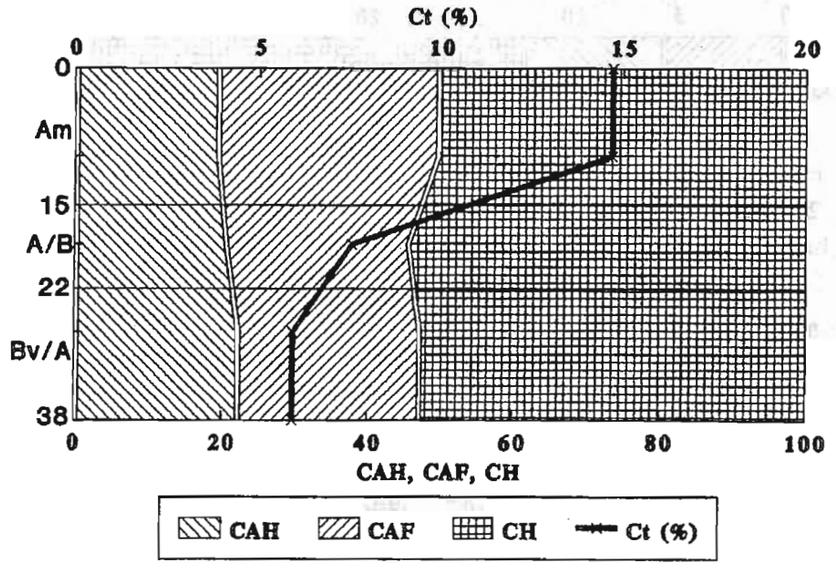


Fig. 45g. Profil nr. 6/85. Rendzină cambică. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

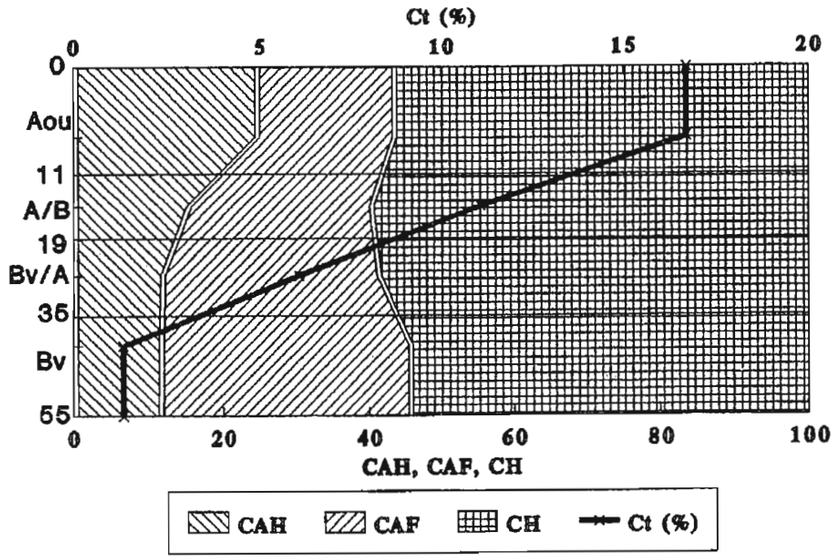


Fig. 45h. Profil nr. 2/84. Brun acid umbric. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

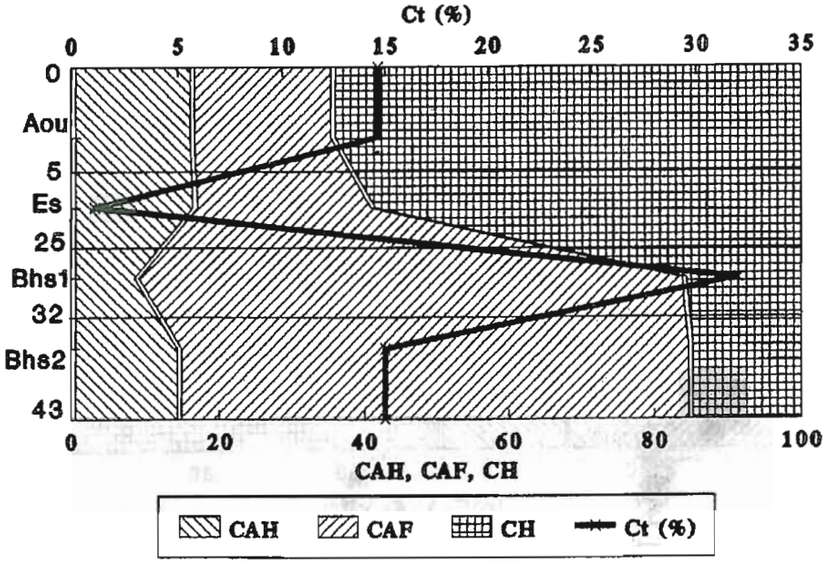


Fig. 45i. Profil nr. 1/84. Podzol humico–feriiluvial. Repartiția pe profil a fracțiunilor humice.

Carbonul organic total este cel mai bine reprezentat în solurile bogat humifere, în special, cele rendzinice, dar și în orizonturi specifice (Bhs), cu un anumit mod de evoluție. Pe profilul solurilor, carbonul organic total are valorile cele mai mari în orizontul A, după care descresc constant în profunzime. Excepție fac spodosolurile, în orizonturile humico–feriiluviale acumulându-se mari cantități de carbon organic, ca efect al proceselor foarte înaintate de evoluție pedogenetică, prin care produsele de destrucție din Au sunt levigate și se acumulează în orizontul Bhs. Carbonul organic total se corelează linear cu cel de humus.

Acizii huminici (C_{AH}) constituie fracțiunea cea mai importantă a substanțelor humice, prin conținut și, mai ales, proprietăți, prezentând o semnificație majoră în aprecierea stadiului de evoluție și a stării de fertilitate. Pentru solurile analizate, conținutul de acizi huminici este mai redus decât cel de acizi fulvici, cu diferențieri pe tipuri de sol, în funcție de etajul bioclimatic și particularitățile locale ale bioacumulării. La solurile brune eu–mezobazice acizii huminici sunt apropiați ca valoare de cei fulvici, dar de fiecare dată mai reduși cantitativ, distribuția pe profil fiind cât de cât uniformă (10,42–19,47% din C_t). Diferențele cele mai pronunțate dintre componenta fulvică și cea huminică se remarcă la subtipul pseudogleizat, unde excesul temporar de umiditate menține solubilizate cantități suplimentare de acizi fulvici.

Solurile brune acide prezintă pe profil o curbă accentuat descendentă a concentrației acizilor huminici, dublată de o descreștere mai puțin evidentă a componentei fulvice, aspect confirmat de raportul C_{AH}/C_{AF}, care scade constant în adâncime. Se remarcă faptul că, la subtipurile umbrice, în orizontul Aou componenta huminică o depășește cantitativ pe cea fulvică, fapt care nu poate fi generalizat pentru toate situațiile din Masivul Rarău. În cazul solurilor spodice, predominarea componentei fulvice este foarte evidentă, cu precădere la nivelul orizonturilor Bs și Bhs, acizii huminici fiind mult mai slab reprezentați (7,47–15,97% din C_t). Repartiția pe profil a lui C_{AH} în cazul solurilor litomorfe rendzinice este ușor asemănătoare cu cea de la cambisolurile eu–mezobazice, în ceea ce privește distribuția relativ uniformă în adâncime, dar valorile, pe ansamblu, sunt mai ridicate (8,21–27,16% din C_t). La rendzinele tipice, repartiția pe profil este uniformă (13,73–16,98% din C_t), dar la cele cambice se constată o creștere a componentei huminice în adâncime de la 8,21% la 27,16% din C_t (profil nr. 6/84).

Acizii fulvici (C_{AF}) reprezintă componenta substanțelor humice cu aciditatea cea mai ridicată, rezultată în stadiul inițial de transformare a produselor de descompunere (prin intermediul bacteriilor anaerobe și a ciupercilor). Concentrațiile cele mai mari se întâlnesc la cambisolurile oligobazice (18,09–34,09% din C_t) și spodosoluri (70–78% din C_t, în orizontul Bhs). Caracterul acid și foarte acid al acestor soluri este explicat, în mare parte, tocmai prin concentrația sporită a acestei fracțiuni. Solurile cu un chimism neutral și bazic conțin cantități substanțial diminuate ale acizilor fulvici, aceștia fiind parțial neutralizați de către componentul mineral cu care intră în reacție, formând complexe organo–minerale relativ stabile. Solurile brune eu–mezobazice au valori ale componentei fulvice cuprinse între 18,98–31,39% din C_t, diferențiate în funcție de natura materialului parental,

altitudine şi condiţiile climatice. La rendzine valorile acizilor fulvici variază între 18,37% şi 33,33% din C_t, fiind apropiate de cele ale acizilor huminici, dar cu diferenţe în funcţie de grosimea solului şi treapta altitudinală.

Cu excepţia rendzinelor tipice, curba variaţiei pe profil indică o tendinţă de creştere a valorilor spre baza solului, urmare a levigării şi concentrării acizilor fulvici spre partea inferioară a profilului (fiind solubili în apă). Această tendinţă este infirmată doar în cazul rendzinelor tipice, unde prezenţa rocilor puternic carbonatate, situate aproape de suprafaţă, neutralizează această creştere. La podzoluri, acizii fulvici prezintă un minim în orizonturile Aou şi Es (19–25% din C_t) şi un maxim deosebit de pronunţat în orizontul Bhs (70–78% din C_t).

În ceea ce priveşte raportul dintre fracţiunile acizilor fulvici: liberi (agresivi) şi cei legaţi de hidroxizii de fier şi aluminiu în compuşi organo–minerali, pentru cambisoluri eu–mezobazice şi molisoluri rendzinice predomină componenta legată, în timp ce pentru cambisolurile oligobazice şi spodosoluri raportul se egalizează sau trece în favoarea celor agresivi. Fenomenul este cel mai evident la solurile brune feriiluviale şi podzoluri. Acizii fulvici, în special cei agresivi, datorită aciditătii, solubilităţii şi tendinţei de a intra în reacţie cu partea minerală, contribuie la dinamizarea proceselor de evoluţie pedogenetică, fiind un indiciu clar pentru stabilirea gradului de podzolire humico–feriiluvială. Fracţiunea liberă a acizilor fulvici denotă şi prezenţa proceselor de podzolire în cadrul subtipurilor criptospodice, care, din punct de vedere morfologic, nu probează acest lucru.

Acizii humici (huminici şi fulvici) dirijează anumite mecanisme pedogenetice foarte importante, fiind deosebit de activi în procesele de alterare, levigare şi acumulare, contribuind la individualizarea morfologică a orizonturilor de sol. Există diferenţieri majore între solurile bogate în cationi de Ca^{2+} şi Mg^{2+}, cu predominarea componentei huminice şi formarea orizonturilor molice şi cele care evoluează pe substraturi acide, unde componenta fulvică este preponderentă iar humusul de tip acidofil, nesaturat.

Huminele (C_H) reprezintă fracţiunea cea mai stabilă a humusului (insolubilă), fiind intim legată de partea minerală a solului, dar din punct de vedere trofic este mai puţin activă. Această componentă cuprinde huminele propriu–zise, dar şi resturile organice parţial descompuse, insolubile în soluţia extractantă. Doar aşa se explică valorile foarte ridicate cu care participă la realizarea lui C_t (50–60%). Datele din literatura de specialitate (*Sofia Zanelli*, 1971), pentru alte masive muntoase asemănătoare sub aspectul condiţiilor de pedogeneză (Bucegi), indică valori ale huminelor de maximum 20–25%. În consecinţă, putem conchide că valorile ridicate ale huminelor în solurile Masivului Rarău conţin şi fragmente de materie organică parţial humificată, care sunt insolubile. De altfel, în cazul orizontului humico–feriiluvial al podzolurilor, huminele ating doar 15–16% din C_t, în condiţiile în care resturile moderat descompuse ale materiei organice aproape lipsesc (în comparaţie cu orizonturile superioare).

Gradul de humificare s-a calculat pe baza raportului dintre carbonul extractibil şi cel total (C_{ext}/C_t x 100). Acest parametru indică valori diferenţiate, atât la nivel de tip cât şi în altitudine. Pe baza acestui indice se poate preciza modul în

care sunt legate fracţiunile humusului şi, implicit, natura acestuia. Valorile cele mai mici ale gradului de humificare se întâlnesc la solurile rendzinice, ca urmare a legăturilor mult mai durabile ce se stabilesc între substanţele humice şi partea minerală a solului. În profunzime, ca urmare a slăbirii acestor legături (humusul fiind în cea mai mare parte transportat gravitaţional sau prin intermediul mezofaunei), valorile gradului de humificare cresc, fără ca această tendinţă să aibă un caracter legic.

Humificarea maximă se constată în orizonturile humico–feriiluviale, unde componenta fulvică este preponderentă datorită migrării şi acumulării fracţiunii în aceste orizonturi, dar aici polimerizarea este minimă. Cercetările de specialitate (*Sofia Zanelli*, 1971) au arătat că gradul de humificare creşte cu altitudinea, variind între 20–40% până la 1000 de metri, 30–60% în jur de 1500 de metri şi 80–90% la peste 2000 de metri, fenomen certificat şi în determinările din Masivul Rarău (*C. Rusu* şi *Angela Lupaşcu*, 1987). Acest fapt poate fi un reflex al condiţiilor climatice care acţionează invers proporţional cu gradul de mineralizare a resturilor materiei organice şi, implicit, cu calitatea humusului.

Studiul cantitativ şi calitativ al humusului prezintă o mare importanţă pentru cunoaşterea proceselor genetico–evolutive şi a legităţilor care guvernează troficitatea şi fertilitatea acestora, cu implicaţii directe în nutriţia plantelor. Din datele de care dispunem putem conchide următoarele:

– acumularea humusului în solurile Masivului Rarău este diferenţiată, în funcţie de tipul şi etajul de vegetaţie, altitudine, forma de relief, condiţiile climatice, natura chimico–mineralogică a depozitului de solificare, activitatea biologică a solului etc.;

– repartiţia pe profil a compuşilor humusului la cambisoluri şi molisoluri rendzinice este aproximativ uniformă cu predominarea huminelor (compuşi stabili, foarte strânşi legaţi de argilă) şi valori apropiate pentru acizii huminici şi fulvici;

– creşterea conţinutului în acizi fulvici şi, mai ales, acumularea lor în orizonturile inferioare ale solurilor este un indiciu sigur al evoluţiei în direcţia podzolirii humico–feriiluviale; orizonturile Bhs ale spodosolurilor au valorile maxime ale componentei fulvice, cu repercusiuni asupra naturii polimerizării (minimă în acest caz) şi cu referire directă la tipul de humus (acid, nesaturat);

– în cazul cambisolurilor eu–mezobazice şi al solurilor rendzinice, prezenţa în complexul adsorbtiv a elementelor bazice contribuie la neutralizarea parţială a componentei fulvice, humusul fiind de tip trofic activ;

– gradul de humificare a materiei organice nu reflectă atât calitatea humusului cât, mai ales, natura reacţiilor de humificare; acest indicator diferă în funcţie de nivelul altitudinal, alcătuirea chimico–mineralogică a materialului parental şi tipul de sol, având tendinţa de creştere în altitudine şi la solurile puternic evoluate genetic, fiind în cazul de faţă invers proporţional cu gradul de mineralizare şi calitatea humusului.

8.1.2. Argilizarea *in situ*

Argilizarea *in situ* reprezintă procesul complex de alterare a unor silicaţi primari şi de formare a celor secundari ai argilei. Aceştia din urmă provin din

transformarea pedo–geochimică a unei game largi de silicaţi primari (mice, feldspaţi, piroxeni, granaţi etc.), existenţi în rocile eruptive şi metamorfice, la care se adaugă mineralele specifice doar formaţiunilor metamorfozate: granat, epidot, clorit, sericit, disten, talc, serpentin, grafit ş.a., dar şi cele care formează rocile sedimentare (cuarţ, calcit, dolomit, talc, caolin etc.). Cercetările recente au arătat că argilele se pot forma în diferite moduri, în raport cu natura silicaţilor primari expuşi alterării şi în funcţie de condiţiile fizico–geografice în care au loc procesele de alterare. *C. Păunescu* (1965), conchide că argilele, din punct de vedere al genezei, pot fi privite ca produse reziduale ale alterării micelor şi a altor filosilicaţi, fără a avea loc o distrugere a reţelei cristaline, dar şi ca neoformaţiuni ale produselor de distrucţie a silicaţilor primari, cu o altă structură cristalină, rezultată în procesele de alterare.

Pentru cazul concret al Masivului Rarău, prima situaţie este specifică unor roci mezometamorfice cu mari conţinuturi de mică (micaşisturi) sau unor entităţi litostratigrafice epimetamorfice bogate în aceste minerale, care aflorează în vestul regiunii, în Munceii Rarăului şi între văile Colbu–Chiril. Prin procese repetate de hidratare, potasiul este progresiv substituit de alţi cationi (îndeosebi de Mg^{2+}), legătura dintre foiţele elementare se diminuează iar distanţa dintre acestea se măreşte. În timp, micele hidratate (*illit*) trec în minerale secundare cu structură mixtă, iar mai apoi ajung la o structură tipică vermiculitului. În condiţiile climatului specifice acestui masiv, într-un mediu preponderent acid, ionii de aluminiu pătrund între foiţele elementare şi participă la transformarea vermiculitului în clorit secundar. Aceste procese stau la baza alterării în cazul rocilor cu clorit (şisturi cloritoase). Schema generală de transformare a rocilor bogate în mice şi clorit este însă mult mai complicată şi depinde nu numai de natura mineralelor primare, ci şi de variaţia în timp a condiţiilor de climă, drenaj, relief şi vegetaţie.

În cazul alterării silicaţilor primari de tipul feldspaţilor, piroxenilor, amfibolilor, granaţilor şi a altor compuşi conţinuţi în reţeaua cristalină a rocilor metamorfice şi sedimentare, cu o structură total diferită de a argilelor, formarea mineralelor argiloase secundare nu poate fi concepută fără a accepta distrucţia totală a reţelei cristaline şi regruparea ulterioară a produselor rezultate în reţele cristaline noi, caracteristice silicaţilor secundari ai argilei. Prin procese complicate de hidratare, oxidare şi debazificare progresivă are loc o descompunere hidrolitică a acestora, cu formare de acizi silicici, hidroxizi de fier, aluminiu şi mangan în stare coloidală. Fierul eliberat pe această cale trece în hidrogeluri amorfe ale oxizilor de fier trivalent, din care precipită goethitul şi hidrogoethitul. Prin procese similare, în materialul supus alterării se acumulează şi cantităţi (mult mai reduse) de oxizi de aluminiu şi mangan, ceea ce face ca în profilul solului (sub nivelul orizontului A) să se individualizeze în timp un nou orizont, caracterizat prin nuanţe mai închise (gălbui, ruginii, maronii), faţă de roca mamă sau materialul parental.

Sub acţiunea combinată a rădăcinilor plantelor, faunei şi microorganismelor, într-o alternanţă continuă a fenomenelor de umezire şi uscare, la care se mai adaugă şi alţi factori, structura iniţială a rocii sau a depozitului care constituie

materialul parental se distruge şi se formează o structură pedogenetică specifică orizontului Bv, nou format (de regulă poliedrică angulară sau subangulară, mai rar, prismatică). Tot un orizont B de alterare rezultă şi din solubilizarea, levigarea şi transformarea carbonatului de calciu sau a altor roci puternic carbonatate, cum este cazul rendzinelor cambice şi solurilor brune eu–mezobazice rendzinice.

Particularităţile morfologice, fizico–mecanice şi chimice ale orizonturilor Bv, formate prin procese de argilizare *in situ*, depind de o multitudine de factori, detaşându–se însă ca importanţă natura chimico–mineralogică a depozitului de solificare. În cazul rocilor mezometamorfice, cu apariţii în pânza de Rarău, aflorează gnaise, micaşisturi şi amfibolite. Gnaisele de Rarău conţin cuarţ, mică şi feldspaţi, cu o structură slab şistuoasă. Dezagregarea iniţială se realizează în fragmente colţuroase de diferite dimensiuni, apoi în elemente de mărimea pietrişului şi nisipului. Grosimea orizontului Bv este în acest caz dependentă de tipul de relief şi de pantă, dar conţinutul de schelet este mare în toate situaţiile. Micaşisturile sunt formate predominant din cuarţ şi mică iar şistuozitatea creşte, ceea ce face ca alterarea să fie mai profundă, iar orizontul Bv ceva mai gros (40–60 cm). Solurile formate pe aceste roci sunt sărace în argilă şi elemente minerale nutritive, dar bogate în schelet, mai ales în jumătatea inferioară a profilului. Amfibolitele au un comportament asemănător micaşisturilor, dar chimismul uşor neutral face ca debazificarea să fie ceva mai lentă, fapt remarcat prin creşterea altitudinală a limitelor unor tipuri de sol cu circa 50–100 m (limita brun acid – brun feriiluvial). Situaţiile în cauză caracterizează partea superioară a Munceilor Rarăului şi un segment al Cheilor Bistriţei de la Zugreni.

Şisturile cristaline epimetamorfice, care apar pe cele două flancuri ale sinclinalului, în compartimentul Bâtca Neagră (între văile Chiril şi Colbu) şi pe flancul drept al văii Izvorul Giumalăului, au şistuozităţi diferite, dar şi compoziţii chimico–mineralogice variate. Fondul dominant îl constituie şisturile cristaline sericito–cloritoase (rar, filitoase), cu o şistuozitate accentuată, ceea ce face ca dezagregarea să evolueze rapid, preponderent pe liniile de ondulare, urmată de o alterare relativ profundă, cu formarea de minerale din categoria illitului, vermiculitului şi a cloritelor secundare. Solurile sunt ceva mai profunde (80–120 cm) iar orizontul B este relativ gros (50–70 cm), cu cantităţi diferite de schelet, în funcţie de condiţiile locale de solificare.

Seria evolutivă a solurilor formate pe şisturi cristaline cuprinde o succesiune secvenţială de procese, între care argilizarea *in situ* are un loc bine determinat (fig. 46).

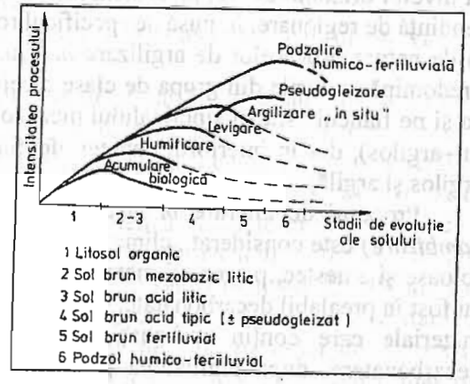


Fig. 46. Categorii de procese în evoluţia solurilor formate pe şisturi cristaline.

În cazul orizonturilor Bv formate pe roci sedimentare, variabilitatea însuşirilor morfologice şi fizico–chimice este mai mare, fiind însă influenţată major tot de compoziţia chimico–mineralogică a rocii. Entităţile lito–stratigrafice grezoase şi grezo–calcaro–marnoase aparţinând flişului intern (Măgurile Câmpulungului) şi cele grezo–conglomeratice de Muncelu formează orizonturi Bv cu grosimi diferite în funcţie de tipul de relief, poziţia pe versant şi grosimea depozitului de suprafaţă, care creşte constant spre baza versanţilor. Scheletul solului este de dimensiuni medii şi mici şi se acumulează în cantităţi cu atât mai mari cu cât fondul litologic dominant devine mai grezos sau conglomeratic.

În interiorul sinclinalului, predomină depozitele de *wildfliş*, majoritar argiloase, în componenţa cărora intră minerale argiloase diverse. Notă discordantă fac jaspurile care se alterează greu şi contribuie la acumularea unor mari cantităţi de schelet. Pentru calcare şi dolomite, particularităţile induse de abundenţa elementelor bazice este extrem de evidentă la nivelul însuşirilor chimice, dar grosimea solului şi conţinutul de schelet depind de poziţia pe versant, structura geologică, masivitatea corpurilor de roci şi nivelul altitudinal. Pe această categorie de roci şi depozite derivate, acumularea biologică (şi, în special, humificarea), alături de argilizarea *in situ*, rămân procesele pedogenetice cele mai reprezentative (fig. 47).

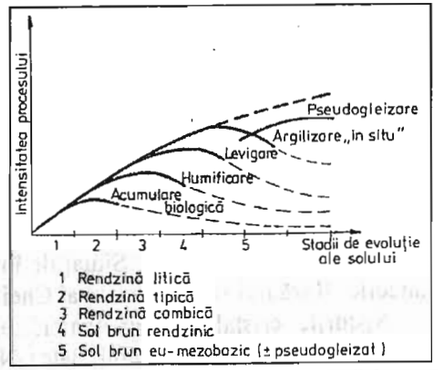


Fig. 47. Categorii de procese în evoluţia solurilor formate pe roci carbonatice.

Sub aspect textural, prin generalizare, putem concluziona că la nivelul orizontului Bv, pe ansamblul Masivului Rarău se face simţită o anumită tendinţă de regionare, impusă de specificul rocilor şi a depozitelor de solificare, dar şi de natura proceselor de argilizare *in situ*. Astfel, în partea vestică a masivului predomină texturile din grupa de clase a celor mijlocii (luto–nisipoase şi lutoase), ca şi pe flancul estic al sinclinalului mezozoic (clasele: lut–nisipos, lut şi, mai rar, lut–argilos), dar în interiorul cuvetei, dominante devin texturile fine (clasele lut–argilos şi argilă).

Procesul de alterare *in situ* (numit şi *brunificare* în şcoala franceză sau *cambizare*) este considerat „climatic" în zona temperată, unde domină pădurile de foioase şi amestec, pe roci şi materiale parentale drenante, fără carbonaţi sau care au fost în prealabil decarbonatate, de care se leagă formarea argilelor secundare. Pe materiale care conţin carbonaţi, faza de alterare în loc urmează celei de decarbonatare, după eliminarea progresivă a $CaCO_3$ şi a unei părţi din Ca^{2+} schimbabil. Concomitent, în ambele cazuri, stocul de humus se diminuează uşor, reciclarea lui se accentuează, iar valoarea reacţiei se stabilizează în orizontul de la suprafaţă între 5 şi 6.

Principalele însuşiri ale solurilor formate prin procese de argilizare *in situ* (rendzine cambice, cambisoluri eu–mezo– şi oligobazice, soluri negre acide) vor fi trate *in extenso* în capitolul referitor la repartiţia spaţială a solurilor.

8.1.3. Podzolirea humico–feriiluvială

Podzolirea humico–feriiluvială reprezintă un proces complex de solificare prin care se realizează distrucţia silicaţilor primari din partea superioară a profilului de sol, migrarea şi acumularea unei părţi din produsele de distrucţie în orizonturile subiacente, îndeosebi a hidroxizilor de fier şi aluminiu, sub acţiunea acizilor fulvici şi a altor substanţe complexante din soluţia solului. Această categorie de procese este caracteristică mediilor foarte acide, dar şi climatelor reci şi umede, declanşându-se sub acţiunea humusului de tip moder şi mohr, acumulându-se cantităţi însemnate de substanţe organice solubile şi pseudosolubile, care prin mobilizare progresivă în adâncime antrenează anumiţi compuşi minerali şi organici. Respectivul tip de evoluţie pedogenetică, întâlnit preponderent pe materiale silicatice, provoacă alterarea prin complexoliză a mineralelor şi antrenarea ionilor de Al şi Fe sub formă de complexe organo–minerale mobile (chelaţi). În condiţiile date, vegetaţia – majoritar alcătuită din păduri de răşinoase, cu o pătură ierboasă formată îndeosebi din ericacee – produce cantităţi însemnate de resturi organice sărace în săruri minerale şi proteine, dar bogate în lignine şi răşini. Microflora solului este reprezentată aproape numai prin ciuperci şi actinomicete, ceea ce face ca descompunerea materiei organice să se producă lent, formându-se preponderent acizi fulvici. La reacţii scăzute, acizii fulvici şi alţi acizi organici au acţiune complexantă asupra hidroxizilor de Fe şi Al rezultaţi din silicaţii primari în curs de alterare. Compuşii complecşi nou formaţi sunt solubili în apă şi migrează din partea superioară a solului în orizontul B. Elementele antrenate în adâncime, atât organice cât şi minerale, precipită şi polimerizează într-un orizont B spodic, sub formă de compuşi amorfi. În profilele mai evoluate se formează două orizonturi spodice suprapuse: orizontul Bhs, bogat în materie organică insolubilizată, amorfă şi de culoare închisă şi orizontul Bs, de culoare ruginie, bogat în sescvioxizi de Fe şi Al.

În mediile drenante, Al, fiind mai mobil decât Fe, este antrenat la un nivel inferior (în profunzime), iar în cele slab drenate Fe poate fi levigat şi trecut în pânzele mobile laterale, în sol acumulându-se Al. Pentru situaţia concretă a Masivului Rarău, procesele de podzolire humico–feriiluvială caracterizează spodosolurile, constituite într-o unitate pedogenetică distinctă în partea vestică şi sudică a regiunii, iar sub forma unei benzi înguste şi în bazinul Slătioarei. Situarea acestor soluri (majoritar brune feriiluviale) pe versanţii montani, la altitudini de peste 1000–1100 m, în mediile drenante, explică concentrarea prioritară în orizontul Bs a oxizilor şi hidroxizilor de Fe în detrimentul celor de Al. Există situaţii frecvente când acumularea sescvioxizilor este dublată de cea a materiei organice (Bhs), dar cea reziduală a silicei, eliberată în procesele de alterare într-un orizont eluvial–spodic (Es), este cu totul locală (Vârful Tihăraiei). Lipsa podzolurilor din ecartul altitudinal de 1400–1600 m (pe şisturi cristaline) constituie

o particularitate a acestei regiuni, deosebind net Masivul Rarău de cel învecinat, Giumalăul, unde aceste soluri sunt foarte bine reprezentate.

Precaritatea condițiilor pentru neoformarea de argilă și distrucția intensă a silicaților primari, determină, sub aspectul alcătuirii granulometrice, predominarea autoritară a texturilor grosiere (clasa nisip lutos) și mijlocii (clasa lut nisipos). În domeniul șisturilor cristaline, această alcătuire texturală caracterizează nivelul altitudinal cuprins între 1000–1100 m (limita inferioară) și 1585 m (Bâtca Neagră).

8.1.4. Gleizarea și pseudogleizarea

Procesele de hidromorfie determină reducerea sau degradarea locală a fierului liber printr-o saturare permanentă sau temporară a porilor solului cu apă reducătoare. Apa stagnantă poate proveni din precipitații, acumulându-se deasupra unui strat impermeabil sau greu permeabil și din pânza freatică, situată deasupra unui nivel critic, care, în anumite condiții, se ridică la suprafață sau aproape de suprafață.

Hidromorfia temporară provocată de apa stagnantă din precipitații (pseudogleizarea) se manifestă în orizonturile superioare, unde în perioadele cu exces de umiditate se instalează procese de reducere a fierului și manganului din compușii lor oxidați. Produsele proceselor de reducție migrează parțial pe profil, sub forma unor compuși complecși, prin implicarea anumitor substanțe organice care determină o acțiune complexantă asupra acestor două elemente în stare redusă. În perioadele fără exces de umiditate, unii produși se reoxidează și precipită pe profil sub forma unor pete și concrețiuni ferimanganice. Se formează în timp un orizont asociativ nou care poartă numele de orizont pseudogleizat (w) sau pseudogleic (W), grefat pe fondul unui orizont preexistent (de regulă, Bv sau Bt), în culori marmorate. Orizontul din profunzime, impermeabil, care susține excesul de umiditate, beneficiind de condiții mai slab reducătoare, rămâne în culorile inițiale, dar poate fi traversat de o rețea densă de vinișoare în culori brunii–ruginii, pe unde circulă preferențial apa acidă și reducătoare, provenită din partea superioară a solului (caz tipic al *wildflișului*).

În Masivul Rarău, procesele de pseudogleizare se întâlnesc cu o frecvență sporită în interiorul sinclinalului mezozoic, cu precădere în partea central–nordică, mai coborâtă în bazinele Pojorâta, Praşca, Valea Seacă, Izvorul Alb și Limpedea și, local, în restul teritoriului. Procesele în cauză, condiționate de existența depozitelor de wildfliș, sunt răspunzătoare de formarea subtipurilor pseudogleizate ale solurilor brune eu–mezobazice și brune acide, cât și a unor subtipuri combinate (pseudorendzinice–pseudogleizate).

Hidromorfia profundă permanentă (gleizarea) se instalează sub influența apelor freatice reducătoare situate deasupra nivelului critic, cu precădere în profilul solului. În perioadele cu exces de umiditate, fierul liber se găsește în cea mai mare parte în stare feroasă, chiar și în medii neutre, ceea ce-i favorizează acumularea spre baza profilului de sol, sub formă de carbonat feros sau de săruri complexe ale fierului redus. Prin aceasta se colorează orizontul în cauză în nuanțe vinețiu, albăstrii și verzui (orizont Gr). În medii foarte acide, fierul în stare redusă poate fi

mobilizat și mai intens prin scurgerea laterală a apelor freatice (glei cenușiu–albicios).

În perioadele secetoase, când nivelul freatic coboară, se produce o ridicare capilară a fierului feros, care prin oxidare precipită sub forma unor pete și concrețiuni ruginii, într-un orizont intermediar (denumit, Go), situat între A și Gr. Aceleași fenomene se produc și în situația unor oscilații periodice ale nivelului freatic, în orizontul intermediar Go vetrele de reducere alternând cu cele oxidare și acumulare a oxizilor de Fe și Mn.

Condițiile concrete de relief ale Rarăului nu permit instalarea unor procese intense de gleizare. Mlaștinile turboase oligotrofe, frecvente în ulucul depresionar central al Carpaților Orientali sau în alte compartimente joase (Lucina) lipsesc, iar gleizarea se manifestă cu intensități medii doar în partea din aval a Depresiunii Câmpulung Moldovenesc, unde solurile aluviale de pe treptele de luncă ale Moldovei sunt parțial gleizate. O situație aparte o constituie corpul alunecării din bazinul Izvorul Alb, unde în preajma micilor ochiuri de apă s-au format unele areale cu sol gleic, care însă nu au putut fi cartate la scara hărții solurilor (1:25.000).

Categoriile de procese analizate anterior sunt cele mai reprezentative pentru formarea și evoluția învelișului de sol actual. În afara acestora, în timp s-au manifestat și alte procese răspunzătoare, mai ales, în punerea în loc a unor depozite de solificare. În această categorie intră procesele de natură periglaciară, care s-au impus foarte frecvent în timpul glaciației pleistocene.

În teritoriul periglaciar solurile erau relativ subțiri, limitate de zona de îngheț peren din scoarța de alterare. În detritusul mineral procesele de dezagregare fizică erau intense, în timp ce alterarea mineralelor primare se manifesta mult mai lent. Pe ansamblul Masivului Rarău, procesul complex de solificare în teritoriul periglaciar pleistocen a fost diferențiat în spațiu în funcție de condițiile locale de substrat, relief și hidrogeologie. Procesele propriu–zise de solificare au fost întrerupte de nenumărate ori de cele criogenetice, prin care s-au format pene de gheață și rețele poligonale de crăpături, la care se adaugă structurile criogene complexe și învelișurile de materiale fine de pe fețetele superioare ale fragmentelor de roci. Evoluția ulterioară din Holocen a îndepărtat toate urmele penelor de gheață și ale rețelelor poligonale de crăpături, dar în solurile actuale se păstrează structuri criogenetice complexe, mai ales în cazul depozitelor groase de versant, de pe cele două flancuri ale sinclinalului. Asemenea structuri periglaciare au fost interceptate în taluzul drumului de acces dintre Pojorâta și Rarău și pe clina estică a Măgurilor Câmpulungului, în orizonturile Bv și C, dar și sub nivelul solului actual.

Pe de altă parte, învelișurile din materiale fine pe fețetele superioare ale fragmentelor de rocă se formează și în alte condiții, respectiv în scoarța de alterare bogată în schelet. Acest proces însă nu este numai rezultatul evoluției periglaciare ci și al solificării din Holocen, când procesele de alterare au fost mult mai intense și s-au format minerale argiloase. Trebuie arătat faptul că procesele periglaciare continuă și în climatul actual, cu intensități mult mai reduse, apariția lentilelor subțiri de materiale fine în jurul fragmentelor grosiere de schelet constatându-se la unele soluri rendzinice și brune eu–mezobazice de pe platoul Rarăului.

8.2. DINAMICA PRINCIPALELOR ELEMENTE CHIMICE CU SEMNIFICAȚIE PEDOGENETICĂ

Apa care circulă gravitațional prin porii solului antrenează anumite elemente atât în soluție cât și în suspensie, fiind la originea mecanismelor de migrare și a proceselor de evoluție a solului. În funcție de forma de migrare și după modul în care influențează pedogeneza, *Ph. Duchaufour* (1992) distinge trei situații:

– migrarea cationilor sub formă de săruri solubile;
– migrarea sub formă pseudosolubilă a unor complexe organo–minerale;
– migrarea particulelor în suspensie.

· Migrarea în formă solubilă (lixiviație) acționează, în principal, asupra cationilor alcalino–pământoși și alcalini de Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, provocând desaturarea progresivă a complexului adsorbtiv, dublată de acidifierea profilelor de sol. Migrarea progresivă a acestora este urmată de înlocuirea lor cu ionii de H^{+} și Al^{3+}. În cazul solurilor formate pe roci puternic carbonatate mecanismul în cauză comportă două faze: *decarbonatarea*, în urma căreia complexul adsorbtiv rămâne sensibil saturat și *desaturarea*.

Această modalitate, prin care se realizează debazificarea progresivă a solurilor, este deosebit de evidentă în interiorul cuvetei mezozoice și pe flancul estic (flișul intern). În anumite sectoare, multe soluri eu–mezobazice și de tip rendzinic prezintă reacții slab–moderat acide în orizontul superior (Ao, Am și A/B) după care, în profunzime, debazificarea se menține mult diminuată. Procesul în cauză este cu atât mai evident cu cât crește altitudinea. Astfel, pe depozitele periglaciare vechi de la baza abrupturilor importante (Pietrele Doamnei, Piatra Zimbrului, Vârful Rarău), deasupra solului mineral se dezvoltă un important orizont organic debazificat (vegetație parter cu *Vaccinium myrtillus*), urmat de un orizont Am, cu reacții cuprinse între 5,5–6,7.

Migrarea complexelor organo–minerale (cheluviație) se referă la mobilizarea cationilor grei de Al^{3+} și Fe^{2+}, care se deplasează sub formă de complexe organo–metalice (chelați). Procesele în cauză sunt însoțite de o puternică alterare a mineralelor primare sub acțiunea acizilor organici (oxalici, citrici, fulvici), fenomen cunoscut sub denumirea de complexoliză. Compușii organo–minerali pot fi mobilizați sub formă de pseudosoluții, aproape la fel de mobile ca sărurile solubile, în anumite medii, preponderent acide. Categoria de procese în discuție este specifică podzolirii humico–feriiluviale și contribuie la debazificarea intensă a profilului de sol, prin mobilizarea aproape totală a cationilor alcalini și alcalino–pământoși, ulterior a fierului și aluminiului. Aceste ultime două elemente se acumulează în orizonturile mediane ale podzolurilor (Fe = 50–55 mg/100 g sol; Al = 15–19 mg/100 g sol), dar și în cele criptospodice ale solurilor brune acide (Fe = 23–26 mg/100 g sol; Al = 47–58 mg/100 g sol, profilul 6/87). Mecanismele în cauză evidențiază clar tendința de evoluție a unor soluri brune acide spre spodosoluri, mai ales în cazul celor formate pe șisturi cristaline.

Cum arătam anterior, solubilizarea complexelor organo–minerale depinde aproape în totalitate de condițiile de mediu, respectiv de pH, compoziția ionică și concentrația soluției solului. În majoritatea situațiilor, insolubilizarea acestor compuși se realizează la nivelul orizontului B, ceea ce are ca efect limitarea pierderilor de elemente chimice în afara profilului, iar pe de altă parte, favorizează redistribuirea elementelor în interiorul solului. Prin acest mod, în orizonturile B spodice (Bs, Bhs) se produce precipitarea complexelor pe bază de fier și aluminiu.

Migrarea particulelor antrenate în suspensie (argiloiluviere, lesivaj) nu întrunește condiții optime de manifestare în aria montană a Rarăului, întâlnindu-se doar sporadic în cadrul teraselor de versant ale Moldovei, din compartimentul depresionar Câmpulung Moldovenesc. Procesele de migrare mecanică a particulelor fine sub acțiunea apelor de infiltrație și depunerea acestora pe pereții porilor sau la periferia agregatelor structurale sunt dependente tot de reacția solului. Dacă pH-ul soluției nu este suficient de coborât (pH ≥ 5), nu apar ioni liberi de aluminiu cu acțiune puternic coagulantă asupra mineralelor argiloase. În condițiile menționate mai sus, particulele coloidale din sol se hidratează din ce în ce mai mult și sunt mobilizate pe profil, acumulându-se la nivelul orizontului B.

Asemenea procese pedogenetice se întâlnesc destul de rar și sunt într-un stadiu incipient în sectorul amintit, dar există posibilitatea ca în perspectivă unele soluri brune eu–mezobazice tipice și molice să treacă în brune argiloiluviale. În condițiile climatice actuale, regimul de temperatură și de umiditate frânează acest tip de evoluție, care în ariile montane este specific doar marilor depresiuni (Brașov, Maramureș) și regiunilor periferice.

8.3. DISTRIBUȚIA UNOR MICROELEMENTE ÎN SOLURILE MASIVULUI RARĂU

Cercetările unui colectiv de la *Geomold* SA Câmpulung Moldovenesc privind prospectarea de minerale utile în Masivul Rarău ne-au înlesnit obținerea unor date privind conținutul în microelemente (Cu, Pb, Zn) al solurilor din regiune. În ultimii ani, cel puțin pentru solurile agricole, cercetarea microelementelor a luat o mare amploare, știindu-se rolul deosebit al acestora în nutriția și metabolismul plantelor superioare, dar și în sinteza substanțelor organice.

Datele de care dispunem provin de la o serie de profile evoluate pe roci metamorfice (gnaise oculare de Rarău, cuarțe negre, șisturi manganoase) și sedimentare (dolomite, șisturi argiloase negre, argile). Pe ansamblu, se constată diferențieri semnificative ale conținuturilor în microelemente din orizonturi și soluri evoluate pe aceleași tipuri de roci, dar și între materialul solificat și roca de solificare.

Distribuția cuprului pe profilul solurilor studiate indică conținuturi diferite, fără a se constata tendințe clare de creștere sau diminuare în profunzime. Maximul de frecvență al acestui microelement este situat în intervalul 15–20 ppm, dar limitele de variație sunt cuprinse între 5–45 ppm. Din totalul probelor analizate, majoritatea (2/3) prezintă valori mai ridicate decât cele deținute în rocile parentale, acumulări puse pe seama activității biogene și a sintezei materiei organice.

Îmbogățirea în acest microelement se realizează, cel mai adesea, până la un conținut dublu față de cel al rocii, rar până la de patru ori, fără însă a trece de acest prag. Conținuturile mai mici decât ale rocii de bază sunt întâmplătoare și se situează, adesea, până la jumătatea valorilor din substrat. În ceea ce privește distribuția pe profil, se constată că, în majoritatea cazurilor, în orizontul superficial (A) valorile sunt mai ridicate decât ale rocii de solificare, excepție făcând doar dolomitele triasice. Sub nivelul orizontului A, îmbogățirile și sărăcirile în cupru nu sunt succesive și nici proporționale cu distanța până la rocă, cu variații de conținut mult mai pronunțate decât spre suprafața profilului.

Distribuția cuprului pe profil este mai puțin legată de roca de solificare, dar dependentă de alcătuirea texturală, conținutul de humus și unele procese de solificare. Cunoscându-se afinitatea acestui microelement pentru argilă, putem conchide că valorile mai mari din solurile formate pe șisturi argiloase negre (*wildfliș*) sunt explicabile (medii ponderale cuprinse între 17,8–34 ppm). Datele din literatura de specialitate (*Irina Băjescu, Aurelia Chiriac*, 1984) indică și creșteri ale conținutului de cupru în orizonturile de acumulare a sescvioxizilor (Bs, Bhs). Materia organică are un rol deosebit de important în reținerea cuprului în sol, caracterizându-se printr-o capacitate ridicată de a forma combinații complexe. Fără a avea un caracter legic, datele de care dispunem indică conținuturi relativ ridicate, cu precădere în orizonturile de acumulare a materiei organice și la valori mai ridicate ale humusului. În ceea ce privește influența acidității, s-a constatat că reținerea cuprului este mai puternică în domeniul de pH 7–8, după care scade pe măsură ce reacția solului devine pronunțat acidă.

Conținutul de cupru total din solurile Masivului Rarău relevă un domeniu larg de variație (5–45 ppm), dar care este normal pentru solurile montane. După *Vinogradov* (1957), valoarea medie a conținutului de Cu din solurile de pe Terra este apreciată la cca. 20 ppm, motiv pentru care putem conchide că în cazul de față nu se manifestă cazuri de toxicitate pentru plante, mai ales că, peste 50% din acest microelement se găsește în forme insolubile, inaccesibile circuitului nutritiv.

Un alt microelement foarte important îl constituie zincul, care prezintă o importanță deosebită în numeroase procese biochimice din sol și plante. În general, zincul este predominant calcofil și are o mare afinitate pentru sulf. Dintre rocile întâlnite în Rarău, conținutul în zinc este mai ridicat în cazul celor metamorfice (în special, șisturile cristaline sericitoase), iar în siruașia depozitelor sedimentare doar marnele (33–50 ppm) și argilele (50–76 ppm) au conținuturi semnificative, în contrast cu conglomeratele (6 ppm), gresiile (16 ppm), calcare și dolomite (20–24 ppm) (după *Irina Băjescu, Aurelia Chiriac*, 1984).

În cazul profilelor aflate în discuție, se constată că distribuția zincului în rocile de constituție prezintă o mai largă variație în comparație cu cea a cuprului. Limitele de distribuție sunt situate între 15–75 ppm zinc. Conținutul de zinc total din solurile analizate indică valori cuprinse între 18–112 ppm, cu un maxim de frecvență de 30–60 ppm, apropiată de valoarea medie de 50 ppm, estimată de *Vinogradov* (1957) pentru solurile Terrei. Conținutul de zinc total din orizontul superior al solurilor analizate este substanțial mai mare, dar repartiția pe profil este

dependentă de natura materialului parental, alcătuirea granulometrică și tipul de evoluție pedogenetică. Mediile ponderale pe profil au valorile cele mai mari (50–70 ppm) în cazul depozitelor argiloase și al șisturilor argiloase negre (*wildfliș*), urmate de șisturile cristaline manganoase și sericitoase (63–70 ppm), calcare și dolomite (50–67 ppm), cuarțite negre (43–50 ppm) și gnaise oculare (31–42 ppm).

Ca remarcă generală, într-o secvență de soluri montane formate pe roci diferite, s-a constatat o tendință evidentă de scădere a conținutului total de zinc de la solurile brune eu–mezobazice la cele brune feriiluviale și podzoluri, în concordanță cu intensificarea proceselor globale de alterare și evoluție pedogenetică. Acest fapt poate fi pus în relație cu creșterea mobilității zincului concomitent cu scăderea pH-ului, eluvierea compușilor solubili, distrucția mineralelor argiloase. În condițiile în care conținutul de zinc extractibil reprezintă doar între 2,3–16,5% din rezerva totală, se poate aprecia că în solurile montane din Masivul Rarău nu se constată depășiri ale limitelor de toleranță, dar nici carențe care să necesite intervenția antropică.

Cel de-al treilea microelement analizat, plumbul, relevă conținuturi ale rocilor de solificare cuprinse între 0–25 ppm. De altfel, numeroasele analize ale laboratorului geochimic de la *Geomold* S.A. Câmpulung Moldovenesc, realizate în regiunea muntoasă din Bucovina, indică conținuturi mici de plumb atât pentru rocile metamorfice cât și pentru cele sedimentare. Prin comparație, plumbul din soluri este aproape de fiecare dată mai ridicat, limitele obișnuite de variație fiind situate între 0–35 ppm, excepțional mai mult, cum este cazul rendzinei tipice din vârfurile Adam și Eva, unde în orizontul Am concentrația atinge 53 ppm. Maximul de frecvență este situat în intervalul 15–20 ppm plumb, mai ridicat în la tipurile bogat humifere, formate pe calcare și dolomite. Majoritatea profilelor de sol se îmbogățesc treptat în plumb și, doar întâmplător, în anumite orizonturi (preponderent nisipo–lutoase) concentrațiile sunt mai mici decât în rocă. Concentrația relativă ajunge la valori reduse în cazul solurilor evoluate pe roci sărace și crește pe depozitele mai bogate în acest microelement.

Pe ansamblu, se înregistrează o tendință de creștere a conținutului de Pb total în orizonturile de acumulare a materiei organice, majoritatea acestora având valori apropiate de 20–30 ppm. Dacă în cazul cuprului și zincului se constată o relație directă cu fracțiunea argiloasă, pentru plumb, afinitatea pentru mineralele argiloase scade. Conținuturile solurilor în Pb total sunt apropiate de cele întâlnite pe plan mondial (ușor mai scăzute), fără însă a crea carențe sau toxicități pentru vegetația ierboasă și forestieră.

Din examinarea limitelor de variație și a maximelor de frecvență ale conținuturilor de cupru, zinc și plumb se constată că în soluri se pune în evidență trecerea de la vechiul echilibru mineralogic (specific rocilor) la un altul nou, pedogenetic. O dată cu începutul alterării rocilor, rețelele alumo–silicaților și a altor minerale componente suferă transformări profunde și se distrug. Noii copuși devin liberi, intră în reacții bio–geochimice complexe, în forme diferite specifice depozitelor de solificare. Microelementele aflate în structura unor minerale aparte sau disparate în masa rocii tind și ele către o nouă distribuție, în conformitate cu

specificitatea proceselor pedogenetice. În aceste condiții, microelementele din solurile Masivului Rarău se concentrează în cantități normale, raportate la natura chimico–mineralogică a rocii, alcătuirea granulometrică, conținutul de humus ș.a., însușiri care sunt în concordanță cu stadiul evolutiv al solurilor.

8.4. DISTRIBUȚIA SPAȚIALĂ ȘI ÎNSUȘIRILE SOLURILOR DIN MASIVUL RARĂU

8.4.1. Material și metodă

Pentru analiza distribuției spațiale și a proprietăților solurilor s-a procedat la o cartare a întregului perimetru studiat, susținută prin deschiderea a peste 120 profile de sol în anii 1978, 1980, 1984–1985, 1987 și 1992. Datele proprii au fost comparate cu cele din literatura de profil și cu ale altor autori *(N. Geambașu*, 1984), iar în anumite situații, unele profile au fost interpretate prin consultarea unor specialiști.

Diagnoza și încadrarea taxonomică s-au realizat în conformitate cu *Sistemul român de clasificare a solurilor*, ICPA București (1980) și *Metodologia elaborării studiilor pedologice*, București, 1987, operânduse cu nivelele taxonomice ale clasificării de rang superior (clasă, tip, subtip), în vederea elaborării hărții solurilor sc. 1/25.000. În măsura în care acest lucru a fost necesar, s-a procedat chiar și la introducerea unor subtipuri noi, simple sau combinate, care însă nu de fiecare dată se regăsesc la scara hărții, datorită suprafețelor restrânse pe care le ocupă.

Informația primară, obținută prin cercetări de teren, a fost completată și cu analize fizico–chimice, efectuate în cadrul laboratoarelor de specialitate de la Stațiunea *Stejarul Piatra Neamț*, *OSPA Neamț*, *Facultatea de Geografie și Geologie Iași*, iar în cazuri speciale s-au realizat unele determinări la *ICPA București*. Pentru încadrarea taxonomică și caracterizarea fizico–chimică a solurilor au fost necesare determinări ale reacției (metoda potențiometrică), carbonaților (gaz–volumetric – calcimetru *Scheibler*), humusului (oxidare umedă și dozare titrimetrică *Walkley–Black*), sumei cationilor bazici de schimb (metoda *Kappen*), acidității totale de schimb (la pH 8,3), calculându-se valorile capacității totale de schimb cationic (T) și ale gradului de saturație în baze (V). Texturile s-au stabilit pe baza analizei granulometrice (metoda cernerii umede și a pipetării), iar pentru unii parametri fizici s-au recoltat probe în așezare nemodificată, cu ajutorul cilindrilor metalici.

Pentru profilele principale, gama determinărilor chimice s-a lărgit, realizându-se analize complexe privind cationii bazici de schimb (Ca, Mg, Na, K), elementele minerale nutritive (N total, K_2O și P_2O_5 mobil), Fe total și liber, Al mobil, formele de azot (NO_2, NO_3, NH_4), Cl, potențialul redox. Analiza calitativă a materiei organice a cuprins determinări ale carbonului organic total (C_t), carbonului extractibil (C_{ext}), fracțiunilor humice: acizii huminici (C_{AH}), acizii fulvici (C_{AF}), humine (C_H). În vederea determinării componenților humusului s-a utilizat metoda elaborată de *M. M. Kononova* și *N. P. Belcikova* (1956). Pentru confruntări și

comparații s-au preluat din literatura de specialitate date fizico–chimice ale unor profile de sol realizate în alte regiuni montane, dar și analize chimico–mineralogice ale principalelor tipuri de roci din sinclinalul Rarău–Breaza (*V. Erhan*, 1974; *Tr.Idriceanu* și colab., 1966) și din Hăghimaș (*C. Catană*, 1989).

8.4.2. Distribuția spațială și însușirile solului

Manifestarea diferită ca sens și intensitate a factorilor de solificare a determinat direcții diferite în pedogeneză și, ulterior, în evoluția solurilor, ceea ce are drept rezultat aspectul mozaicat al învelișului de sol. Această diversitate este subordonată dar și dependentă de poziția pe care o ocupă Masivul Rarău în ansamblul Carpaților Orientali, corespunzând unității pedogeografice a zonei cristalino–mezozoice.

Cartarea solurilor s-a realizat în baza *Sistemului român de clasificare a solurilor*, I. C. P. A. București, 1980, utilizându-se clasificația morfogenetică ale cărei elemente definitorii sunt orizonturile de diagnostic și caracterele specifice (diagnostice). Criteriile specifice de clasificare au fost corelate cu principiile zonalității anumitor elemente ale cadrului fizico–geografic. Din această îmbinare a rezultat harta solurilor Masivului Rarău, delimitându-se tipuri și subtipuri de sol care aparțin următoarelor clase: molisoluri, cambisoluri, spodosoluri, umbrisoluri, soluri neevoluate, trunchiate și desfundate (vezi harta solurilor).

8.4.2.1. Molisolurile

Această clasă de soluri grupează în special tipuri și subtipuri zonale specifice zonelor de stepă și silvostepă. Prin definirea orizontului Am diagnostic (valori și crome mai mici de 3,5 la materialul în stare umedă), sistemul actual de clasificare include și solurile litomorfe formate pe roci calcaroase și carbonatice, respectiv rendzine și pseudorendzine. În ceea ce ne privește, considerăm că, sub aspect genetico–evolutiv, rendzinele și pseudorendzinele aparțin grupei solurilor litomorfe, unde influențele introduse de compoziția chimico–mineralogică a rocii sunt esențiale, dar pentru a adopta un punct de vedere unitar în clasificarea și cartarea solurilor am optat pentru clasa molisoluri în conformitate cu *Sistemul român de clasificare a solurilor*, ICPA București, 1980.

Solurile litomorfe sunt legate de aflorimentele calcaro–dolomitice și depozitele de versant derivate din acestea, care imprimă pedogenezei o serie de caractere specifice. Pe aceste roci și materiale parentale se formează rendzine, soluri care participă cu un procent destul de ridicat (cca. 10%) la alcătuirea învelișului de soluri. Situațiile cele mai reprezentative pentru formarea rendzinelor sunt specifice părții centrale a masivului și flancurilor dolomitice ale sinclinalului mezozoic. Pe ansamblu, solurile de acest tip prezintă o gamă largă de manifestare a însușirilor morfologice și fizico–chimice, la nivel de subtip întâlnindu-se întreaga serie evolutivă (rendzine litice, tipice, cambice).

a) Rendzinele tipice (RZti) sunt soluri cu profile de tip Am–Am/Rrz–Rrz, cu un orizont Am bine definit sub aspectul grosimii (10–25 cm), în culori negricioase

(10YR 2/1–3/2), structură glomerular–grăunțoasă și o textură preponderent mijlocie (LL–LP) sau fină (TT–TP). Însușirile chimice sunt dependente de nivelul altitudinal, tipul de vegetație și relief. Reacția solului poate coborî până la valori moderat acide în Am, la altitudini de peste 1550 m (pH 5,7–5,9), dar, cel mai adesea, este slab acidă (pH 5,9–6,8), apoi neutră în orizontul de tranziție și slab alcalină (pH 7,1–8,1) în baza profilului de sol. Rendzinele tipice se caracterizează printr-un conținut ridicat de humus de tip mull calcic (18–28%), sunt foarte bine aprovizionate în N_{total} (legat de materia organică humificată), au conținuturi mijlociu–mari de fosfor și potasiu mobil. Cationii bazici de schimb sunt preponderent din cei de Ca^{2+}, în cazul rendzinelor calcaroase, Ca^{2+} și Mg^{2+}, la cele dolomitice. Gradul de saturație în baze este cuprins între 70–90% la înălțimi mai mari de 1500 m și 90–100% la nivele altitudinale reduse. De regulă, gradul de saturație în baze crește rapid spre baza profilului, unde solul este complet saturat în elemente bazice (V=100%). Principalele însușiri fizico–mecanice și chimice sunt redate în tabelul 67, iar dinamica pe profil a tuturor acestor parametri este prezentată în fig. 46–49.

Tabelul 67

Profil nr.4/84. Rendzină tipică (1640 m). Însușiri fizico–mecanice și chimice

Orizont		Am	Am/Rrz	Rrz(A)
Adâncime (cm)		0-25	25-40	40-60
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng	3,41	3,64	2,75
	Nf	28,12	27,90	28,12
	P I	16,83	16,05	18,83
	P II	19,50	19,80	19,25
	A	32,14	32,61	31,05
	Txt	LP	LP	LP
pH		5,8	7,0	7,4
Carb.(%)		-	0,70	8,96
C org.(%)		16,39	12,67	1,53
Humus (%)		28,26	21,84	2,64
Nt(%)		0,84	0,58	0,15
C/N		19,51	21,84	10,20
P_2O_5	mobil (ppm)	36	31	21
K_2O		212	202	181
S_B	me/100g sol	32,0	78,0	100,0
S_H		13,3	11,5	0,0
T		45,3	89,5	100,0
V%		70,64	87,15	100,00
Ca	me/100g sol	24,44	70,03	89,21
Mg		5,92	6,14	8,52
Na		0,49	0,62	0,95
K		1,15	1,21	1,32
Fe				
Al mobil(mg)				

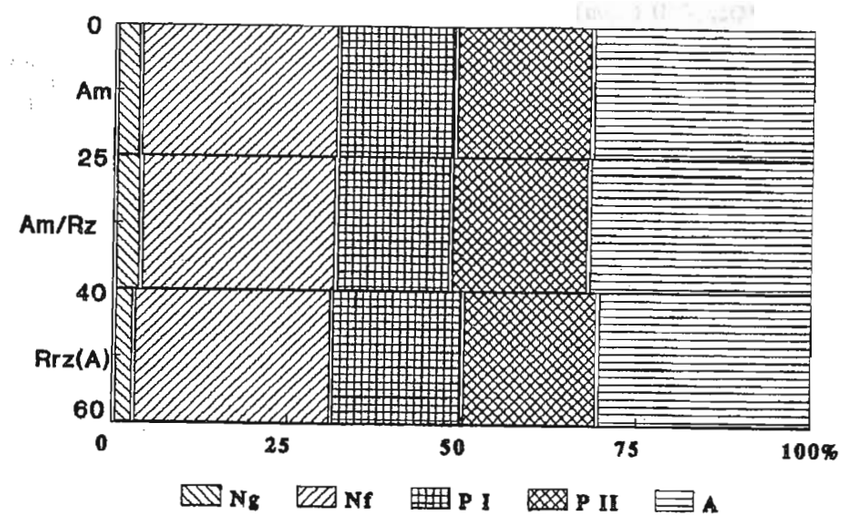


Fig. 48. Profil nr. 4/84. Rendzină tipică. Reprezentarea grafică a texturii.

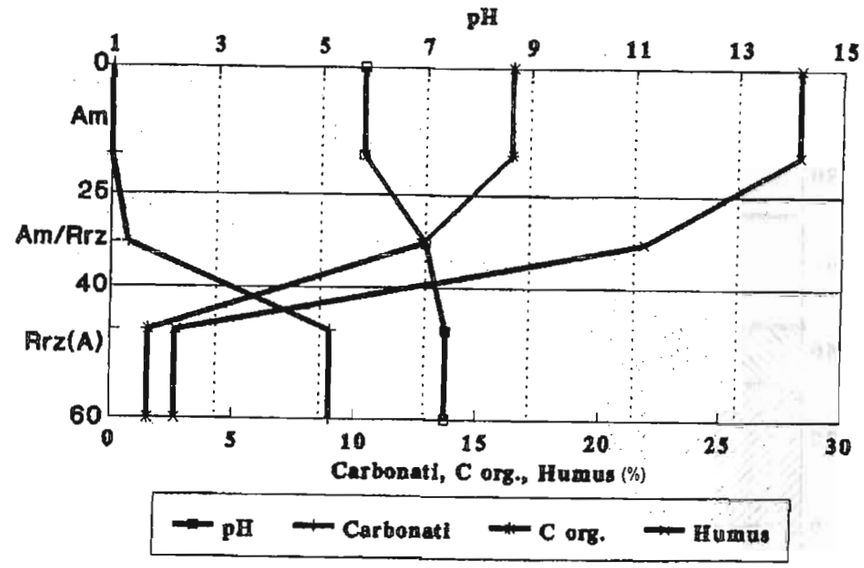


Fig. 49. Profil nr. 4/84. Rendzină tipică. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului și carbonaților.

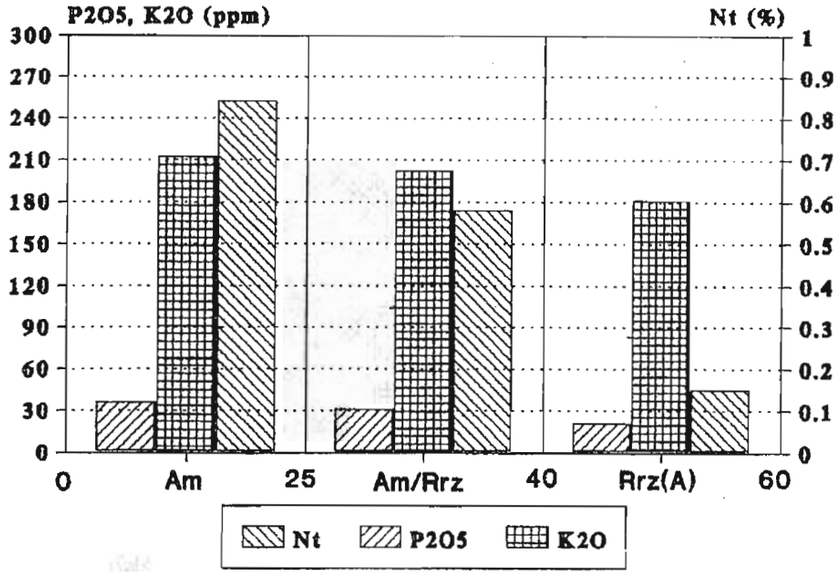


Fig. 50. Profil nr. 4/84. Rendzină tipică. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

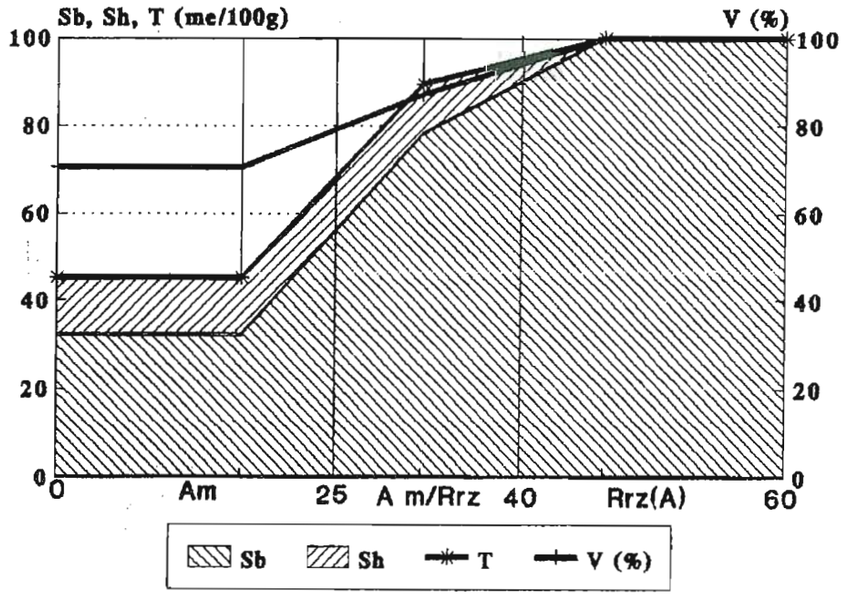
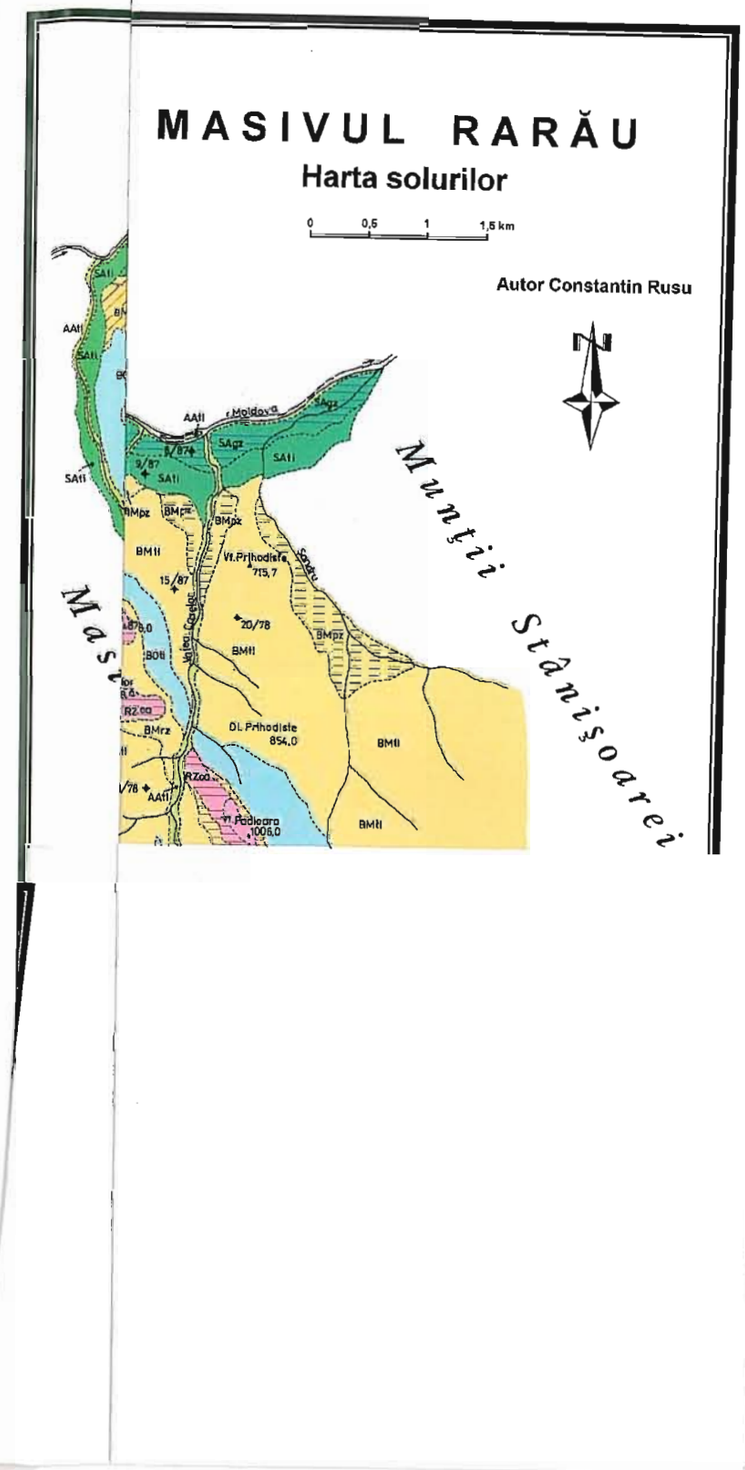


Fig. 51. Profil nr. 4/84. Rendzină tipică. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.



ɪrmic înclinaţi de pe
ɔasă), unde îmbracă

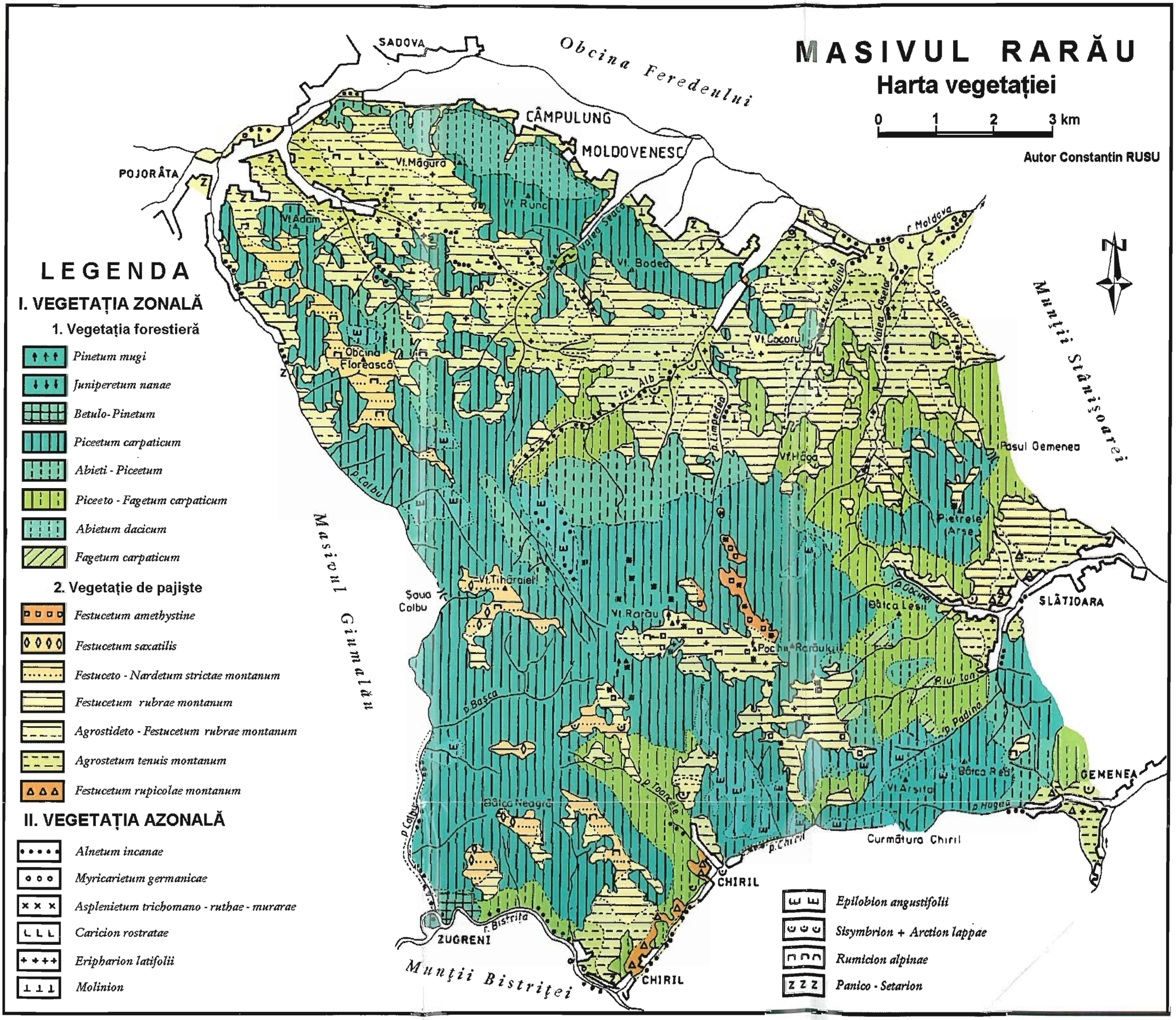
şi s-au format pe
calcaroase, dar şi
relief. Pe măsură ce
ɪuperior, se creează
ɪr de fier care dau o
ɪfologia rendzinelor
la incipient la bine

ɪexturilor lutoase şi
e pe profil. O parte
ce actuale iar o altă
imice de sol variază
nale (700–1650 m),
zontul Am oscilează
ɔnţinutul în materie
d mullul calcic, mai
ɪxul adsorbtiv este
ɪaze rămâne eubazic
elemente minerale
ı nivelul orizontului
l.

pe dolomite triasice
ul Secular Slătioara
ɪ sunt prezentate în
9.

rânse, fiind asociate
reduse ca întindere,
, Piatra Zimbrului,
Rarăului (rendzine
ɪifică haosurilor de
ɪă a Vârfului Rarău.
tul de tranziţie, sub
rofilele cu vegetaţie
anice, cu grosimi de

ilor prezintă valori
litieră, format sub o
liu acide (5,7–5,8).
ıat pe flancul vestic


MASIVUL RARĂU
Harta vegetației
0 1 2 3 km
Autor Constantin RUSU
LEGENDA
I. VEGETAȚIA ZONALĂ
1. Vegetația forestieră
Pinetum mugi
Juniperetum nanae
Betulo-Pinetum
Piceetum carpaticum
Abieti - Piceetum
Piceeto - Fagetum carpaticum
Abietum dacicum
Fagetum carpaticum
2. Vegetație de pajiște
Festucetum amethystine
Festucetum saxatilis
Festuceto - Nardetum strictae montanum
Festucetum rubrae montanum
Agrostideto - Festucetum rubrae montanum
Agrostetum tenuis montanum
Festucetum rupicolae montanum
II. VEGETAȚIA AZONALĂ
Alnetum incanae
Myricarietum germanicae
Asplenietum trichomano - ruthae - murarae
Caricion rostratae
Eripharion latifolii
Molinion
Epilobion angustifolii
Sisymbrion + Arction lappae
Rumicion alpinae
Panico - Setarion
SADOVA
Obcina Feredeului
CÂMPULUNG
MOLDOVENESC
POJORÂTA
Vf. Măgura
Vf. Runc
Vf. Adam
Valea Seacă
Vf. Bodea
r. Moldova
Izv. Malului
Valea Caselor
p. Șandru
Vf. Cocorul
Obcina Florească
Izv. Alb
p. Limpedea
Vf. Hăga
Pasul Gemenea
Munții Stânișoarei
p. Colbu
Masivul Giumalău
Pietrele Arse
Vf. Tihăraiel
Șaua Colbu
Vf. Rarău
Pochii Rarăului
Bâtca Lesii
SLĂTIOARA
p. Basca
p. Padina
Bâtca Rea
Vf. Arșita
GEMENEA
p. Hagea
Bâtca Neagră
p. Toancele
p. Chiril
Curmătura Chiril
CHIRIL
r. Bistrița
ZUGRENI
Munții Bistriței
CHIRIL

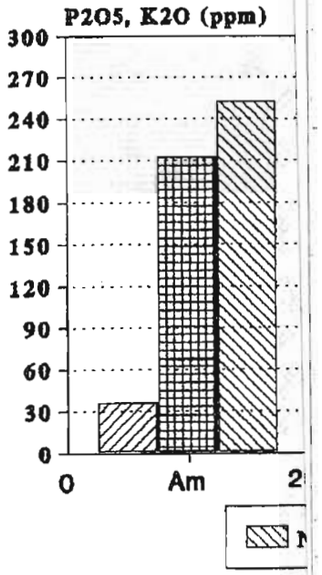


Fig. 50. Profil nr. 4/84. Rendzină

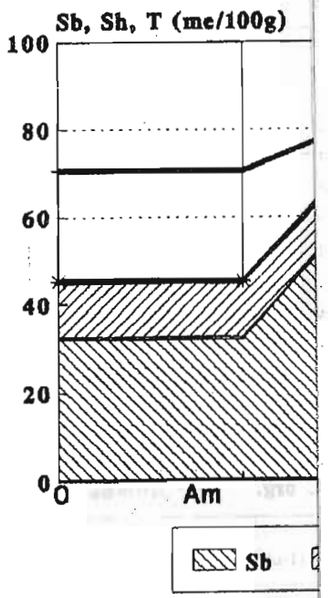


Fig. 51. Profil nr. 4/84. Rendzin

Rendzinele tipice sunt frecvent întâlnite pe versanții puternic înclinați de pe flancurile sinclinalului (dolomitice) şi în partea centrală (calcaroasă), unde îmbracă forme de relief variate.

b) Rendzinele cambice (RZca) provin din cele tipice şi s-au format pe materiale parentale constituite din calcare, dolomite, brecii calcaroase, dar şi produsele lor de dezagregare şi alterare, în condiții diferite de relief. Pe măsură ce carbonatul de calciu este solubilizat şi spălat din orizontul superior, se creează condiții pentru alterarea silicaților primari, cu formarea oxizilor de fier care dau o culoare brun–ruginie profilului de sol. În aceste condiții, morfologia rendzinelor cambice este de tip Am–Am/Bv–Bv–Rrz. Orizontul Bv este de la incipient la bine dezvoltat şi înglobează cantități însemnate de schelet (30–50%).

Sub aspect textural, se remarcă frecvența deosebită a texturilor lutoase şi luto–prăfoase în Am şi luto–argiloase sau luto–argilo–prăfoase pe profil. O parte din argila suplimentară din Bv provine din procese pedogenetice actuale iar o altă parte este moştenită din vechiul material parental. Analizele chimice de sol variază într-un spectru larg, datorită situării la diferite poziții altitudinale (700–1650 m), diversității condițiilor de solificare. Pe ansamblu, reacția în orizontul Am oscilează între 5,9 şi 7,9, iar pe profil este cuprinsă între 6,6 şi 8,1. Conținutul în materie organică este ridicat (15–27%), tipul majoritar de humus fiind mullul calcic, mai rar, mull–moderul, local întâlnindu-se şi moderul. Complexul adsorbtiv este dominat de cationii de Ca^{2+} şi Mg^{2+} iar gradul de saturație în baze rămâne eubazic (rar, mezobazic). Sub aspectul aprovizionării solului cu elemente minerale nutritive, remarcăm conținuturile ridicate de N_{total}, mai ales, la nivelul orizontului Am, asigurarea optimă cu fosfor mobil şi mare cu potasiu mobil.

Pentru exemplificare, au fost alese două profile, formate pe dolomite triasice (profil 22/80) şi calcare cretacice (profil 5/87), situate în Codrul Secular Slătioara (960 m altitudine) şi platoul Rarău (1620 m). Datele analitice sunt prezentate în tabelele 68 şi 69, iar reprezentările grafice în fig. 52–55 şi 56–59.

c) Rendzinele litice (RZls) ocupă suprafețe mult mai restrânse, fiind asociate frecvent cu cele tipice. În Masivul Rarău se întâlnesc pe areale reduse ca întindere, în masivele calcaroase din partea centrală: Piatra Şoimului, Piatra Zimbrului, Pietrele Doamnei şi Vârful Rarău, dar şi în Pochii de Jos ai Rarăului (rendzine litice dolomitice). Asocierea cu rendzinele tipice este specifică haosurilor de blocuri de pe fațada sudică a Pietrelor Doamnei şi clina nordică a Vârfului Rarău. Aceste soluri prezintă un profil scurt, cu un orizont Am şi altul de tranziție, sub care se află roca (Rrz), în intervalul 20–50 cm adâncime. La profilele cu vegetație forestieră, orizontul Am este precedat de succesiunea celor organice, cu grosimi de 5–10 cm.

Sub aspectul însuşirilor chimice, majoritatea parametrilor prezintă valori apropiate de cele ale rendzinelor tipice. În cazul orizontului de litieră, format sub o vegetație forestieră, reacția poate coborî până la valori mediu acide (5,7–5,8). Pentru exemplificare am ales profilul nr. 3/80 (tabelul 70), situat pe flancul vestic al sinclinalului, în preajma Schitului Rarău (fig. 60–63).

Tabelul 68

Profil nr.22/80. Rendzină cambică dolomitică (960 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Ol	Of	Oh	Am	Am/Bv+R	Bv_1+R	Bv_2+R
Adâncime (cm)		18-13	13-8	8-0	0-11	11-20	20-41	41-76
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng				9,41	3,83	5,53	4,24
	Nf				29,15	28,80	28,10	28,00
	P I				16,58	18,10	16,36	16,10
	P II				14,72	16,67	15,29	15,40
	A				30,14	32,60	34,72	32,26
	Txt				LL	LP	TT	TT
pH				5,9	6,6	6,8	6,9	7,2
Carb.(%)					-	-	-	-
C org.(%)				21,20	9,77	8,02	1,92	1,39
Humus (%)				36,55	16,84	13,95	3,31	2,40
Nt(%)				0,71	0,65	0,55	0,17	0,13
C/N				29,86	15,03	14,58	11,29	10,69
P_2O_5	mobil (ppm)			28	23	20	18	10
K_2O				182	166	168	150	192
S_B	me/100g sol			31,16	28,26	31,55	21,97	23,59
S_H				8,8	6,7	4,1	2,5	2,4
T				39,96	34,36	35,65	24,47	25,99
V%				77,98	80,83	89,49	89,78	90,76
Ca	me/100g sol				21,2	24,4	15,6	16,0
Mg					6,8	6,8	6,0	6,4
Na					0,18	0,27	0,30	1,10
K					0,08	0,08	0,07	0,09
Fe								
Al mobil(mg)								

Tabelul 69

Profil 5/87. Rendzină cambică calcaroasă (1620 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Aţ	Am	Am/Bv	Bv_1	Bv_2/R
Adâncime (cm)		5-0	0-18	18-29	29-51	51-70
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng		5,10	3,52	2,70	0,96
	Nf		30,16	29,20	28,41	26,61
	P I		14,69	13,44	13,60	13,05
	P II		18,17	18,72	19,15	19,66
	A		31,88	35,12	36,14	39,72
	Txt		LP	TT	TT	TT
pH			5,9	6,6	7,3	7,8
Carb.(%)			-	-	-	8,0
C org.(%)			8,96	5,98	4,57	2,60
Humus (%)			15,44	10,31	7,88	4,48
Nt(%)			0,44	0,28	0,17	0,09
C/N			20,36	21,36	26,88	28,89
P_2O_5	mobil (ppm)		38	32	19	15
K_2O			234	216	185	169
S_B	me/100g sol		33,48	40,96	42,54	48,69
S_H			5,6	4,8	3,8	0,0
T			39,08	45,76	46,34	48,69
V%			85,67	89,51	91,80	100,0
Ca	me/100g sol		30,4	33,6	35,4	42,6
Mg			1,43	5,74	5,50	4,30
Na			0,48	0,46	0,51	0,56
K			0,17	1,16	1,13	1,23
Fe						
Al mobil(mg)			0,35	0,23	0,0	0,0

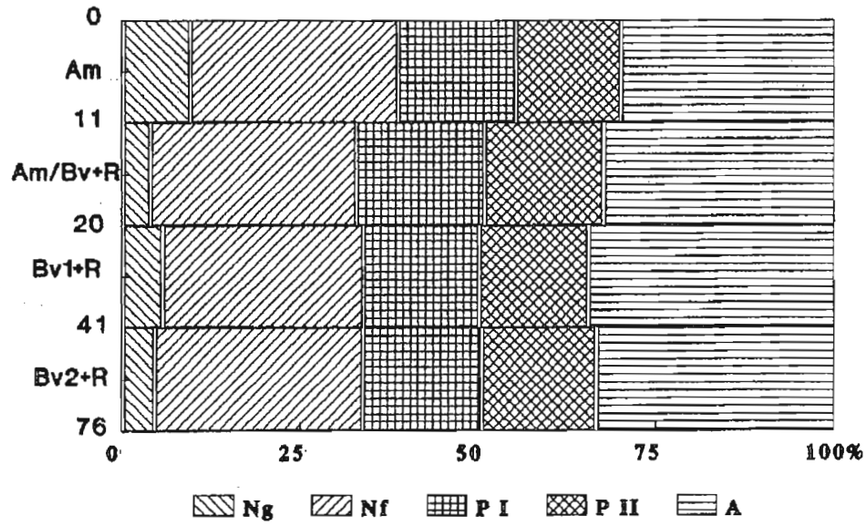


Fig. 52. Profil nr. 22/80. Rendzină cambică dolomitică. Reprezentarea grafică a texturii.

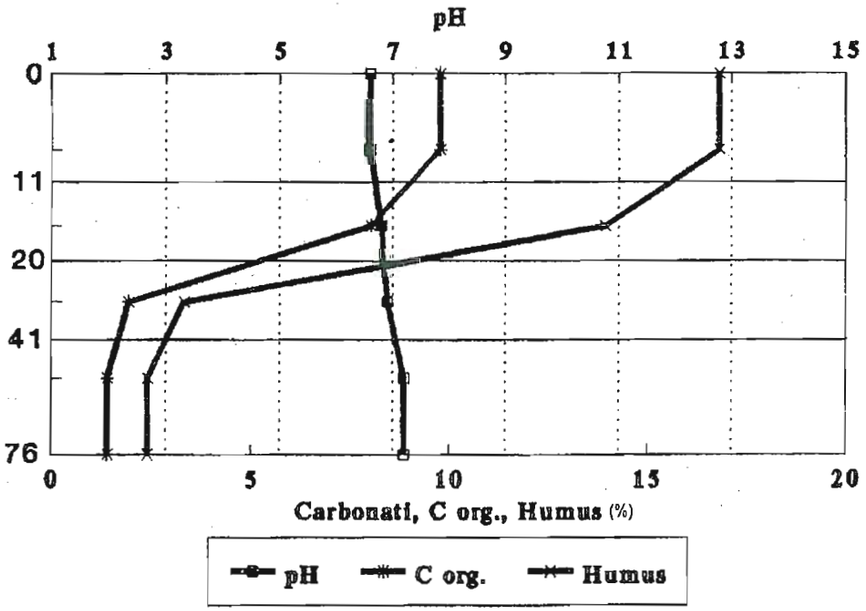


Fig. 53. Profil nr. 22/80. Rendzină cambică dolomitică. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

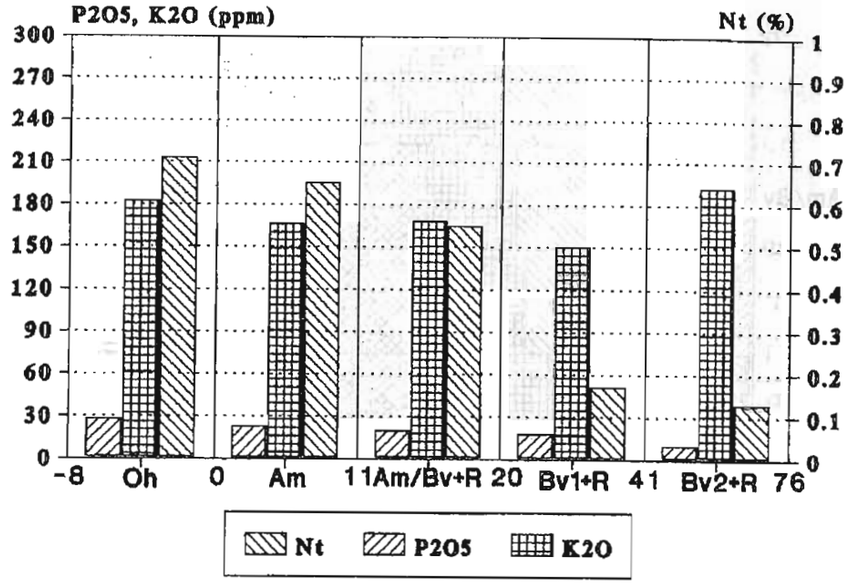


Fig. 54. Profil nr. 22/80. Rendzină cambică dolomitică. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

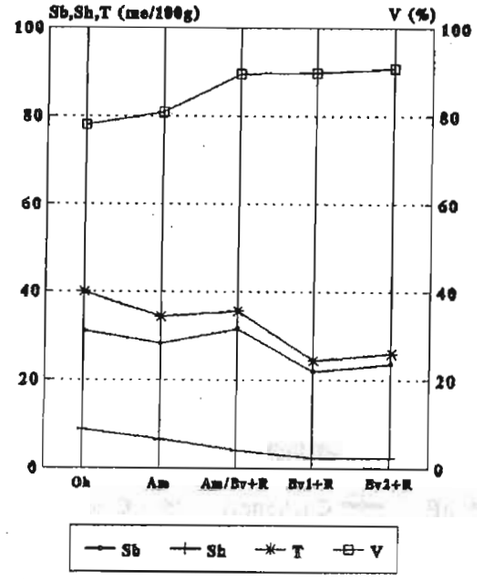


Fig. nr. 55. Profil nr. 22/80. Rendzină cambică dolomitică. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

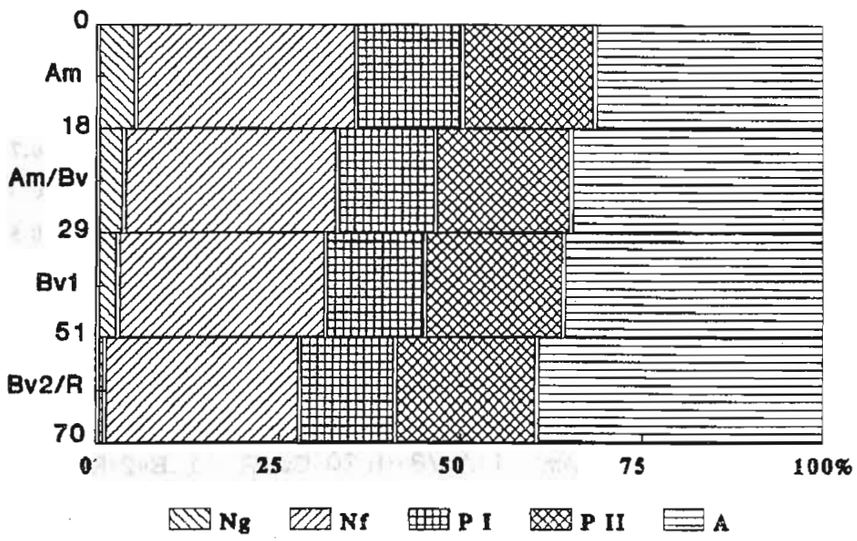


Fig. 56. Profil nr. 5/87. Rendzină cambică calcaroasă. Reprezentarea grafică a texturii.

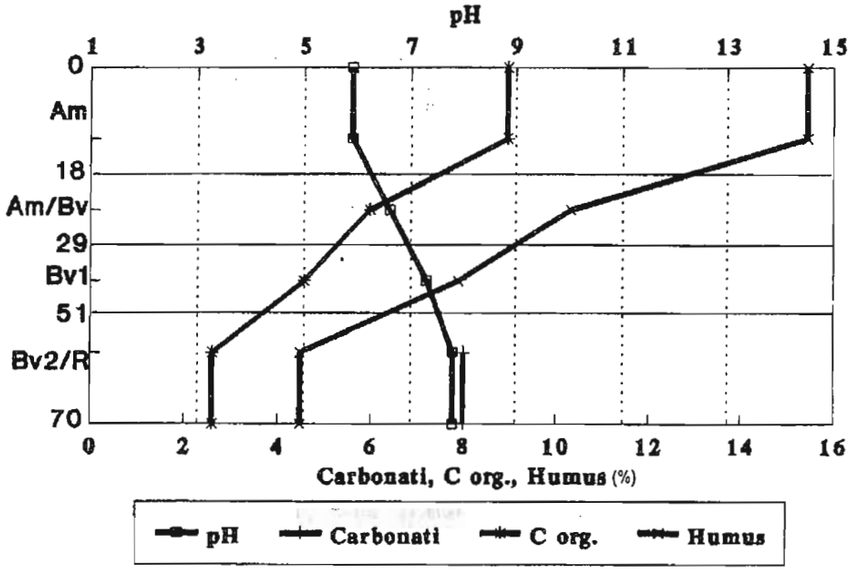


Fig. 57. Profil nr. 5/87. Rendzină cambică calcaroasă. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

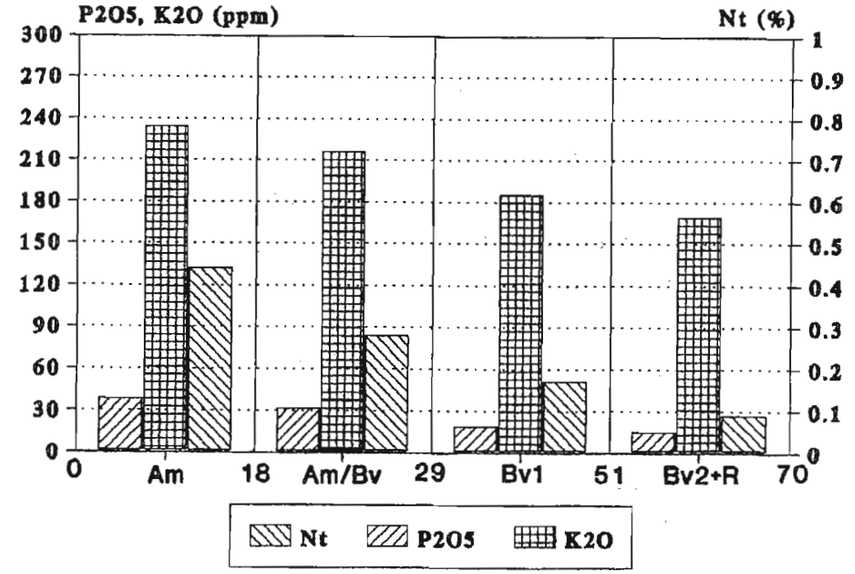


Fig. 58. Profil nr. 5/87. Rendzină cambică calcaroasă. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

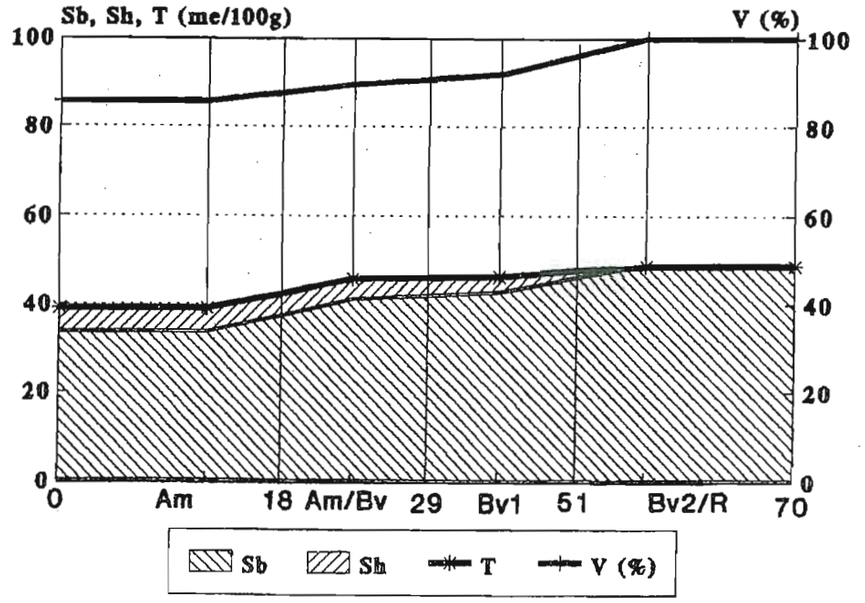


Fig. 59. Profil nr. 5/87. Rendzină cambică calcaroasă. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

Tabelul 70

Profil nr.3/80. Rendzină litică (1200 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Ol	Oh	Am	Am/Rrz	Rrz
Adâncime (cm)		7-3	3-0	0-18	18-27	27-40
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng			6,75	4,83	
	Nf			30,15	31,62	
	P I			11,44	10,95	
	P II			19,61	20,16	
	A			32,05	32,44	
	Txt			LL	LL	
pH		5,8	6,4	7,4	7,9	8,0
Carb.(%)			-	-	20,80	70.12
C org.(%)			22,1	8,23	2,25	
Humus (%)			38,10	14,19	3,88	
Nt(%)			0,74	0,48	0,15	
C/N			29,86	17,15	15,00	
P_2O_5	mobil (ppm)		34	24	19	
K_2O			195	223	204	
S_B	me/100g sol		84,0	95,0	96,0	100,0
S_H			1,4	0,5	0,0	0,0
T			85,4	95,5	96,0	100,0
V%			98,36	99,47	100,0	100,0
Ca	me/100g sol		68,97	78,01	79,09	83,26
Mg			14,22	16,15	15,84	15,68
Na			0,39	0,49	0,62	0,58
K			0,42	0,35	0,45	0,48
Fe						
Al mobil(mg)						

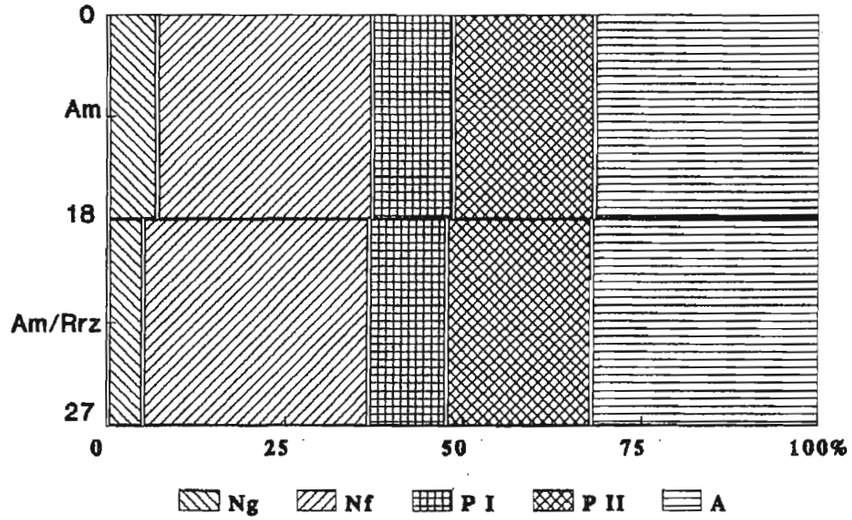


Fig. 60. Profil nr. 3/80. Rendzină litică. Reprezentarea grafică a texturii.

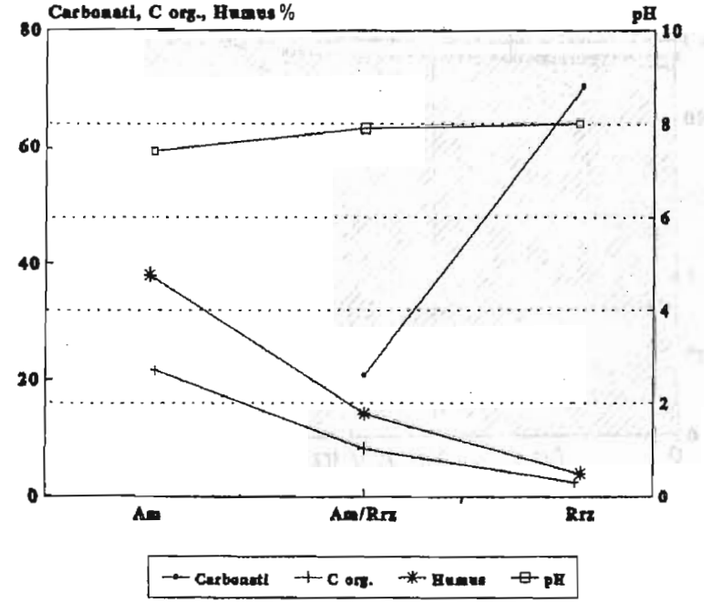


Fig. 61. Profil nr. 3/80. Rendzină litică. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

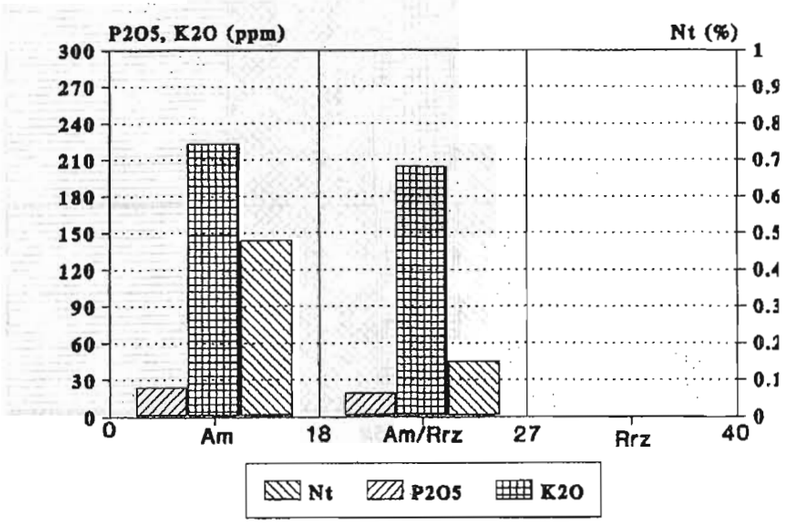


Fig. 62. Profil nr. 3/80. Rendzină litică. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

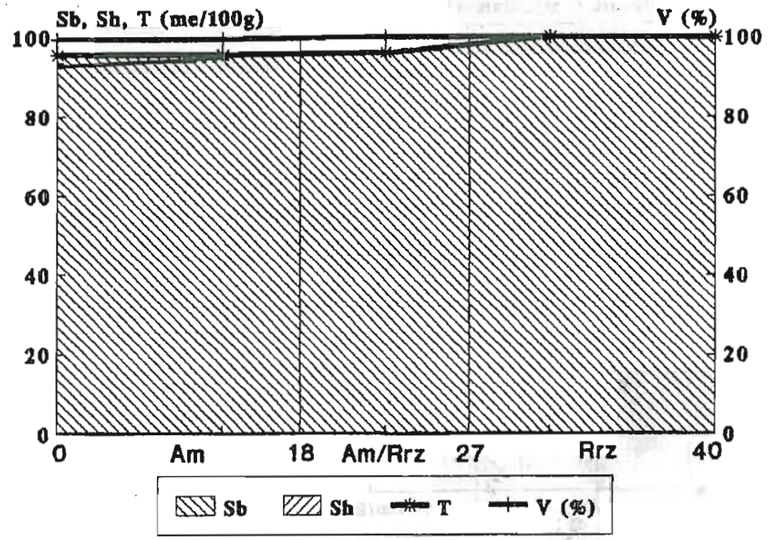


Fig. 63. Profil nr. 3/80. Rendzină litică. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

Fertilitatea solurilor litomorfe rendzinice este foarte diferită, deşi aprovizionarea cu elemente nutritive corespunde cerinţelor ecosistemelor pastorale şi silvice, iar proprietăţile chimice apar relativ omogene. Diferenţierile de care aminteam sunt dictate de valorile volumului edafic util şi, implicit, de conţinutul de

schelet, la care se adaugă regimul de umiditate şi temperatură. Rendzinele tipice (şi litice), poziţionate la partea superioară a versanţilor însoriţi şi pe platourile calcaroase, cu un conţinut ridicat de schelet şi grosime fiziologică redusă, sunt supuse unui permanent regim alternant de umiditate şi temperatură. Deficitul de umiditate din partea a doua a verii şi, implicit, nutriţia deficitară în azot, constituie puternici factori limitativi ai fertilităţii. În aceste condiţii, vegetaţia forestieră este mult mai slab productivă, dezvoltându-se arborete rare cu deficienţe de creştere, dar şi asociaţii vegetale ierboase calcifile şi xerofile. Situaţia este asemănătoare şi în cazul rendzinelor litice, unde, indiferent de expoziţie şi regimul de umiditate, volumul edafic util extrem de redus creează disfuncţii de nutriţie şi creştere. În consecinţă, la altitudini de peste 1200 m se dezoltă arborete de conifere cu talie mai joasă, având o creştere îngreunată şi un volum redus de biomasă.

Pentru situaţiile în care rendzinele se formează la altitudini mai joase, pe versanţi umbriţi, grosimea orizontului Am creşte până la valori de 30–40 cm, scheletul este concentrat în profunzime, în timp ce rezervele suplimentare de apă menţin solul la un regim reavăn–jilav cea mai mare parte a ciclului de vegetaţie. În atare condiţii, rendzinele tipice şi, îndeosebi, cele cambice sunt mult mai productive, fiind ocupate de arborete din clasele mijlocii şi superioare de productivitate, cu o floră de mull (molidişuri cu *Dentaria* şi *Oxalis*), mull–moder (molidişuri cu *Oxalis* şi *Vaccinium*), mai rar, moder. Topoclimatele de adăpostire, pot genera asociaţii forestiere deosebit de viguroase, aparţinând coniferelor şi pădurilor de amestec, cum este cazul unor perimetre din Codrul Secular Slătioara.

8.4.2.2. Cambisolurile

Această clasă de soluri constituie fondul dominant al învelşului pedologic, întrunind condiţiile de formare în etajul montan inferior şi, local, mijlociu. Cambisolurile sunt legate de complexele litostratigrafice marno–argilo–şistoase ale *wildflişului*, dar se întâlnesc şi pe grezo–conglomeratele de Muncelu şi Stratele cu Aptychus, mai rar, pe depozite puternic carbonatice (la altitudine mare), cât şi pe şisturi cristaline (în baza treptei de relief).

Frecvenţa deosebită în teritoriu a cambisolurilor (peste 50% din fondul pedologic) apropie foarte mult Masivul Rarău de unităţile muntoase din jur (Obcinele Bucovinei, Munţii Stânişoarei), care aparţin flişului est–carpatic. Deşi acest lucru este extrem de evident, diferenţierile majore care individualizează repartiţia solurilor în Rarău constau din ecartul altitudinal pe care tipurile care formează această clasă îl ocupă în asamblajul reliefului, cu specificităţi proprii, în funcţie de complexul morfo–litostratigrafic şi tectonic. Dacă în munţii flişului, etajul pedo–cambic ocupă aproape în totalitate spaţiul montan, cu o exprimare foarte clară în altitudine (soluri brune eu–mezobazice în treapta inferioară şi brune acide la partea superioară a reliefului), în Rarău, cambisolurile eu–mezobazice pot urca la altitudini de 1400–1550 m (uneori chiar 1600 m), după cum, solurile brune acide se pot situa şi în baza reliefului, la altitudini de numai 700–800 m (partea vestică a masivului, în arealul şisturilor cristaline). Din acest punct de vedere, Masivul Rarău se diferenţiază net de munţii flişului, dar şi de unităţile cristaline

(Suhard, Giumalău, Bistriței), unde omogenitatea învelișului de sol este evidentă și legitățile etajării altitudinale sunt clar conturate.

Cambisolurile ocupă aproape în totalitate compartimentele depresionare (Pojorâta, Valea Seacă, Izvorul Alb–Limpedea), cu perimetre însemnate în sudul regiunii (bazinul râului Chiril), în est (Bâtcile Slătioarei), Măgurile Câmpulungului (Runc, Măgura, Bodea, Cocorul), dar și cu apariții sporadice în vestul extrem (Izvorul Giumalăului) și în partea centrală înaltă.

Dintre cele trei unități taxonomice (tipuri) care compun această clasă, în regiunea de care ne ocupăm cambisolurile sunt reprezentate prin soluri brune eu–mezobazice și brune acide.

a) Solurile brune eu–mezobazice (BM) sunt cele mai frecvent întâlnite în bazinele depresionare Fundu Pojorâtei, Valea Seacă și Izvorul Alb–Limpedea, dezvoltate pe substratul marno–argilos cu blocuri și brecii calcaroase ale *wildflișului*, în Măgurile Câmpulungului și în estul teritoriului, unde formează o bandă continuă între Valea Caselor și Slătioara, continuându-se, compact, în Munții Stânișoarei. Pe suprafețe mai mici, au apariții insulare în partea centrală a masivului și în preajma Schitului Rarău (pârâul Toancele), condiționate de prezența unor depozite eluvio–deluvio–coluviale, în care materialul marno–calcaro–dolomitic predomină accentuat.

Dispunerea solurilor eu–mezobazice în altitudine este dictată de natura materialului parental și a rocii subiacente. În mod frecvent, pe materiale cu un chimism neutral–ușor alcalin (cum este cazul rocilor flișoide sau a celor din umplutura sinclinalului mezozoic al Rarăului), solurile brune eu–mezobazice urcă frecvent până la 1200–1300 m dar, local, sunt întâlnite și la înălțimi de 1500–1550 m. Prezența acestui tip de sol la această altitudine se explică prin conținutul ridicat al rocilor în elemente bazice sau prin îmbogățirea constantă a depozitului de solificare în cationi de Ca^{2+} și Mg^{2+}, proveniți din masele și depozitele calcaro–dolomitice situate în apropiere.

Complexitatea factorilor pedogenetici și manifestarea unor procese specifice de pedogeneză au imprimat însușiri diferite care se regăsesc la nivel de subtip. Sistematica solurilor brune eu–mezobazice din Masivul Rarău cuprinde următoarele subtipuri: tipic, rendzinic, litic, gleizat, pseudogleizat, molic–rendzinic și pseudorendzinic–pseudogleizat.

a_1) Frecvența cea mai mare este dată de *solurile brune eu–mezobazice tipice (BMti)*, cu o morfologie standard: Ao–Ao/Bv–Bv–Bv/C–C(R). Orizontul Ao are culori în nuanța de 10YR, crome de 3–4 și valori de 2–4, grosimi de 10–20 cm, texturi mijlocii (LL–LP) și o structură grăunțoasă–mic poliedrică. Orizontul Bv prezintă grosimi variabile (60–80 cm, uneori chiar 100 cm), culori de 10YR 3,5/4–5/6, textură mijlocie (LL–LP) și fină (TT–TP), structură poliedrică (rar prismatică) și un conținut de schelet ce crește proporțional cu adâncimea (5–25%). Solurile brune eu–mezobazice tipice au numai rareori acumulări secundare de $CaCO_3$ într-un orizont Cca.

Din punct de vedere chimic, se caracterizează prin reacția slab–moderat acidă în Ao (pH 5,4–6,0), de la moderat acidă până la neutră în restul profilului

(pH 5,4–6,9) și slab alcalină în orizonturile cu carbonați (pH 7,7–8,2). Valorile humusului (de tip mull) oscilează între 5,44–11,84%, după care descresc constant pe profil, până la 2–3,5% în partea superioară a orizontului Bv. Dintre mărimile de schimb cationic, suma cationilor bazici variază în limite foarte largi (15–40 me/100 g sol), iar hidrogenul schimbabil prezintă valori descrescătoare pe profil, funcție de care gradul de saturație în baze poate fi mezobazic (56–70%) și eubazic (71–95%). Saturația totală în baze se atinge doar în orizonturile cu carbonați, dar și în cazul unor materiale parentale bogate în elemente alcaline. Pentru solurile brune eu–mezobazice formate pe același material parental se constată o ușoară tendință de debazificare în altitudine, dar pe ansamblul masivului nu se pot deosebi limite clare între solurile mezobazice și cele eubazice, datorită varietății litologice și complexității reliefului, care determină regimuri de umiditate diferite și, implicit, viteze variate ale debazificării.

Aprovizionarea solului cu elemente minerale nutritive nu se încadrează în limite standard, întâlnindu-se frecvente oscilații, raportate la natura materialului parental, tipul de vegetație, reacția solului ș.a. Pe ansamblu, conținuturile în azot total prezintă valori optime, cele de fosfor mobil sunt mijlocii, iar potasiu mobil se găsește în cantități suficiente pentru dezvoltarea normală a plantelor.

Analiza granulometrică și datele chimice ale acestui sol sunt elocvent sintetizate în cadrul profilului nr. 1/87 (tabelul 71), situat la 840 m altitudine, pe versantul nord–estic al Vârfului Bodea, pe un glacis de eroziune modelat în depozite deluviale grezo–marnoase. Dinamica pe profil a principalilor parametri chimici și ponderea fracțiunilor granulometrice sunt redate în fig. 64–67.

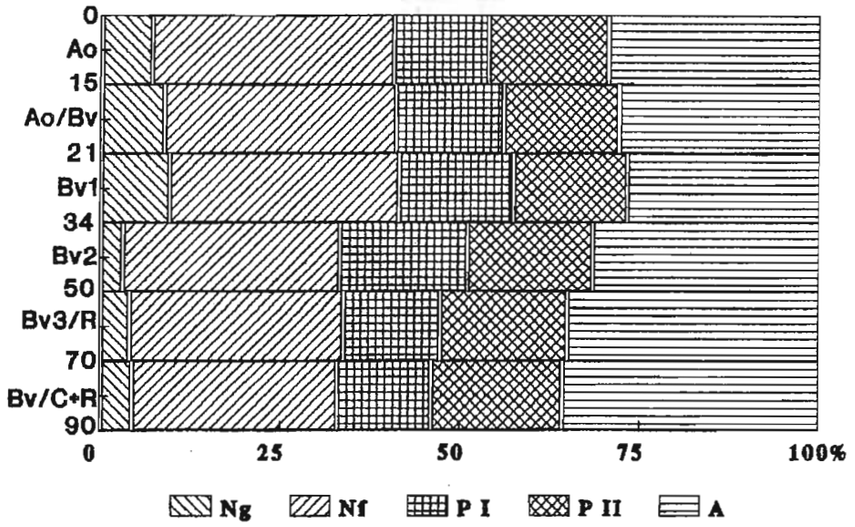


Fig. 64. Profil nr. 1/87. Sol brun eubazic tipic. Reprezentarea grafică a texturii.

Tabelul 71

Profil nr.1/87. Sol brun eubazic tipic (840 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Ao	Ao/Bv	Bv_1	Bv_2	Bv_3+R	Bv/C+R
Adâncime (cm)		0-15	15-21	21-34	34-50	50-70	70-90
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng	6,89	8,66	9,41	2,96	3,96	4,35
	Nf	33,54	32,12	31,82	30,12	29,62	28,41
	P I	13,10	14,82	15,81	17,60	13,40	13,00
	P II	16,62	16,10	15,81	17,40	17,58	18,12
	A	29,85	28,30	27,15	31,92	35,44	36,12
	Txt	LL	LL	LL	LL	TT	TT
pH		5,4	5,7	5,8	5,9	6,8	7,9
Carb.(%)		-	-	-	-	-	5,00
C org.(%)		5,33	3,25	1,48	1,21	0,79	0,70
Humus (%)		9,18	5,60	2,56	2,08	1,36	1,20
Nt(%)		0,35	0,22	0,12	0,11	0,07	0,06
C/N		15,23	14,77	12,33	11,00	11,29	11,67
P_2O_5	mobil (ppm)	33	30	22	19	14	10
K_2O		261	240	212	216	240	244
S_B	me/100g sol	22,10	21,60	18,30	23,43	26,85	38,59
S_H		6,40	6,82	5,80	5,00	3,80	0,00
T		28,50	28,42	24,10	28,43	30,65	38,59
V%		77,54	76,00	75,93	82,41	87,60	100,0
Ca	me/100g sol	19,2	19,1	15,60	20,4	24,3	36,0
Mg		1,19	0,96	1,20	1,43	0,96	0,96
Na		0,48	0,44	0,55	0,53	0,44	0,48
K		1,23	1,10	0,95	1,07	1,15	1,15
Fe		17,0	12,2	13,2	17,0	20,1	6,3
Al mobil(mg)		1,12	2,15	1,87	1,22	0,33	0,0

a_2) Solurile brune eu–mezobazice molice (BMmo) ocupă suprafeţe restrânse, concentrate în Depresiunea Câmpulung Moldovenesc şi la Pojorâta, unde se dezvoltă pe podurile unor terase (în special, de 16–20 m altitudine relativă). Prezenţa unui orizont A molic în profilul acestor soluri este rezultatul factorului antropic, perimetrele în cauză fiind situate în preajma sau în intravilan aproape în exclusivitate utilizate ca terenuri agricole. Îndelungata folosinţă agricolă şi fertilizarea cu îngrăşăminte organice, în condiţiile unui regim optim de umiditate, au contribuit la creşterea progresivă a conţinutului de materie organică şi individualizarea unui orizont A molic, cu grosimi de 20–28 cm.

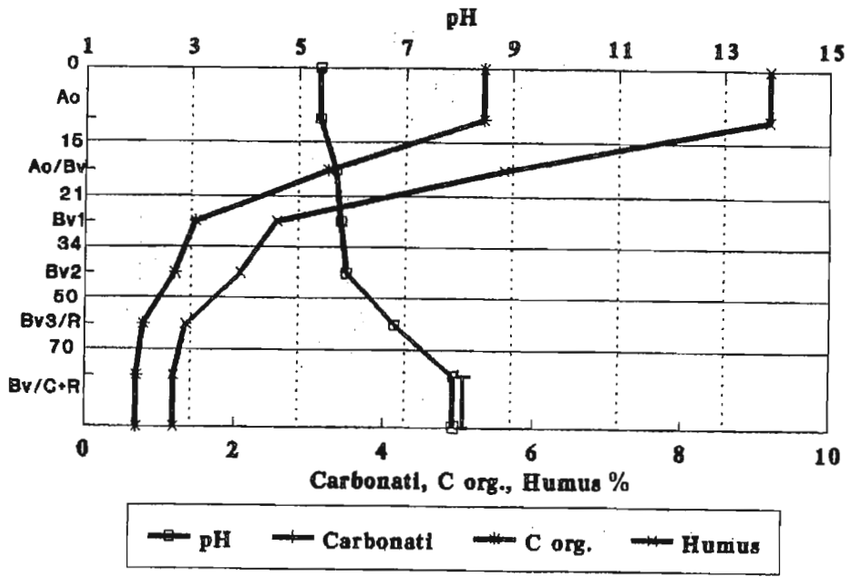


Fig. 65. Profil nr. 1/87. Sol brun eubazic tipic. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

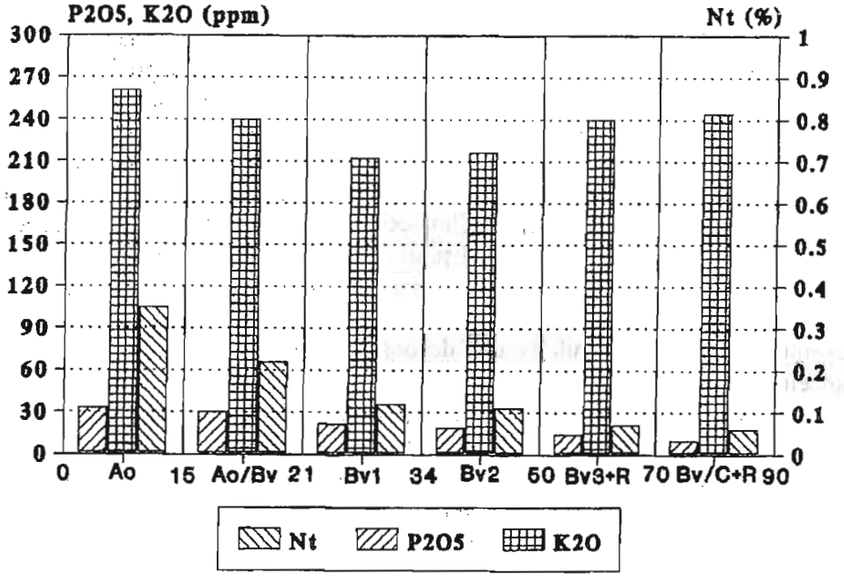


Fig. 66. Profil nr. 1/87. Sol brun eubazic tipic. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

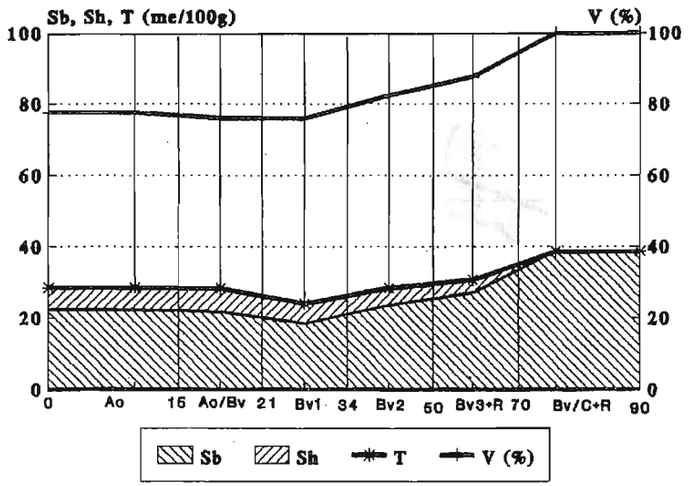


Fig. 67. Profil nr. 1/87. Sol brun eubazic tipic. Variația principalelor mărimi de schimb cationic.

Cu excepția aprovizionării în humus, celelalte însușiri fizico–chimice sunt asemănătoare solurilor brune eubazice, dar productivitatea și fertilitatea acestui subtip sunt sensibil ridicate, datorate volumului edafic util mult mai mare, în condițiile în care grosimea solului crește iar conținutul de schelet pe profil este redus (sub 25%).

a_3) Solurile brune eu–mezobazice rendzinice (BMrz) s-au format în preajma și la contactul cu masele calcaro–dolomitice, în condițiile unor depozite deluviale cu grosimi de peste 50 cm, dar și în unele areale ocupate de formațiuni litologice carbonatate (brecii calcaroase, calcare marnoase, calcare dolomitice etc.). În acest din urmă caz, solurile brune rendzinice provin din evoluția rendzinelor cambice, fiind situate la altitudini mai ridicate sau cumulează un timp îndelungat de manifestare a proceselor de solificare (holocen superior–actual). Arealele cu aceste soluri sunt diseminate în vasta arie a flișului (unde corespund breciilor calcaroase); se întâlnesc în preajma unor mase dolomitice de pe flancul estic (Vârful Pădioara–Pietrele Arse) și vestic (la nord și est de Vârfurile Adam și Eva), dar cu apariții frecvente și în sudul Rarăului (zona de obârșie a unor afluenți ai Chirilului și Toancelor).

Solurile în cauză prezintă un orizont A ocric sau molic (cel mai adesea, molic), de grosime mijlocie (15–20 cm), în nuanțe brun–cenușii închise, textură luto–argiloasă și luto–argilo–prăfoasă, structură glomerulară sau grăunțoasă (până la subpoliedrică). Orizontul Bv apare relativ închis la culoare (brun–roșcat–gălbui), fără a avea însă crome și valori mai mici de 3,5 la materialul în stare umedă, texturile sunt mijlocii (LP) și fine (TT), cu o structură poliedrică. Conține ca schelet fragmente calcaro–dolomitice rare, dar și alte elemente (gresii, galeți cristalini) provenite prin dezagregarea și alterarea breciilor.

Solurile brune rendzinice au o reacție slab acidă spre suprafață (pH 6,5–6,8), neutră pe profil și alcalină în bază (tabelul 72), iar complexul adsorbtiv este dominat de prezența elementelor bazice (S_B = 25–45 me/100 g sol), prin comparație cu ionul de hidrogen (S_H = 1,5–8 me/100 g sol). Conținutul de materie organică este ridicat (8–12% în orizontul A), fiind soluri biologic active, cu humus de tip mull (raportul C/N în A oscilând între 14–15), bogate în substanțe nutritive și cu o mare productivitate dacă sunt profunde și dispun de un regim hidric echilibrat. În majoritatea cazurilor productivitatea acestui subtip este influențată de conținutul de schelet și volumul edafic util, parametru care se încadrează în limite largi, după caz.

Dinamica pe profil a principalilor indicatori trofici ai chimismului și alcătuirea granulometrică pot fi urmărite în reprezentările grafice (fig. 68–71), caracteristice profilului 12/84, situat la nord de Izvorul Alb, în Măgura Bodea (1000 m altitudine).

Tabelul 72

Profil nr. 12/84. Sol brun eubazic rendzinic (1000 m). Însușiri fizico–mecanice și chimice

Orizont		Am	Am/Bv	Bv_1	Bv_2	Bv/C
Adâncime (cm)		0-19	19-31	31-50	50-70	70-85
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng	4,32	11,93	16,54	19,47	18,19
	Nf	13,14	9,57	16,69	15,29	14,88
	P I	10,64	9,64	9,76	9,26	10,36
	P II	29,40	25,52	24,14	22,66	21,82
	A	43,00	43,64	32,86	33,32	34,75
	Txt	TP	TP	LP	TT	TT
PH		6,5	6,5	6,8	7,1	7,8
Carb.(%)		-	-	-	-	10,45
C org.(%)		4,91	2,09	1,07	0,49	
Humus (%)		8,46	3,60	1,84	0,84	
Nt(%)		0,35	0,17	0,11	0,08	
C/N		14,03	12,29	9,73	6,13	
P_2O_5	mobil (ppm)	36	33	27	19	16
K_2O		258	218	196	177	152
S_B	me/100g sol	28,0	29,0	33,0	43,5	86,5
S_H		8,0	6,7	4,3	1,8	0,0
T		36,0	30,7	37,3	45,3	86,5
V%		77,78	78,18	88,47	96,03	100,0
Ca	me/100g sol	23,14	24,78	28,67	38,99	81,76
Mg		3,12	2,65	289	2,95	3,14
Na		0,52	0,56	0,48	0,61	0,72
K		1,22	1,01	0,96	0,95	0,88
Fe						
Al mobil(mg)						

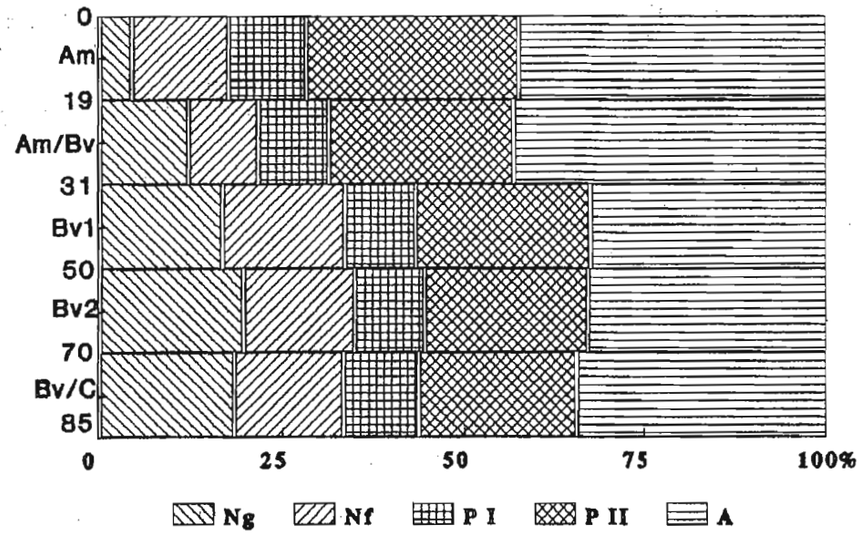


Fig. 68. Profil nr. 12/84. Sol brun eubazic rendzinic. Reprezentarea grafică a texturii.

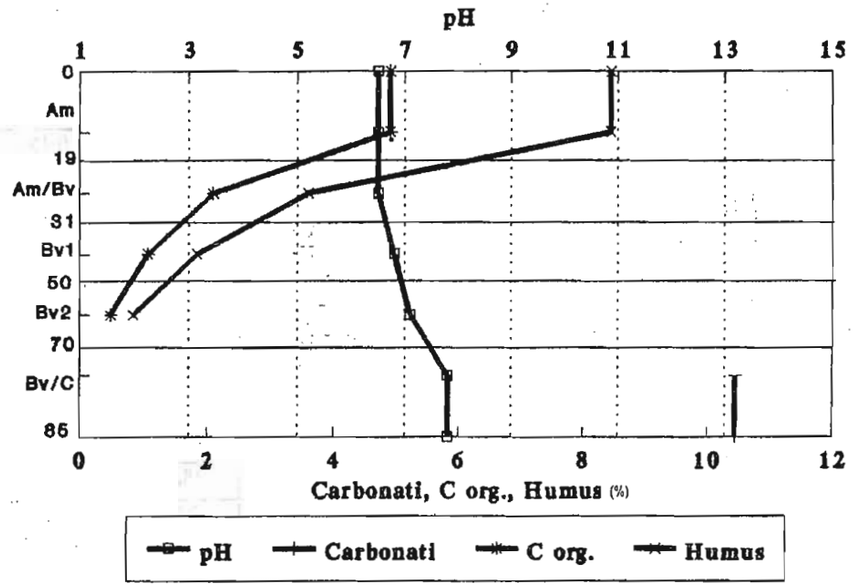


Fig. 69. Profil nr. 12/84. Sol brun eubazic rendzinic. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor

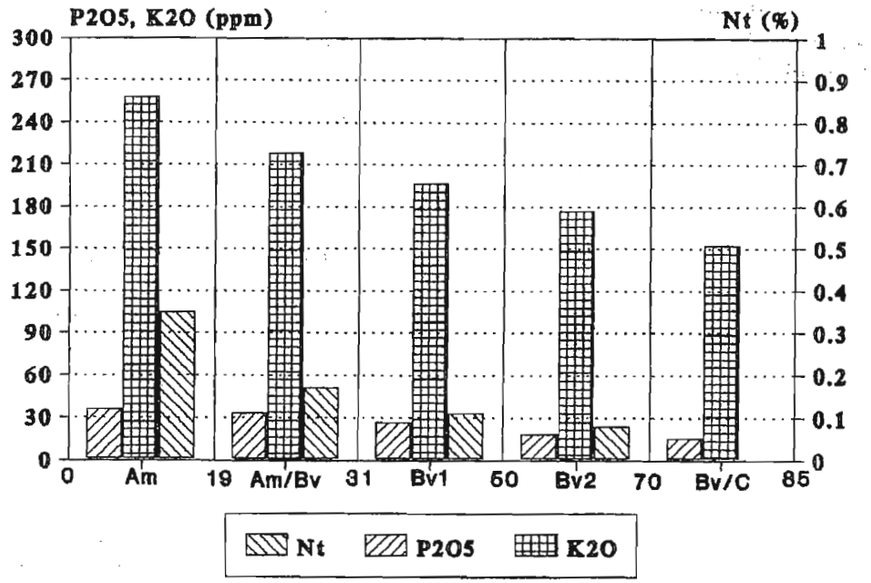


Fig. 70. Profil nr. 12/87. Sol brun eubazic rendzinic. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

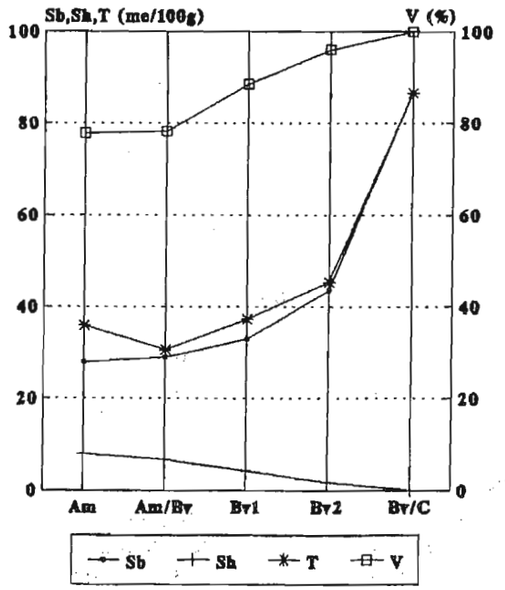


Fig. 71. Profil nr. 12/84. Sol brun eubazic rendzinic. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

Ca o varietate locală a acestui subtip putem menționa și solurile brune pe argile reziduale de calcar (sens *C. Păunescu*, 1975), formate pe versanți calcaro–dolomitici, acoperiți de cuverturi subțiri de argile reziduale (provenite din vechea scoarță de alterare), remaniate solifluxional și amestecate cu materiale de alte origini (prafuri eoliene, fragmente grosiere deluviale etc.). Sub aspectul însușirilor fizico–chimice și troficității sunt asemănătoare precedentului subtip (rendzinic), cu precizarea că pot avea un orizont mai argilos, funcție de care regimul aero–hidric suferă modificări importante, existând o corelație strânsă între volumul fiziologic util, rezerva de apă și clasa de productivitate a arboretelor sau asociațiilor ierboase care se dezvoltă pe aceste soluri.

a_4) Solurile brune eu–mezobazice litice (BMls) sunt legate de o serie de formațiuni litostratigrafice constituite din roci dure, la care se adaugă relieful accidentat, cu mare energie și pante accentuate. În aceste condiții, grosimea solului este redusă (sub 50 cm), volumul edafic mic, iar conținutul de schelet ridicat. Asemenea situații sunt specifice Măgurilor Câmpulungului, cu apariții ceva mai compacte de o parte și de alta a râului Valea Seacă și disjuncte în rest (Runc, Bodea, sudul Rarăului etc.).

a_5) Solurile brune eu–mezobazice gleizate (BMgz) ocupă suprafețe extrem de mici, pe unele poduri de terasă (Pojorâta) sau la baza unor versanți, pe coluvii vechi. Nu se impun pregnant în cadrul etajului pedocambic, fiind valorificate ca pajiști naturale (fânețe), cu o productivitate mijlocie.

a_6) Solurile brune eu–mezobazice pseudogleizate (BMpz) participă cu o pondere însemnată la alcătuirea învelișului de sol, fiind condiționate de existența faciesurilor argilo–marnoase ale *wildflișului* sau ale formațiunilor litologice moi din flișul intern (la limita cu Munții Stânișoarei), în condiții de relief cu pante reduse și drenaj insuficient. Suprafețele cele mai compacte sunt situate în cele trei compartimente depresionare ale *wildflișului* (Pojorâta, Valea Seacă, Izvorul Alb), urmate de unele sectoare ale teraselor mijlocii ale Moldovei (Depresiunea Câmpulung Moldovenesc) și pe suprafețe mai restrânse în estul regiunii, unde ocupă o serie de versanți inferiori din bazinele pâraielor Șandru, Boul și Plotonița. Areale mici, insulare, sunt diseminate și în partea central–sudică a Rarăului, mai ales, în zonele de obârșie ale unor mici cursuri de apă.

Sub aspectul însușirilor morfologice sunt asemănătoare celor tipice, cu excepția apariției proceselor de pseudogleizare pe fondul orizontului Bv. Materialul parental preponderent fin și diferențierea texturală pe profil constituie rezultatul alcătuirii litologice și, mai puțin, al evoluției pedogenetice. La nivelul orizontului Bv texturile devin mijlociu fine (TT) și fine (AL, AP), iar procesele de hidromorfism pluvial se pun în evidență prin culorile marmorate și structura mult mai slab exprimată.

Solurile brune eu–mezobazice pseudogleizate au o reacție diferită, dependentă esențial de substrat, cel mai adesea, slab acidă și neutră, dar care trece în slab alcalină în baza profilelor (tabelul 73). Conținutul de materie organică variază în limite largi (6,30–17,03%), în funcție de condițiile locale ale pedogenezei, iar complexul adsorbtiv deține majoritar elemente bazice (S_B =

20–35 me/100 g sol; S_H = 0,2–6 me/100 g sol). Dintre cationii de schimb, predomină accentuat calciul (22–28 me/100 g sol), urmat la mare distanță de magneziu (1,2–4 me/100 g sol).

Tabelul 73

Profil nr. 18/80. Sol brun eubazic pseudogleizat (1240 m). Însușiri fizico–mecanice și chimice

Orizont		Ol+f	Oh	Ao	Ao/Bv	Bv_1	Bv_2	Bv_3w	Bv/Cw
Adâncime (cm)		16-9	9-0	0-13	13-19	19-37	37-57	57-97	97-140
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng			1,12	0,95	0,80	0,62	0,58	0,44
	Nf			38,74	31,30	30,40	22,64	20,04	14,86
	PI			13,80	16,75	10,13	10,24	9,88	14,28
	PII			18,20	20,50	20,42	18,38	17,72	19,70
	A			28,14	30,50	38,25	48,12	49,80	50,72
	Txt			LL	LP	TT	AL	AL	AP
PH		6,0	6,6	7,0	7,3	7,2	7,1	7,4	7,5
Carb.(%)				-	-	-	-	-	1,15
C org.(%)				3,65	2,27	1,04	0,77	0,67	0,20
Humus (%)		49,12	38,15	6,30	3,92	1,80	1,32	1,16	0,35
Nt(%)				0,22	0,15	0,11	0,09	0,07	0,04
C/N				16,59	15,13	9,45	8,56	9,57	5,00
P_2O_5	mobil (ppm)			34	30	24	21	18	17
K_2O				214	208	186	175	161	150
S_B	me/100g sol	46,12	45,12	33,96	31,78	26,77	25,37	24,43	29,78
S_H		4,0	3,8	2,6	2,6	2,8	3,0	2,8	0,2
T		50,12	48,92	36,56	34,38	29,57	28,77	27,23	29,98
V%		92,02	92,23	92,89	92,44	90,53	89,42	89,71	99,83
Ca	me/100g sol			28,0	27,2	23,6	22,0	20,4	25,5
Mg				4,0	2,4	1,2	1,2	2,0	2,2
Na				1,78	2,04	1,83	2,00	1,86	1,80
K				0,18	0,14	0,14	0,17	0,17	0,28
Fe									
Al mobil(mg)									

Aprovizionarea solului cu elemente nutritive diferă de la caz la caz, dar se încadrează în limite inferioare celor caracteristice solurilor brune eu–mezobazice tipice şi molice. Conţinutul în N total scade accentuat sub nivelul orizontului Ao, ca şi cele de fosfor şi potasiu asimilabil, care se menţin în limite acceptabile pentru vegetaţia forestieră şi de pajişti naturale. În cazul solurilor forestiere, orizontul Ao este precedat de o litieră bogată (Ol), care trece progresiv în Of şi Oh, unde conţinutul de materie organică este deosebit de ridicat (30–50%), dar cu grade diferite de descompunere şi transformare.

Dintre solurile brune eu–mezobazice pseudogleizate, pentru exemplificare am ales profilul nr. 18/80, situat în perimetrul Codrului Secular Slătioara, la 1280 m altitudine, imediat la vest de Bâtca Leşii, format pe depozite ale wildflişului (tabelul 73). Principalii parametri fizico–mecanici şi chimici sunt redaţi în fig. 72–75.

a_7) Solurile brune eu–mezobazice molice–rendzinice (BMmo–rz) reprezintă un subtip complex, cu caractere molice şi rendzinice. Se întâlnesc în aceeaşi arie vastă a *wildflişului* cu blocuri, în care sunt diseminate mici mase calcaroase. Aceste soluri provin din evoluţia rendzinelor cambice, având o morfologie asemănătoare dar însuşiri chimice specifice. Se întâlnesc în câteva areale reprezentative, situate în partea centrală a masivului, în bazinul superior al Izvorului Alb, cât şi la sud de Piatra Zimbrului–Pochii Rarăului, pe un relief mai aşezat, specific unor trepte litologice.

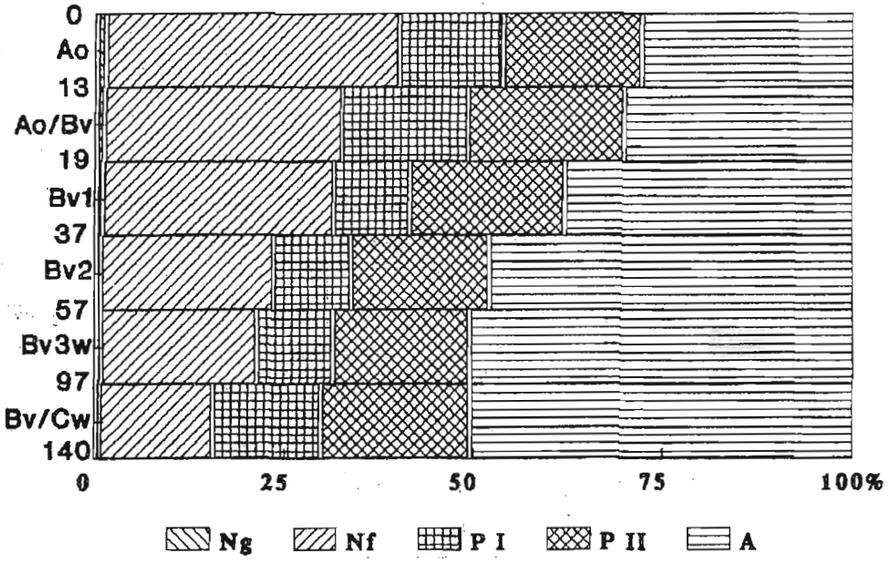


Fig. 72. Profil nr. 18. Sol brun pseudogleizat. Reprezentarea grafică a texturii.

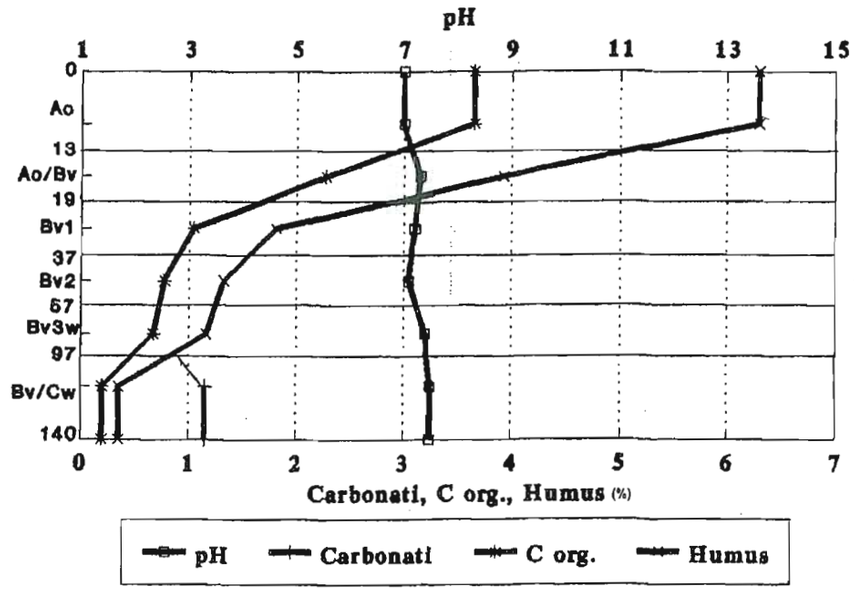


Fig. 73. Profil nr. 18/80. Sol brun eubazic pseudogleizat. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

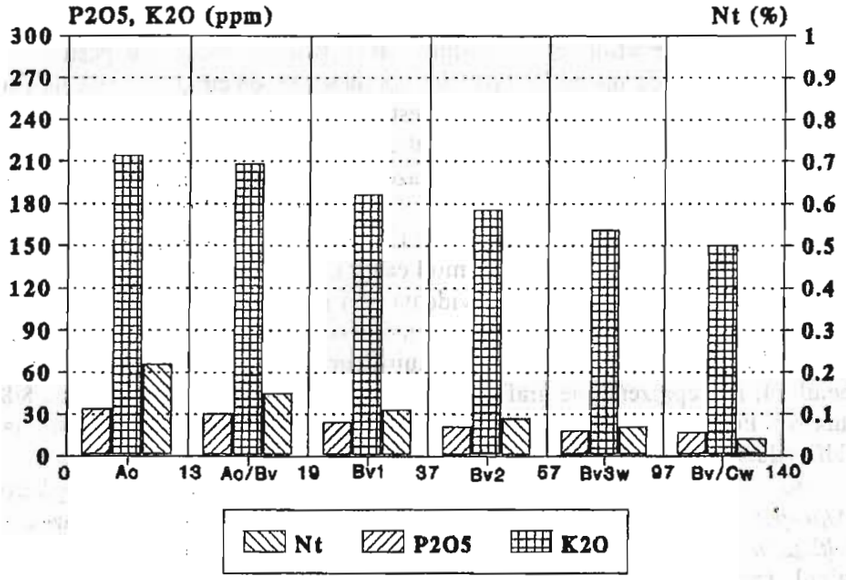


Fig. 74. Profil nr. 18/80. Sol brun pseudogleizat. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

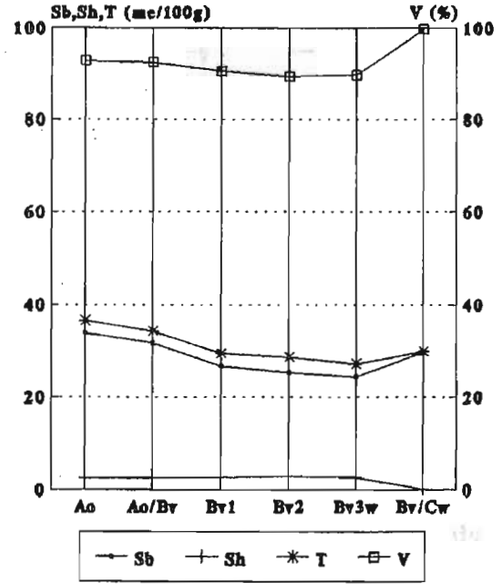


Fig. 75. Profil nr. 18/80. Sol brun eubazic pseudogleizat. Variația principalelor mărimi de schimb cationic.

Sub aspect morfologic, se distinge un orizont A molic de peste 20 cm (20–25 cm) urmat de un orizont Bv clar conturat (25–60 cm), sub care urmează orizontul Rrz de diagnoză. Chimismul acestui subtip se caracterizează prin reacții slab acide pe profil (pH 6,3–6,8) și neutre–slab alcaline în baza solului, cât și printr-un grad ridicat de saturație în baze (V = 85–100%), cu predominarea cationilor alcalino–pământoși (Ca^{2+} = 25–55 me/100 g sol; Mg^{2+} = 5–7 me/100 g sol). Conținutul de materie organică este ridicat în orizontul superior (11–12%), humusul fiind de calitate superioară (mull calcic). Mineralizarea materiei organice și calitatea humusului sunt puse în evidență prin raportul C/N, cu valori de 8–11, după cum aprovizionarea cu elemente nutritive este optimă. Datele analitice privind chimismul acestor soluri și alcătuirea granulometrică sunt prezentate în tabelul 74, iar reprezentările grafice în fig. 76–79, aparținând profilului nr. 8/84, situat sub Piatra Zimbrului, la 1370 m altitudine, pe o treaptă litologică din masa wildflișului cu blocuri.

a_8) Solurile brune eu–mezobazice pseudorendzinice–pseudogleizate (BMpr–pz) ocupă suprafețe restrânse, risipite în aceeași arie de răspândire a *wildflișului* marno–argilos. Perimetrele cele mai reprezentative sunt situate în bazinul Izvorului Alb, amonte de confluența cu pârâul Chelarilor, dar în majoritatea cazurilor arealele cu acest sol sunt înglobate subtipului pseudogleizat, întrucât orizontul bazal nu întrunește întotdeauna condițiile unei argile carbonatice

(minimum 33% argilă și 12% carbonați). De regulă, solurile în cauză corespund unor vechi deluvii de alunecare, astăzi stabilizate, conturându-se succesiunea de orizonturi specifice cambisolurilor. Sub o vegetație forestieră, prezintă o succesiune aproape completă a orizonturilor organice, iar în bază au un orizont Cpr, format din argile carbonatice (tabelul 75, fig. 80–83).

Tabelul 74

Profil nr. 8/84. Sol brun eubazic molic–rendzinic (1370 m). Însușiri fizico–mecanice și chimice

Orizont		Am	Am/Bv	Bv_1	Bv_2/R
Adâncime (cm)		0-22	22-30	30-55	55-85
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng	7,30	13,87	25,25	19,42
	Nf	16,86	11,27	10,77	14,27
	P I	9,28	7,24	8,10	8,44
	P II	22,40	23,66	21,50	22,62
	A	44,06	43,96	36,38	35,25
	Txt	TT	TT	TT	TT
pH		6,30	6,50	6,80	7,40
Carb.(%)		-	-	-	3,49
C org.(%)		6,89	2,07	0,89	0,33
Humus (%)		11,88	3,57	1,54	0,57
Nt(%)		0,63	0,20	0,11	0,09
C/N		10,93	10,35	8,09	3,67
P_2O_5	mobil (ppm)	37	34	29	18
K_2O		266	236	214	195
S_B	me/100g sol	43,0	32,6	36,8	63,5
S_H		5,0	3,9	2,0	0,0
T		48,0	36,5	38,8	63,5
V%		89,58	89,31	94,85	100,0
Ca	me/100g sol	36,08	24,80	28,65	54,48
Mg		5,02	5,75	6,14	6,15
Na		0,66	0,72	0,60	0,69
K		1,24	1,33	1,41	1,48
Fe					
Al mobil(mg)					

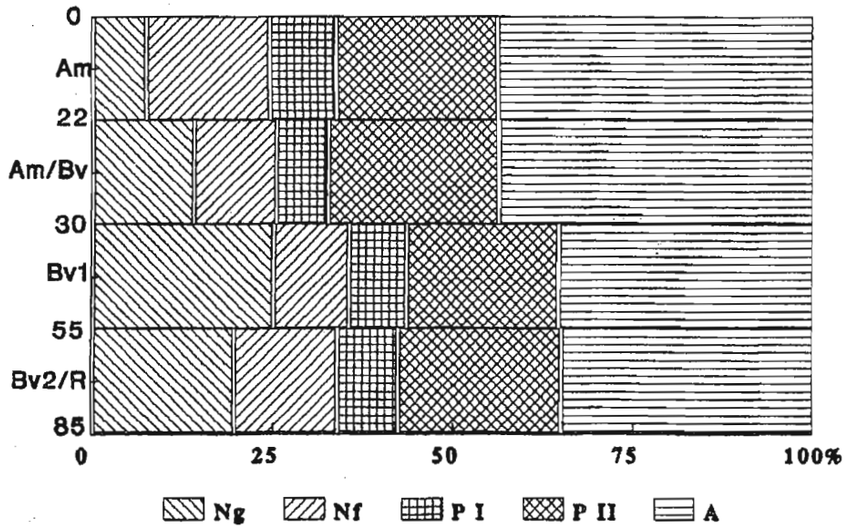


Fig. 76. Profil nr. 8/84. Sol brun eubazic molic-rendzinic. Reprezentarea grafică a texturii.

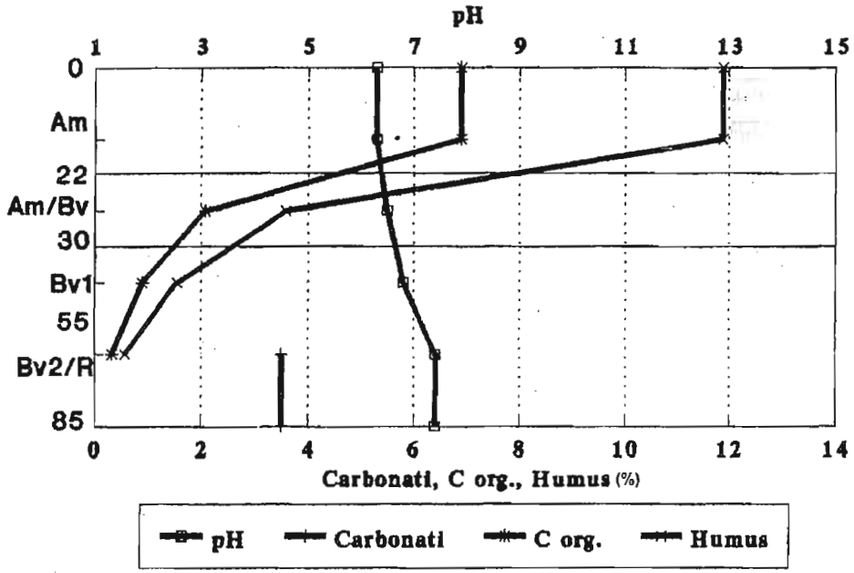


Fig. 77. Profil nr. 8/84. Sol brun eubazic molic-rendzinic. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

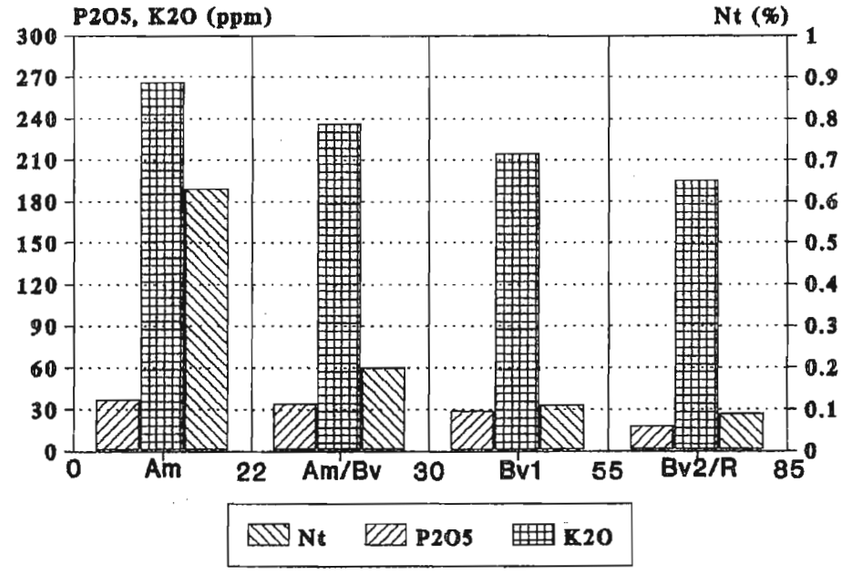


Fig. 78. Profil nr. 8/84. Sol brun eubazic molic-rendzinic. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

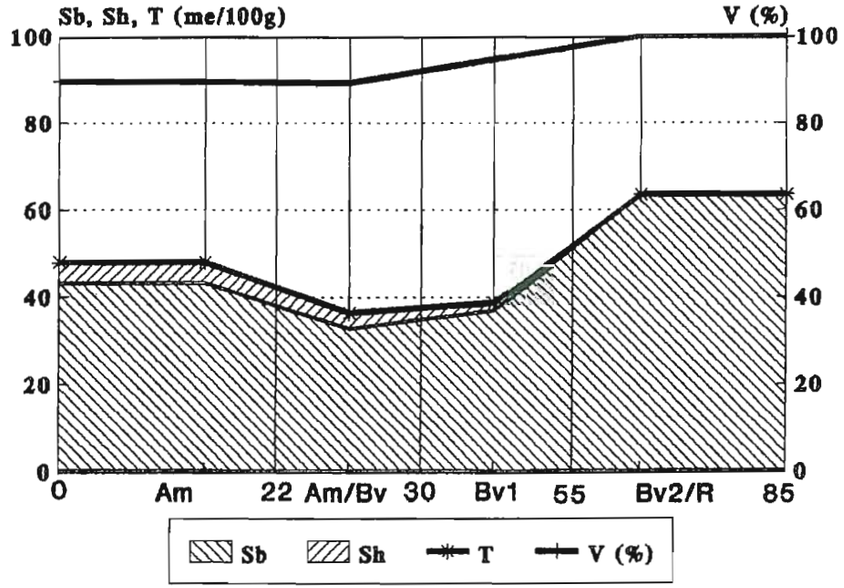


Fig. 79. Profil nr. 8/84. Sol brun eubazc molic rendzinic. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

Tabelul 75

Profil nr.12/80. Sol brun eu–mezobazic pseudorendzinic–pseudogleizat (875 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Aom	Ao/Bv	Bv_1w	Bv_2w/C	Bv/Cpr
Adâncime (cm)		0-14	14-20	20-45	45-75	75-100
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng	5,70	7,51	1,63	0,64	0,70
	Nf	24,66	23,81	22,70	20,10	18,43
	P I	18,26	12,40	16,52	17,44	15,12
	P II	20,14	19,60	19,40	19,72	18,60
	A	31,24	36,68	39,75	42,10	47,15
	Txt	LP	TP	TP	TP	AP
pH		5,4	6,2	7,0	7,8	8,0
Carb.(%)		-	-	-	10,31	23,43
C org.(%)		5,35	3,34	1,16	0,62	0,24
Humus (%)		9,23	5,76	2,00	1,07	0,41
Nt(%)		0,42	0,28	0,14	0,11	0,06
C/N		12,74	11,93	8,28	5,64	4,0
P_2O_5	mobil (ppm)	26	22	18	15	14
K_2O		216	188	166	169	175
S_B	me/100g sol	34,0	30,0	71,0	74,0	100,0
S_H		13,2	8,8	0,2	0,0	0,0
T		47,2	38,8	71,2	74,0	100,0
V%		72,03	77,31	99,97	100,0	100,0
Ca	me/100g sol	28,92	25,27	64,94	67,44	92,23
Mg		3,12	2,74	3,95	4,24	5,16
Na		0,85	0,92	0,87	0,97	0,95
K		1,11	1,07	1,24	1,35	1,66
Fe						
Al mobil(mg)						

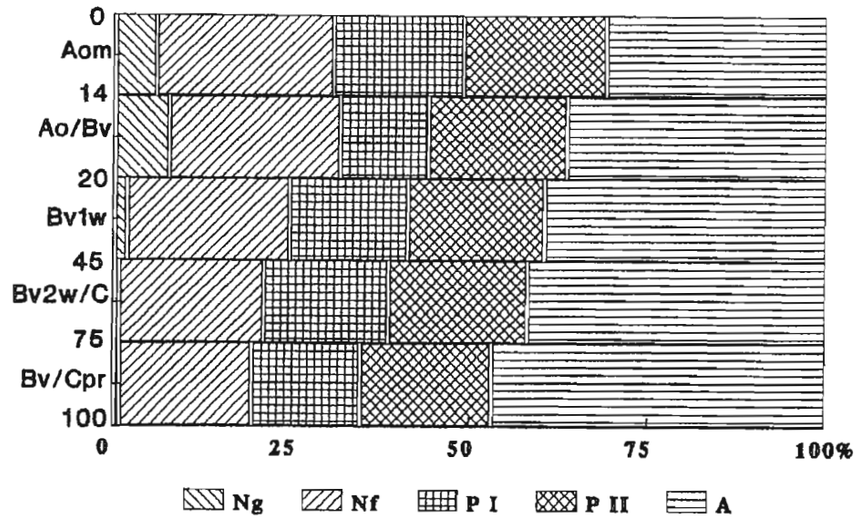


Fig. 80. Profil nr. 12/80. Sol brun eu–mezobazic pseudorendzinic–pseudogleizat. Reprezentarea grafică a texturii.

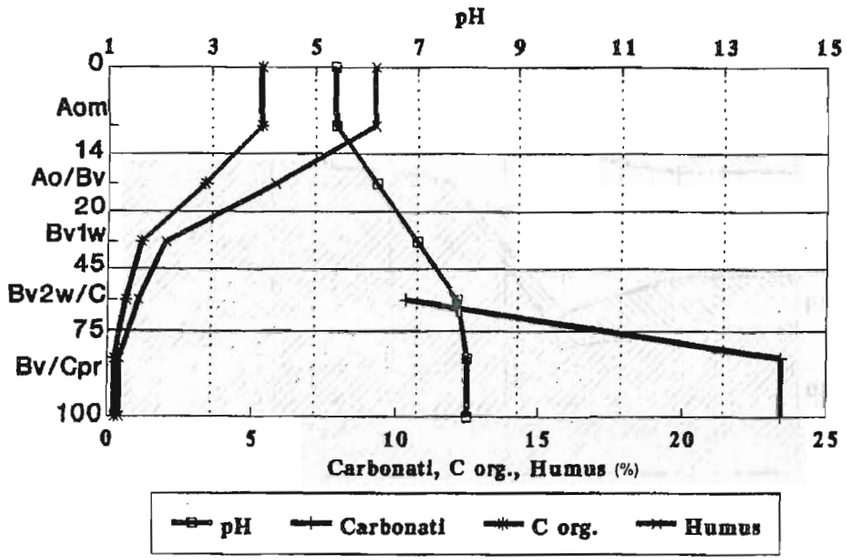


Fig. 81. Profil nr. 12/80. Sol brun eu–mezobazic pseudorendzinic–pseudogleizat. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

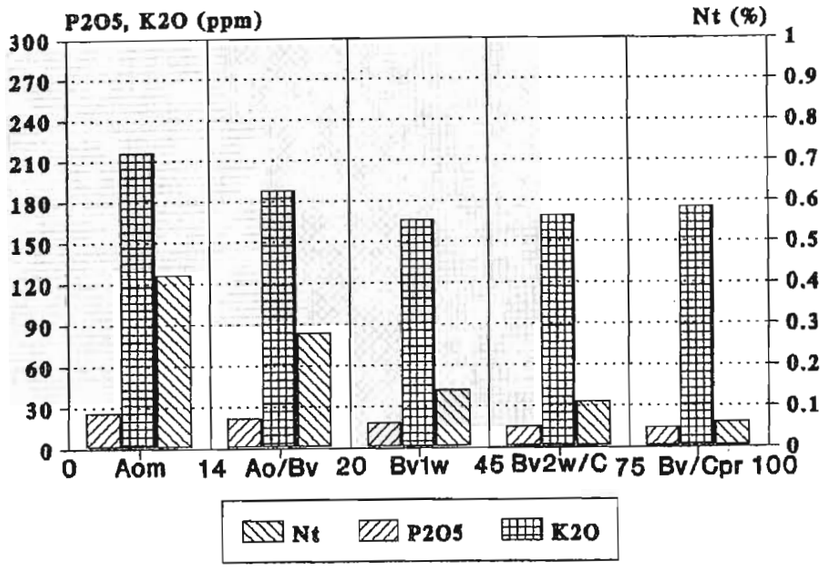


Fig. 82. Profil nr. 12/80. Sol brun eu–mezobazic pseudorendzinic–pseudogleizat. Azot total, fosfor şi potasiu mobil.

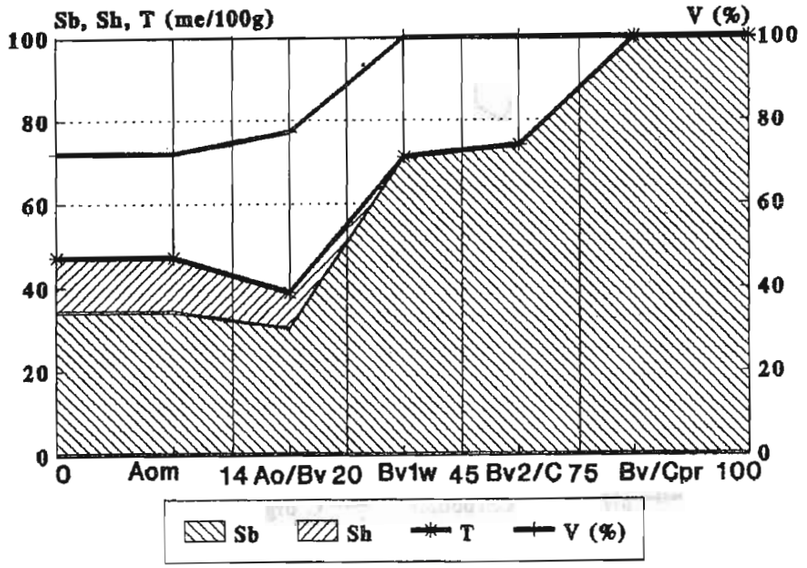


Fig. 83. Profil nr. 12/80. Sol brun eu–mezobazic pseudorendzinic–pseudogleizat. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

Sub aspectul însuşirilor chimice se remarcă conţinutul ridicat de materie organică (9,23%), de tip mull calcic, reacţia este slab–moderat acidă în orizontul superior, dar creşte până la valori slab–alcaline spre baza profilului de sol (pH = 7,0 – 8,0), în condiţiile în care dinamica pe profil a elementelor de schimb cationic prezintă o creştere progresivă a sumei cationilor bazici de schimb (30–70 me/100 g sol) şi o diminuare bruscă a hidrogenului schimbabil (de la 13,2 me/100 g sol la suprafaţă, până la valoarea 0 în cadrul orizonturilor argilo–carbonatice). Aprovizionarea cu elemente minerale nutritive este optimă în cazul azotului total şi potasiul asimilabil şi moderată în cazul fosforului mobil. Datele privind chimismul acestor soluri sunt caracteristice profilului nr. 12/80, situat pe partea dreaptă a Izvorului Alb, la 875 m altitudine, pe un vechi deluviu de alunecare.

b) Solurile brune acide (BO) au o răspândire mult mai restrânsă, fiind întâlnite în aria şisturilor cristaline epi– şi mezometamorfice din vestul, sudul şi estul regiunii, unde ocupă treapta coborâtă de relief (sub 1000–1100 m altitudine). Aceste soluri au apariţii locale şi pe rocile marnoase ale *wildflişului*, dar la altitudini de peste 1200–1300 m, cât şi pe grezo–conglomeratele de Muncelu, unde ocupă treapta superioară de relief.

Dispunerea altitudinală a solurilor brune acide depinde de alcătuirea chimico–mineralogică a depozitelor de solificare, poziţia în cadrul masivului şi relief. În aria şisturilor cristaline ocupă treapta bazală, fiind primul termen al etajării altitudinale, după cum în cazul formaţiunilor litologice flişoide se dispun la partea superioară a reliefului, unde încheie succesiunea verticală a solurilor. Asimetria climatică a Masivului Rarău îşi pune amprenta şi asupra limitelor altitudinale, pentru acelaşi material parental, în estul masivului limita superioară a cambisolurilor oligobazice fiind cu 100–200 m mai ridicată.

Varietatea deosebită a condiţiilor de solificare se reflectă şi în sistematica solurilor brune acide, în Masivul Rarău individualizându-se următoarele subtipuri: tipic, umbric, litic şi pseudogleizat.

b_1) Solurile brune acide tipice (BOti) particularizează condiţiile standard de formare şi evoluţie ale acestui tip, ocupând şi cele mai mari suprafeţe. În morfologia solului brun acid tipic se individualizează un orizont Ao, bine definit sub aspectul grosimii (10–20 cm), culorii (10YR 3/4–4/4), texturii (majoritar mijlocie, mai rar, mijlocie–fină) şi structurii (grăunţoasă şi mic poliedrică). După o tranziţie A/B de circa 5–15 cm, urmează orizontul diagnostic Bv, cu grosimi apreciabile (30–70 cm), culori în nuanţe de 10YR 4/6–6/6, textură predominant mijlocie, structură poliedrică, rar prismatică, dar mai slab conturată şi cu o stabilitate hidrică/mecanică redusă, la care se adaugă şi un conţinut moderat de schelet (10–40%).

Starea oarecum optimă în ceea ce priveşte textura şi structura se repercutează în mod corespunzător asupra celorlalte proprietăţi fizice, fizico–mecanice, hidrofizice şi de aeraţie, care sunt relativ favorabile.

Suprafeţele cele mai mari ocupate cu soluri brune acide tipice se întâlnesc în sud–vestul regiunii (bazinele văilor Arama, Toancele, Chiril), sud–est (bazinele Hogea–Slătioara), în partea centrală (la est de Pochii de Jos şi imediat la vest de

Pochii de Sus), la care se adaugă arealul bandiform din lungul văilor Izvorului Giumalăului şi Chiril, ca şi perimetrele insulare din Măgurile Câmpulungului.

Din punct de vedere chimic, prezintă însuşiri cu mult sub cele ale solurilor brune eu–mezobazice. Deţin un conţinut moderat de humus (între 5,34–13,44%), dar pot concentra cantităţi mari de materie organică parţial humificată. Rezerva de humus pe intervalul 0–50 cm atinge 160–200 t/ha (uneori chiar 200–200 t/ha), humusul fiind nesaturat în baze, de tip mull acid, mull–moder şi moder. Reacţia în orizontul superior este moderat–puternic acidă (pH = 4,0–5,3), iar pe profil oscilează între puternic şi slab acidă (pH = 4,0–6,0). Gradul de saturaţie în baze este cuprins între 30 şi 55%, ceea ce indică creşterea pronunţată a aciditătii de schimb (S_H = 5–25 me/100 g sol) în defavoarea sumei cationilor bazici de schimb (S_B = 4–22 me/100 g sol). De regulă, pe profil, suma cationilor bazici de schimb creşte uşor, timp în care aciditatea de schimb se diminuează progresiv; în aceste condiţii, gradul de saturaţie în baze nu se ridică peste 55% (doar arareori, în treimea inferioară a profilelor).

Aprovizionarea cu elemente minerale nutritive este mult mai slabă, îndeosebi la nivelul azotului total, fapt evidenţiat şi de raportul C/N care este cuprins frecvent între 16 şi 20 în orizontul superior (ceea ce indică şi o calitate mediocră a humusului). În cazul fosforului asimilabil, valorile sunt şi mai reduse, doar potasiul mobil situându-se la parametri optimi (tabelul 76).

Aciditatea de schimb a acestor soluri este determinată predominant de cationii de hidrogen şi de aluminiu. Cu cât reacţia solului scade, cu atât ponderea cationilor de Al^{3+} creşte în soluţia solului, fapt care face imposibilă migrarea argilei din orizontul superior în Bv. Pentru exemplificare am ales profilul nr. 6/87, cu un conţinut de Al mobil cuprins între 47–58 me/100 g sol, la nivelul părţii superioare a orizontului Bv.

Fertilitatea solurilor brune acide se încadrează în limite destul de largi, în funcţie de însuşirile fizico–chimice şi volumul edafic util. Pentru arboretele de răşinoase fertilitatea este ridicată dacă pedonurile sunt profunde şi deţin un conţinut mic de schelet. Totuşi, chiar în aceste condiţii, nu se recomandă plantaţii pure de răşinoase datorită înrădăcinării superficiale a molidului, care nu poate utiliza decât parţial potenţialul productiv. În cazul pajiştilor naturale fertilitatea este mai redusă. Reacţia acidă şi gradul redus de saturaţie în baze favorizează instalarea unor specii acidofile, cu o slabă valoare furajeră, în timp ce unele specii valoroase (în special leguminoase) sunt treptat înlocuite. Productivitatea pentru pajişti depinde însă şi de tipul de relief, cât şi de nivelul altitudinal, diminuându-se treptat în altitudine.

Pentru solul brun acid tipic, proprietăţile fizico–mecanice şi ale chimismului sunt ilustrate cel mai bine de către profilul 6/87, situat în perimetrul Codrului Secular Slătioara (versatul stâng al Pârâului lui Ion), la 920 m altitudine, pe un deluviu constituit preponderent din materiale cristaline, din treimea inferioară a versantului (tabelul 76). Reprezentările grafice ale acestor însuşiri sunt redate în fig. 84–87.

Tabelul 76

Profil nr.6/87. Sol brun acid tipic (920 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Ol	Aou	Ao/Bv	Bv_1	Bv_2	Bv_3	Bv/C+R
Adâncime (cm)		6-0	0-9	9-17	17-31	31-47	47-67	67-90
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng		14,66	15,46	15,57	14,27	16,64	25,10
	Nf		33,70	33,85	33,68	34,75	32,30	37,82
	P I		15,10	14,95	14,70	14,68	15,21	6,88
	P II		16,85	16,92	17,00	17,10	16,10	7,05
	A		19,69	18,82	19,05	19,20	19,75	23,15
	Txt		SM	SM	SM	SM	SM	LN
PH			4,4	4,5	4,7	4,9	5,2	5,2
Carb.(%)			-	-	-	-	-	-
C org.(%)			3,10	1,44	1,17	1,04	0,63	
Humus (%)			5,34	2,48	2,02	1,80	1,09	
Nt(%)			0,17	0,10	0,08	0,07	0,04	
C/N			18,32	14,40	14,62	14,86	15,75	
P_2O_5	mobil (ppm)		18	15	12	10	8	
K_2O			216	198	188	172	166	
S_B	me/100g sol		9,66	7,01	5,51	4,66	4,44	4,10
S_H			17,24	12,92	14,10	11,60	4,60	4,40
T			26,90	19,93	19,61	15,34	9,04	8,50
V%			35,91	35,17	28,09	30,38	49,11	48,23
Ca	me/100g sol		5,12	3,96	2,88	2,48	1,92	1,44
Mg			2,39	1,20	0,96	0,48	0,48	0,96
Na			0,43	0,41	0,44	0,50	0,84	0,65
K			1,72	1,44	1,23	1,20	1,20	1,05
Fe			25,5	23,3	14,8	14,3	7,9	7,4
Al mobil(mg)			38,90	58,17	48,98	46,8	14,17	8,66

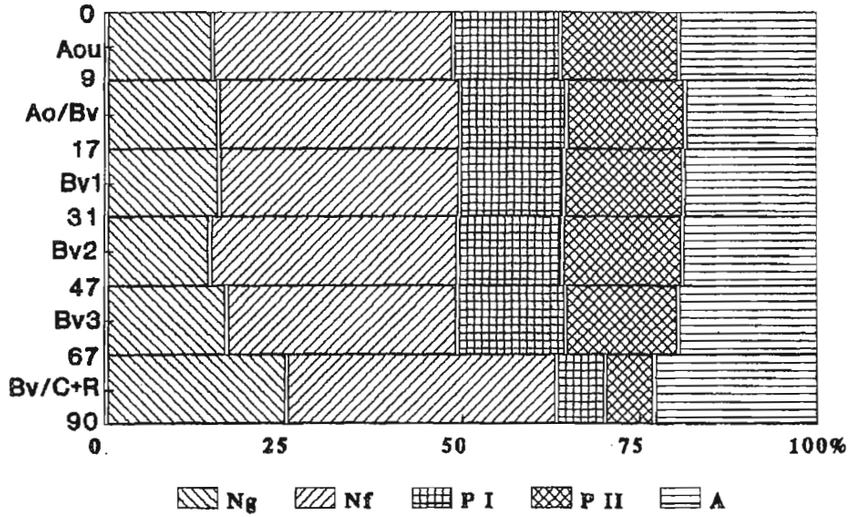


Fig. nr. 84. Profil nr. 6/87. Sol brun acid tipic. Reprezentarea grafică a texturii.

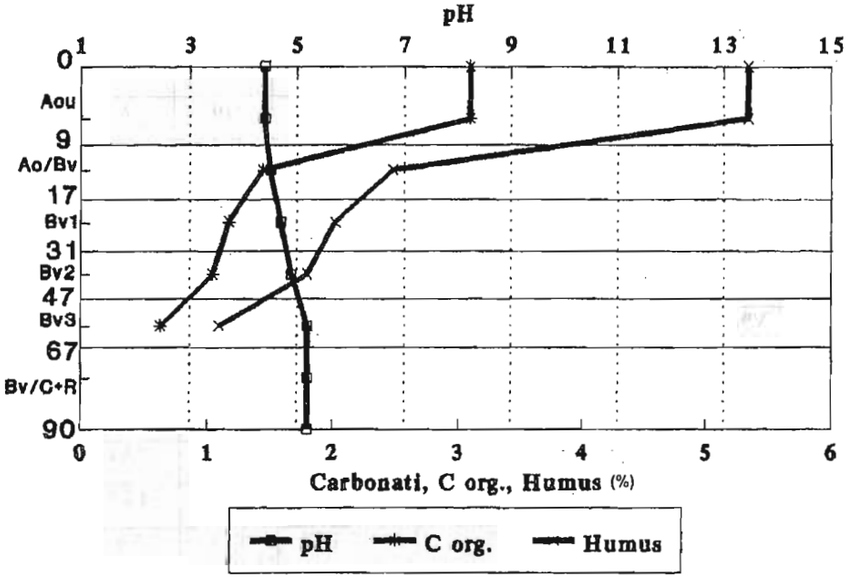


Fig. 85. Profil 6/87. Sol brun acid tipic. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

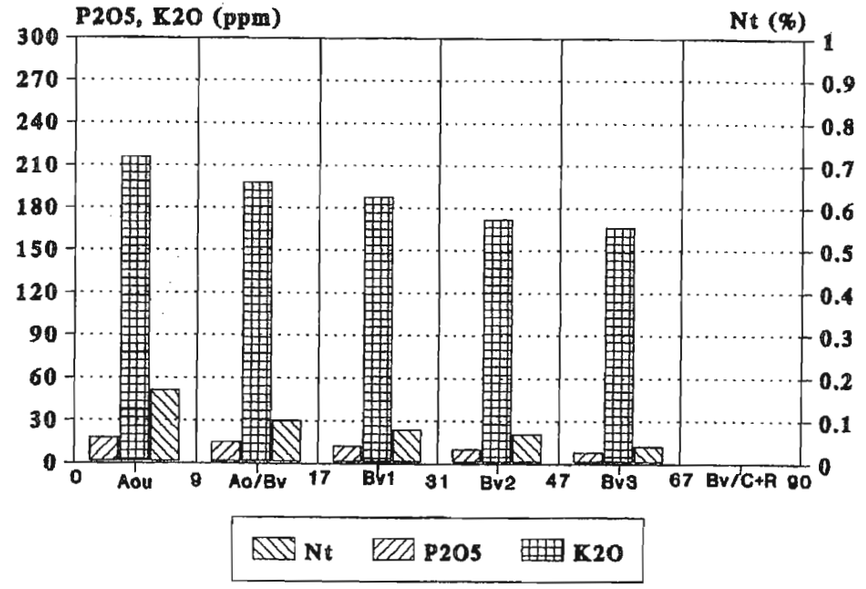


Fig. 86. Profil nr. 6/87. Sol brun acid tipic. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

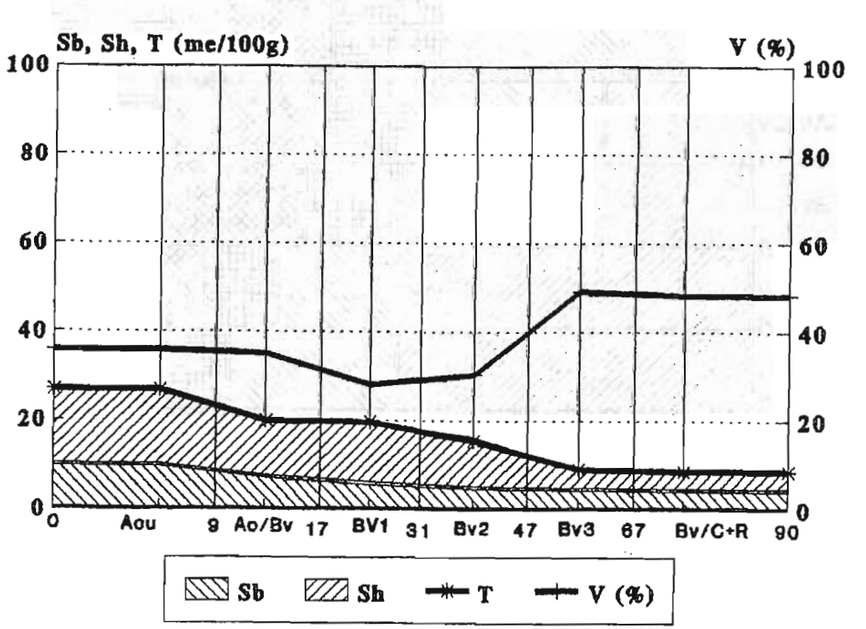


Fig. 87. Profil nr. 6/87. Sol brun acid tipic. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

b_2) Solurile brune acide umbrice (BOum) se întâlnesc, în mod obişnuit, la altitudini de peste 800 m, pe substraturi în care predomină roci melanocrate (şisturi cristaline grafito–manganoase), cu o textură mijlocie, sub arborete de răşinoase. În Masivul Rarău deţin o pondere mai mare pe versantul drept al văii Toancele, iar pe suprafeţe mai restrânse se dezvoltă în bazinul Colbului şi înşeuarea Fundu Colbului.

Sub aspect morfologic, sunt asemănătoare solurilor brune acide tipice, cu diferenţierea unui orizont A umbric (sau Aou) bine conturat (10–20 cm grosime), în culori închise şi cu o structură grăunţoasă instabilă. Solurile brune acide umbrice au un conţinut mai ridicat de humus în Au (15–28%), iar raportul C/N are valori relativ mari (25–26), ceea ce indică un grad mai redus de humificare a substanţei organice prin comparaţie cu cele tipice.

Celelalte proprietăţi chimice sunt oarecum asemănătoare solului brun acid tipic. Reacţia în orizontul Au (4,2–4,3) şi pe profil (4,2–5,1) se menţine moderat–puternic acidă, ceea ce explică şi gradul redus de saturaţie în baze (15–35%). În componenţa complexului adsorbtiv predomină fracţiunea acidă (S_H = 10–27 me/100 g sol), valorile sumei bazelor de schimb fiind cuprinse între 5–16 me/100 g sol. Aciditatea de schimb este determinată şi de prezenţa aluminiului mobil în complexul adsorbtiv, cu valori de 18–20 me/100 g sol (tabelul 77, fig. 88–91).

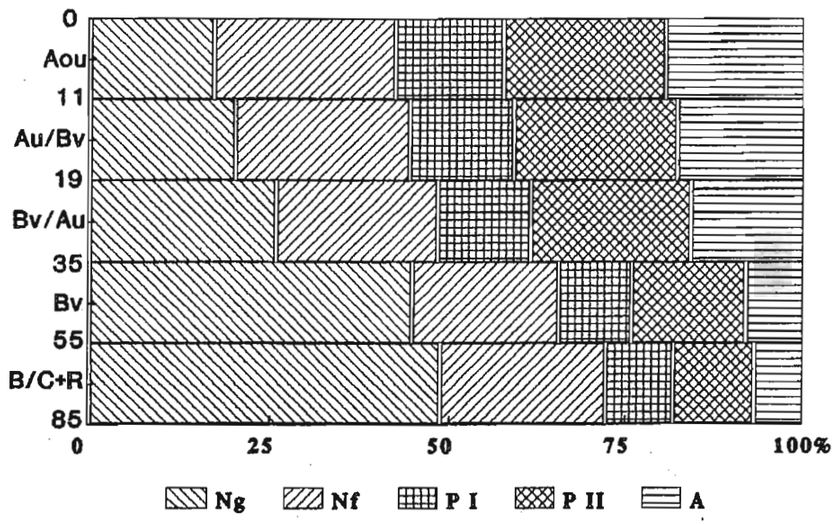


Fig. 88. Profil nr. 2/84. Sol brun acid umbric. Reprezentarea grafică a texturii.

Tabelul 77

Profil nr.2/84. Sol brun acid umbric (1290 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Ol+f	Aou	Au/Bv	Bv/Au	Bv	B/C+R
Adâncime (cm)		5-0	0-11	11-19	19-35	35-55	55-85
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng		16,82	19,83	25,55	44,51	48,48
	Nf		25,25	24,30	22,53	20,69	23,44
	P I		15,23	14,67	13,20	10,40	9,64
	P II		23,00	23,15	22,64	16,20	11,44
	A		19,70	18,05	16,08	8,20	7,00
	Txt		SS	SS	SS	UG	UG
pH			4,3	4,0	4,4	4,7	5,1
Carb.(%)			-	-	-	-	-
C org.(%)			16,70	11,07	6,06	1,32	0,16
Humus (%)			28,80	19,08	10,44	2,28	0,28
Nt(%)			0,4	0,42	0,23	0,10	0,05
C/N			26,09	26,36	26,35	13,20	3,2
P_2O_5	mobil (ppm)		12	11	10	9	9
K_2O			226	211	187	192	198
S_B	me/100g sol		12,0	5,0	7,0	8,0	16,0
S_H			25,0	26,8	18,2	8,0	5,2
T			37,0	31,8	25,2	16,0	21,2
V%			32,43	15,73	27,78	50,00	75,48
Ca	me/100g sol		7,69	1,41	3,30	3,96	10,45
Mg			1,90	1,60	1,82	1,90	3,10
Na			0,75	0,41	0,62	0,70	0,95
K			1,66	1,58	1,26	1,44	1,50
Fe			9,2	8,8	7,5	7,2	6,6
Al mobil(mg)			18,72	19,33	20,14	19,79	18,18

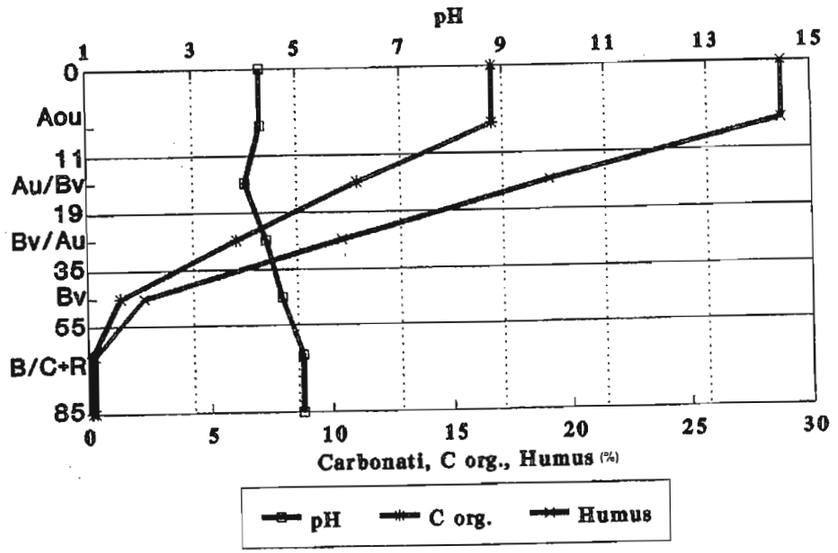


Fig. 89. Profil nr. 2/84. Sol brun acid umbric. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

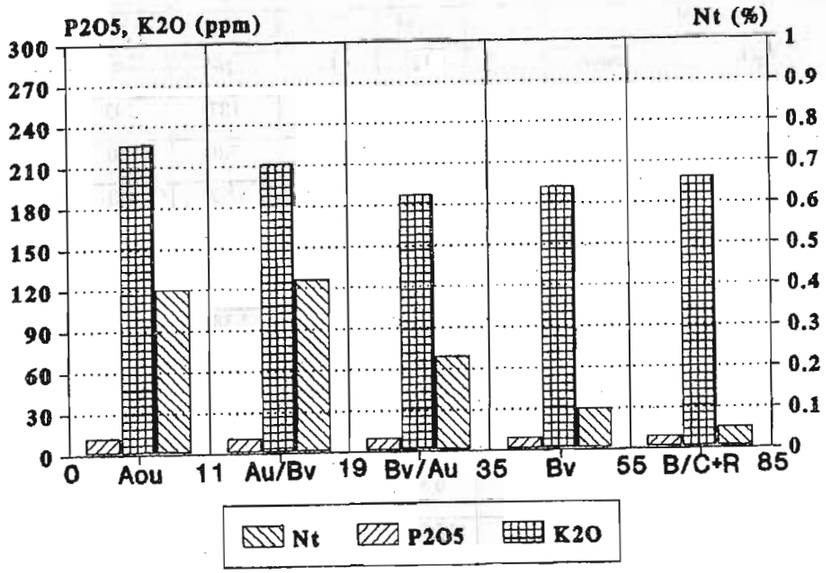


Fig. 90. Profil nr. 2/84. Sol brun acid umbric. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

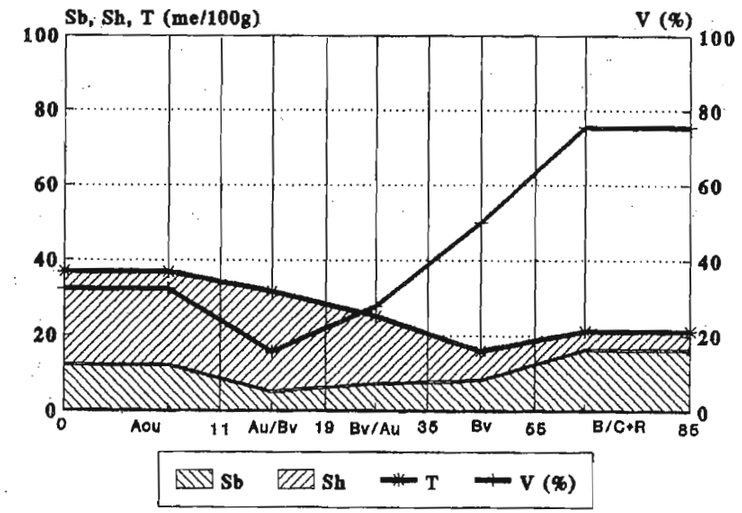


Fig. 91. Profil nr. 2/84. Sol brun acid umbric. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

b_3) Solurile brune acide litice (BOls) s-au format în perimetre cu declivităţi ridicate şi posibilităţi minime de acumulare, fiind întâlnite pe versanţi abrupţi, în unele sectoare de chei sau la partea superioară a unor culmi montane relativ înguste. În Masivul Rarău, suprafeţele cele mai însemnate sunt grupate în sud–vest, unde corespund versanţilor puternic înclinaţi din Cheile Bistriţei, pe văile Aramei şi Colbu, dar şi pe unele vârfuri constituite din jaspuri silicioase (Bâtca cu Plai, Bâtca Neagră, Bâtca Rea). În restul teritoriului ocupă suprafeţe restrânse subordonate solurilor brune acide tipice.

Subtipul în cauză se caracterizează printr-un volum edafic restrâns, determinat de prezenţa rocii dure la adâncimi cuprinse între 20–50 cm. Prezenţa aproape exclusivă a pădurii condiţionează apariţia succesiunii orizonturilor organice, iar la nivelul orizontului Bv conţinutul de schelet este foare mare, atingând sau depăşind 50%. Textura se păstrează mijlocie pe tot profilul (uneori mijlocie–fină) iar structura este slab conturată. Proprietăţile chimice sunt asemănătoare solurilor brune acide tipice, cu precizarea că sub nivelul orizontului Ao (Aou) conţinutul de humus scade brusc, ca de altfel şi aprovizionarea cu elemente minerale utile. Proprietăţile fizico–mecanice şi chimice sunt cel mai bine reprezentate în cazul profilului nr. 2/77 (tabelul 78), situat în Bâtca cu Plai (1160 m altitudine), pe gresii silicioase în alternanţă cu jaspuri, datele cele mai reprezentative fiind redate grafic în fig. 92–95.

b_4) Solurile brune acide pseudogleizate (BOpz) corespund unor terenuri slab drenate, umbrite, cu materiale parentale de natură marno–grezoasă, fiind întâlnite pe versanţi slab înclinaţi şi suprafeţe cvasiorizontale. Acest subtip poate să provină

şi prin evoluţia pedogenetică a rendzinelor cambice din unele mici doline, poziţionate la altitudini mari (peste 1400 m), precum în situaţiile din preajma Pochilor Rarăului şi Todirescu. Arealele cele mai reprezentative sunt concentrate între Valea Seacă şi Izvorul Alb (la peste 1000 m) şi pe platoul Rarăului, unde apar mai multe suprafeţe restrânse cu acest subtip de sol.

Tabelul 78

Profil nr.2/77. Sol brun acid litic (1160 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Ol+f	Oh	Aou	Bv_1	Bv_2+R	Bv_3+R	R+Bv
Adâncime (cm)		10-5	5-0	0-12	12-27	27-45	45-59	59-85
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng			19,96	19,61	21,40	22,03	23,80
	Nf			29,60	27,52	28,60	29,82	30,15
	P I			15,12	15,82	15,43	15,05	14,90
	P II			16,50	15,90	16,92	16,70	15,10
	A			18,82	21,15	17,65	16,40	15,05
	Txt			SM	LL	SM	SM	SM
pH			4,6	4,3	4,4	4,8	5,0	5,0
Carb.(%)			-	-	-	-	-	-
C org.(%)			20,97	2,24	1,11	1,06	0,79	
Humus (%)			36,15	3,86	1,91	1,83	1,36	
Nt(%)			0,52	0,15	0,09	0,08	0,06	
C/N			40,33	14,93	12,33	13,25	13,17	
P_2O_5	mobil (ppm)		26	18	16	12	8	
K_2O			166	144	126	122	118	
S_B	me/100g sol		17,0	11,0	10,0	12,0	16,0	16,0
S_H			19,2	17,9	16,5	14,2	8,2	6,1
T			36,2	28,9	26,5	26,2	24,2	22,1
V%			46,96	38,06	37,74	45,80	66,12	72,40
Ca	me/100g sol							
Mg								
Na								
K								
Fe								
Al mobil(mg)								

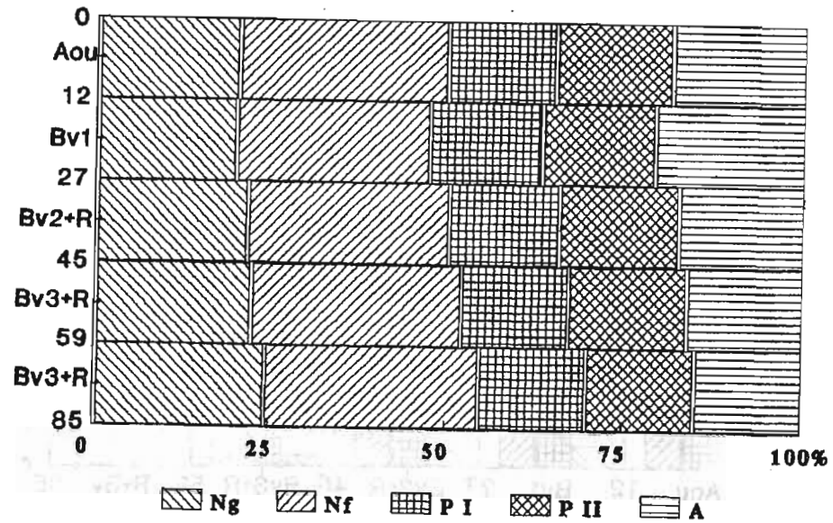


Fig. 92. Profil nr. 2/77. Sol brun acid litic. Reprezentarea grafică a texturii.

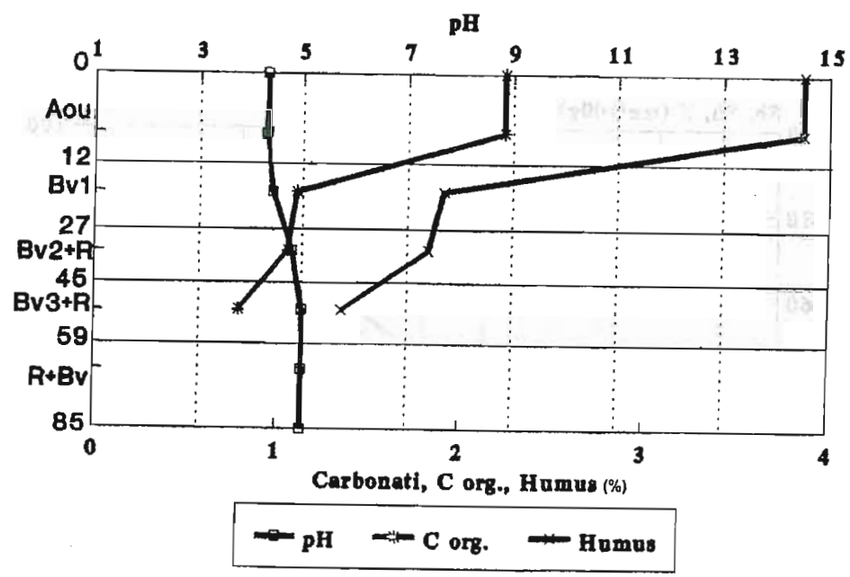


Fig. 93. Profil nr.2/77. Sol brun acid litic. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

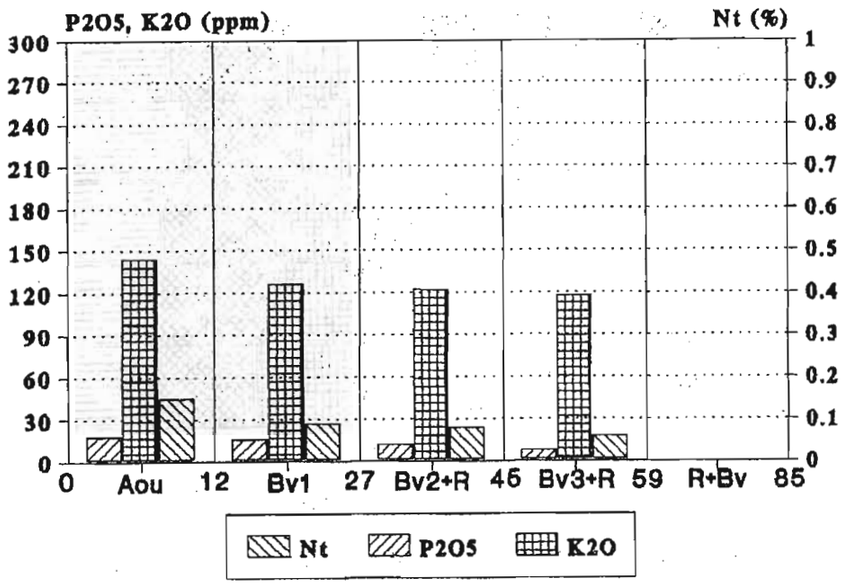


Fig. 94. Profil nr. 2/77. Sol brun acid litic. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

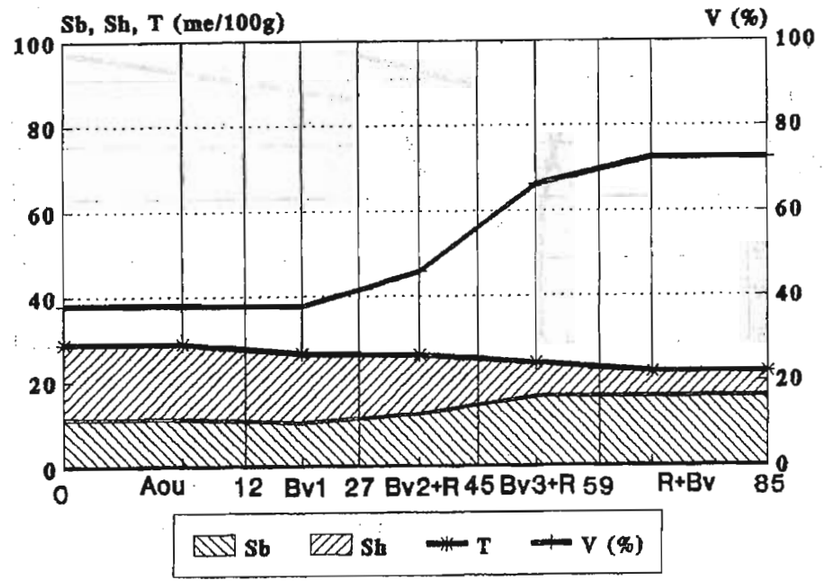


Fig. 95. Profil nr. 2/77. Sol brun acid litic. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

Deşi nu figurează în *Sistemul român de clasificare a solurilor* (1980), acest subtip constituie o realitate a regiunilor montane. În cazul Rarăului, evoluţia subtipului pseudogleizat este legată de prezenţa depozitelor de solificare cu un chimism global intermediar şi care nu se remarcă printr-un drenaj imperfect, ceea ce face ca apa din precipitaţii să stagneze un timp mai scurt sau mai lung în profilul solului. S-a format, adesea, pe suprafeţe de racord, la baza versanţilor, unde pe fondul *wildflişului* cretacic se constată un aport substanţial de material deluvial (de natură cristalină), ceea ce face ca în prima sa parte solul să aibă un grad de saturaţie în baze de sub 55%, iar în profunzime să se înregistreze evidente procese de hidromorfism pluvial. La altitudini mai mari (1400–1500 m), solurile brune acide se pot forma şi prin evoluţia rendzinelor cambice, în interiorul unor doline cu fundul plat. Prin stagnarea apei din precipitaţii se constată o uşoară migrare laterală a argilei şi hidroxizilor ferici, ceea ce face ca în partea superioară a profilului debazificarea să se accentueze. Asemenea situaţii sunt caracteristice pe platoul Rarăului, între Pochii de Sus şi Todirescu, la periferia maselor calcaroase. Particularităţile fizico–mecanice şi chimice ale solurilor brune acide pseudogleizate sunt ilustrate prin datele profilului 7/84, situat la 1470 m altitudine, în preajma Vârfului Todirescu (tabelul 79, fig. 96–99).

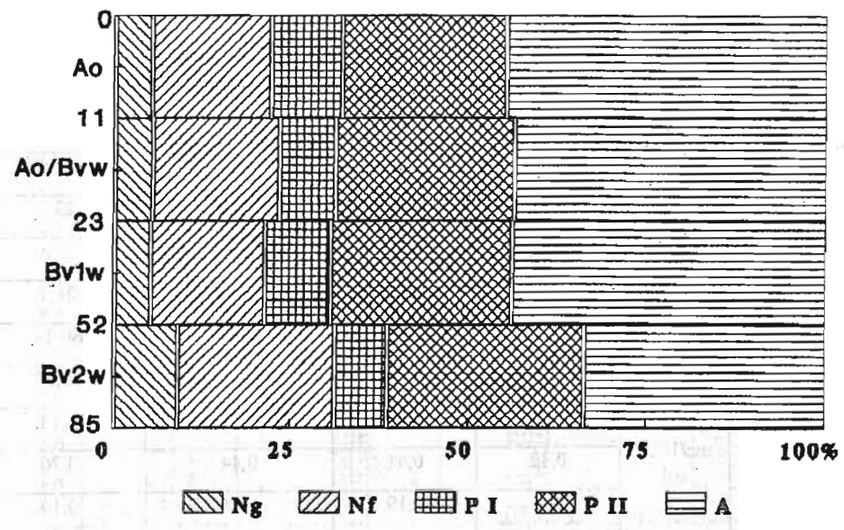


Fig. 96. Profil nr. 7/84. Sol brun acid pseudogleizat. Reprezentarea grafică a texturii.

Tabelul 79

Profil nr.7/84. Sol brun acid pseudogleizat (1470 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Ao	Ao/Bvw	Bv_1w	Bv_2w
Adâncime (cm)		0-11	11-23	23-52	52-85
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng	5,12	5,25	5,02	8,89
	Nf	16,68	17,80	16,00	22,13
	P I	10,08	7,96	9,38	7,36
	P II	23,04	25,06	25,38	27,66
	A	45,08	43,92	44,28	33,96
	Txt	TT	TT	TP	TP
pH		5,1	5,2	5,3	5,6
Carb.(%)		-	-	-	-
C org.(%)		5,36	3,96	1,91	1,01
Humus (%)		9,24	6,82	3,29	1,74
Nt(%)		0,26	0,16	0,10	0,05
C/N		20,62	24,75	19,10	20,20
P_2O_5	mobil (ppm)	19	16	13	10
K_2O		185	180	162	158
S_B	me/100g sol	16,0	15,0	16,0	23,0
S_H		17,8	16,0	14,5	5,7
T		33,8	31,0	30,5	28,7
V%		47,34	48,39	52,46	80,14
Ca	me/100g sol	13,55	12,55	13,40	18,97
Mg		1,92	1,85	1,99	3,14
Na		0,32	0,41	0,44	0,70
K		0,21	0,19	0,17	0,19
Fe		7,8	7,9	8,2	8,5
Al mobil(mg)		7,92	8,18	8,52	8,10

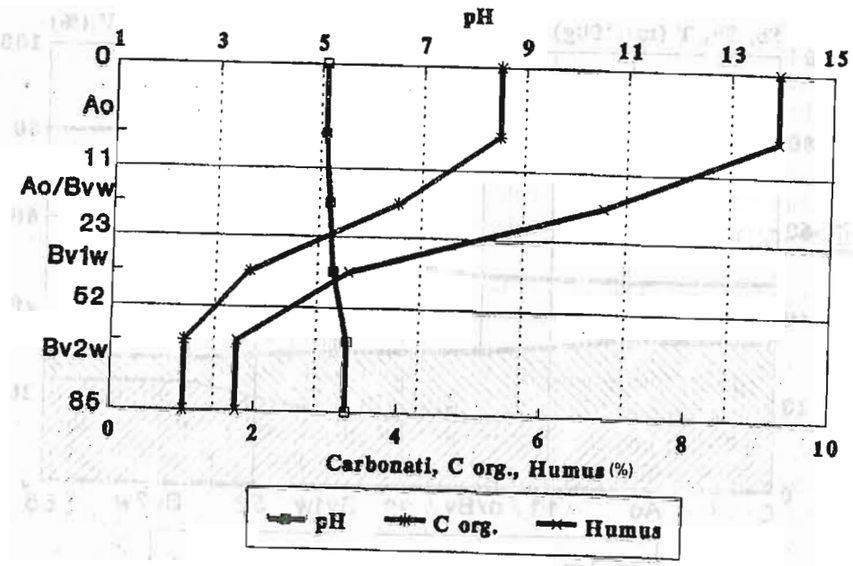


Fig. 97. Profil nr. 7/84. Sol brun acid pseudogleizat. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

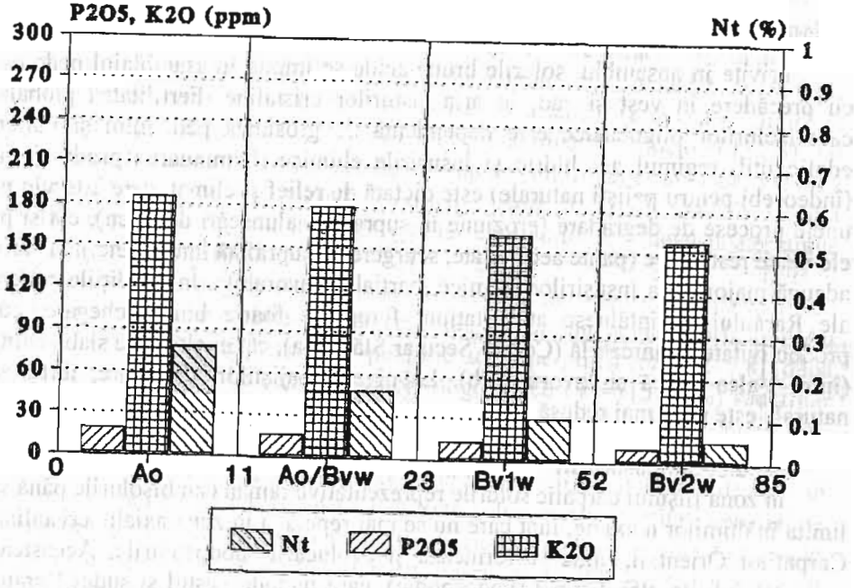


Fig. 98. Profil nr. 7/84. Sol brun acid pseudogleizat. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

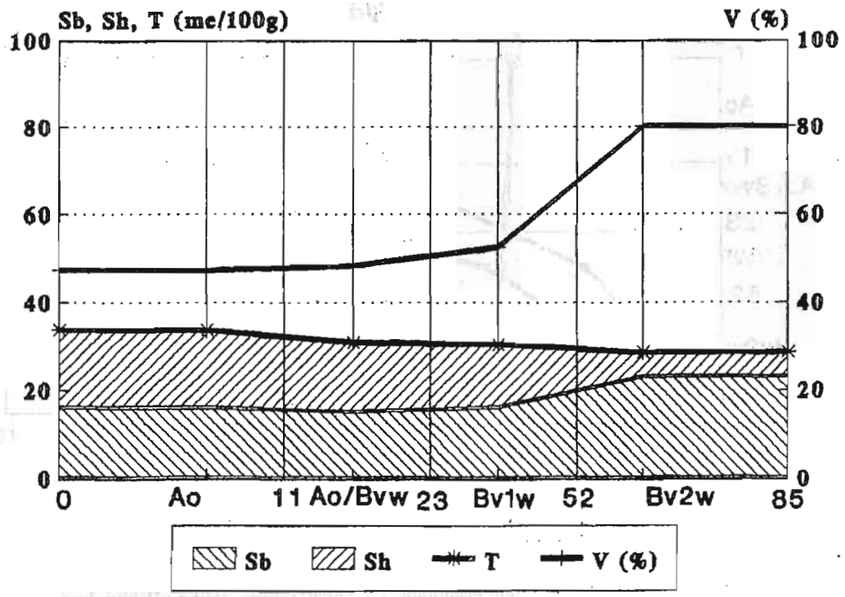


Fig. 99. Profil nr. 7/84. Sol brun acid pseudogleizat. Variația principalelor mărimi de schimb cationic.

Privite în ansamblu, solurile brune acide se impun în asamblajul pedologic, cu precădere în vest și sud, în aria șisturilor cristaline. Fertilitatea globală a cambisolurilor oligobazice este dependentă de grosimea pedonului și volumul edafic util, regimul aerohidric și însușirile chimice. Diminuarea productivității (îndeosebi pentru pajiști naturale) este dictată de relief și climat, care intervin prin unele procese de degradare (eroziune în suprafață, alunecări de teren), cât și prin elemente restrictive (pante accentuate, scurgere de suprafață intensă etc.), la care se adaugă majoritatea însușirilor chimice, parțial nefavorabile. În condițiile concrete ale Rarăului se întâlnesc atât stațiuni forestiere foarte bine închegate, cu o productivitate remarcabilă (Codrul Secular Slătioara), cât și altele de slabă calitate (între Valea Seacă și Izvorul Alb). La nivelul pajiștilor secundare, fertilitatea naturală este mult mai redusă.

8.4.2.3. Spodosolurile

În zona flișului carpatic solurile reprezentative rămân cambisolurile până spre limita înălțimilor maxime, fapt care nu se mai repetă și în zona axială, cristalină, a Carpaților Orientali, unde se formează și evoluează spodosolurile. Aceastea se grupează într-un etaj distinct (pedospodic), care include vestul și sudul Rarăului. Din acest punct de vedere, putem conchide că Masivul Rarău constituie limita estică a spodosolurilor pentru grupa centrală a Orientalilor.

Spodosolurile se leagă de un climat boreal montan rece ($T°C$ = 2–4°C) și umed (Pm = 800–1000 mm), dar și de prezența unor roci acide (preponderent metamorfice) sau a materialelor parentale derivate din acestea. În aceste condiții, alterarea este foarte intensă, mineralele primare fiind transformate în silice și sescvioxizi, fără neoformare de argilă. În profilul solurilor se individualizează orizonturi specifice de acumulare a sescvioxizilor de fier și aluminiu (Bs) sau a sescvioxizilor și, parțial, a humusului (Bhs), după cum, în cazul podzolurilor se formează și un orizont eluvial spodic (Es), de acumulare reziduală a pulberilor fine de silice.

În Masivul Rarău, arealul spodosolurilor are forma unei benzi continue între Pojorâta și Chiril, dar cuprinde și alte suprafețe mai restrânse în sudul extrem și o bandă îngustă în bazinul Slătioarei.

Din această clasă fac parte solurile brune feriiluviale și podzolurile.

a) Solurile brune feriiluviale (PB) constituie cele mai reprezentative spodosoluri întâlnite în Masivul Rarău. Sunt specifice treptei de relief cuprinsă între 1000 m (1100 m) și 1400 m altitudine, din vestul și sudul regiunii. Prezența rocilor epi– și mezometamorfice, acide și foarte acide, în condițiile climatului boreal montan, rece și umed, constituie factorii pedogenetici reprezentativi. Datorită tendinței de uniformizare a climatului și existenței rocilor mediu și puternic acide, taxonomia solurilor brune feriiluviale nu cuprinde decât două subtipuri: tipic și litic.

a_1) Solurile brune feriiluviale tipice (PBti) constituie trăsătura definitorie a etajului pedospodic din Masivul Rarău. Acest tip formează o bandă continuă în vestul masivului, de la Pojorâta până la sud de Bâtca Neagră, dar însumează și apariții insulare în sudul Rarăului și, izolate, în sud–est. Se caracterizează printr-un profil de tip: O–Au(Aou)–Bs(Bhs)–R(C). Orizontul Au (precedat deseori de succesiunea orizonturilor organice) are grosimi variabile (8–20 cm), culori în nuanțe închise (7,5YR 2/0–3/2), textura este predominant mijlocie (LL–SS), iar structura lipsește sau este slab conturată, în timp ce conținutul de schelet oscilează în limite largi. Orizontul Bs prezintă culori în nuanța de 7,5YR 5/4–5/6, textura este mijlocie și grosieră, structura lipsește, iar conținutul de schelet poate atinge 30–40% din volumul solului.

Dintre toate însușirile solurilor brune feriiluviale tipice, cele care țin de chimism sunt acut nefavorabile. Astfel, reacția este puternic acidă în orizontul Au (pH 4,2–4,9) și se păstrează moderat–puternic acidă pe profil (pH 4,2–5,8), după cum, gradul de saturație în baze are valori oligobazice (V = 15–45%) sau chiar extrem oligobazice (5–15%). Suma cationilor bazici de schimb prezintă valori relativ reduse (S_B = 3–22 me/100 g sol), în timp ce aciditatea de schimb crește sensibil (S_H = 5–27 me/100 g sol), ceea ce determină o capacitate totală de schimb cationic moderată (10–35 me/100 g sol). Aceste soluri conțin cantități apreciabile de materie organică (8,42–23,52%), calitativ inferioară (moder și mohr), fapt pus în evidență și de raportul C/N, cu valori foarte mari (peste 30). Aprovizionarea cu elemente minerale nutritive este deficitară în ceea ce privește azotul total, fosforul și potasiul mobil.

În aceste condiții, solurile brune feriiluviale dețin o fertilitate redusă, fiind utilizate ca păduri și pajiști naturale. Majoritatea pajiștilor sunt invadate de specii acidofile (în special *Nardus stricta*), cu o slabă valoare furajeră. Pentru îmbunătățirea calității acestora sunt necesare îngrășăminte organice și minerale, alături de amendamente calcice, măsuri însă greu de aplicat în condițiile reliefului montan și deosebit de costisitoare.

Proprietățile fizico–mecanice și chimice sunt ilustrate prin datele analitice ale profilului nr.3/87, situat pe un versant montan puternic înclinat (25°), la 1400 m altitudine, în Munceii Înșirați ai Rarăului (tabelul 80; fig. 100–103).

Tabelul 80

Profil nr.3/87. Sol brun feriiluvial tipic (1400 m). Însușiri fizico–mecanice și chimice

Orizont		Ol+f	Aou	Au/Bs	Bs_1	Bs_2	Bs/Bv	Bv/C+R
Adâncime (cm)		5-0	0-14	14-22	22-44	44-60	60-80	80-100
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng		25,63	28,18	28,61	32,36	31,86	33,23
	Nf		24,33	24,80	25,62	27,16	29,14	29,66
	P I		16,52	16,30	16,92	15,25	15,08	14,28
	P II		14,20	14,42	14,05	13,60	13,20	13,00
	A		19,32	16,30	14,80	11,63	10,72	9,83
	Txt		SG	SG	SG	UG	UG	UG
pH			4,5	4,7	4,8	5,1	5,2	5,2
Carb.(%)			-	-	-	-	-	-
C org.(%)			13,64	8,96	2,67	1,09	0,76	0,55
Humus (%)			23,52	15,45	4,60	1,88	1,31	0,95
Nt(%)			0,44	0,28	0,12	0,07	0,05	0,04
C/N			31,00	32,00	22,25	15,57	15,20	13,75
P_2O_5	mobil (ppm)		10	9	8	8	7	5
K_2O			89	85	92	81	80	77
S_B	me/100g sol		4,57	4,17	4,03	3,28	3,36	3,31
S_H			14,30	14,30	16,39	15,95	13,28	9,13
T			18,87	18,47	20,42	19,18	16,64	12,64
V%			24,21	22,57	19,73	17,10	20,19	12,76
Ca	me/100g sol		2,40	2,16	2,40	1,76	1,28	1,68
Mg			0,48	0,48	0,24	0,24	0,71	0,48
Na			0,41	0,38	0,36	0,36	0,40	0,38
K			1,28	1,15	1,03	0,92	0,97	0,97
Fe			45,00	50,60	47,50	12,7	5,8	4,4
Al mobil(mg)			4,70	2,35	2,63	0,97	0,78	0,47

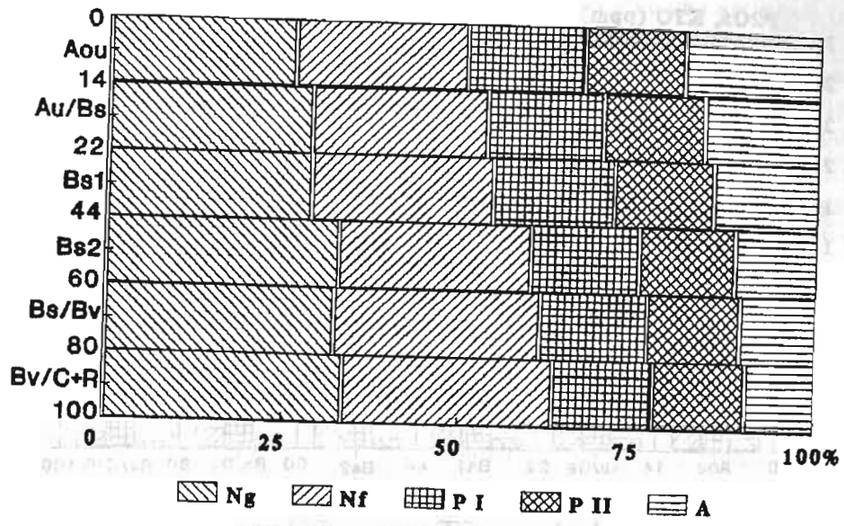


Fig. 100. Profil nr. 3/87. Sol brun feriiluvial tipic. Reprezentarea grafică a texturii.

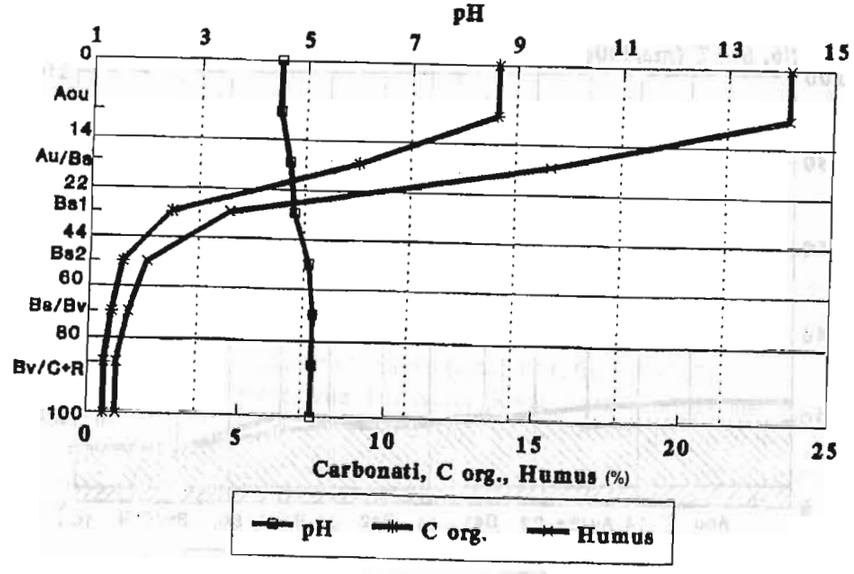


Fig. 101. Profil nr. 3/87. Sol brun feriiluvial tipic. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului și carbonaților.

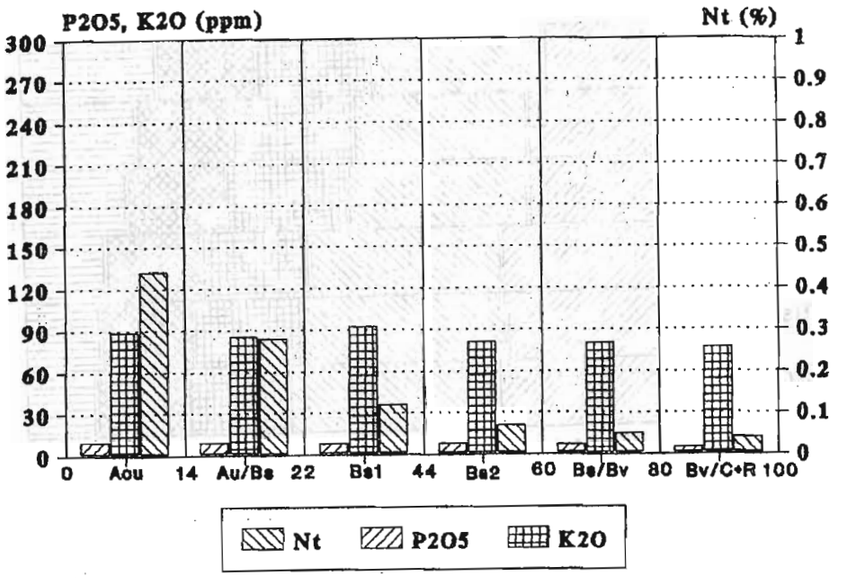


Fig. 102. Profil nr. 3/87. Sol brun feriiluvial tipic. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

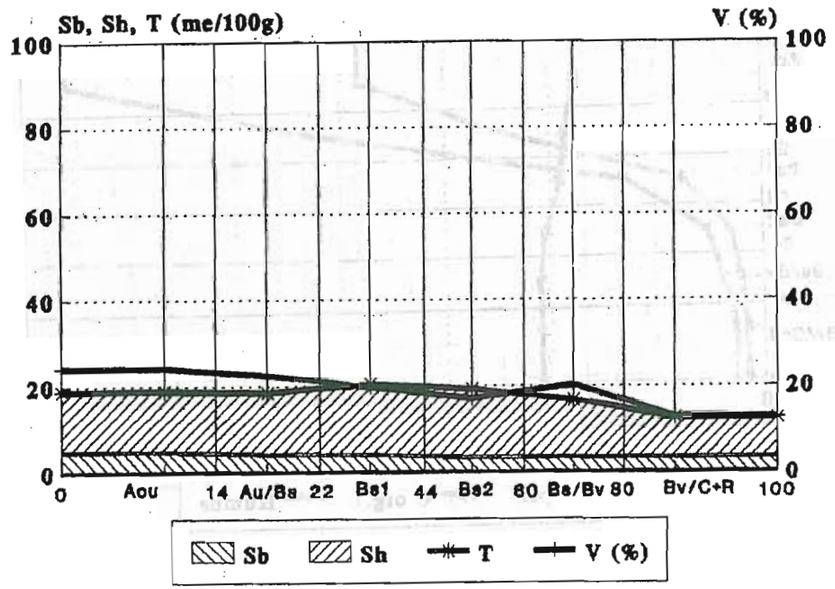


Fig. 103. Sol brun feriiluvial tipic. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

a_2) Solurile brune feriiluviale litice (PBls) se subordonează ca pondere celor tipice. Apariţia subtipului litic este condiţionată aproape exclusiv de litologie şi relief, în sensul că roca dură îşi face apariţia în intervalul 20–50 cm, pe pante accentuate. Asemenea situaţii apar cu precădere în Munceii Înşiraţi, spre văile Pădurea Tăiată şi Izvorul Alb, dar şi în Bâtca Neagră, spre pârâul Colbu şi valea Bistriţei. Însuşirile fizice sunt mai puţin favorabile decât în cazul solurilor brune feriiluviale tipice, fiind condiţionate de volumul edafic util extrem de scăzut şi conţinutul ridicat de schelet. Rezultă o fertilitate redusă, terenurile în cauză fiind valorificate moderat doar de către vegetaţia forestieră.

b) Podzolurile (PD) participă cu o pondere foarte redusă la alcătuirea învelişului de sol, întâlnindu-se în mici areale insulare din Munceii Rarăului, la peste 1400 m altitudine. Sunt condiţionate de treapta superioară de relief, climatul boreal montan şi substratul litologic constituit din roci acide şi foarte acide.

La nivel de subtip se întâlnesc doar podzolul tipic (PDti), care prezintă un orizont specific Es, subţire (5–20 cm), nestructurat, deschis la culoare (10YR 6–7/2) şi cu o textură uşoară. Cel de-al doilea orizont diagnostic este Bhs, de acumulare a sescvioxizilor şi a humusului, gros de 20–50 cm, brun–ruginiu, nestructurat şi cu o textură mijlociu–grosieră (SS). Podzolul tipic are următoarea alcătuire: Ol+f–Oh–Aou–Es–Bhs–Bs–R.

Conţinutul de humus este ridicat (15–25%) în orizontul superior, însă calitativ inferior (moder şi humus brut, acid), scade foarte mult în Es (1–2%) şi creşte în Bhs (25–35%). Solul este foarte puternic acid (pH = 3,0–4,8), extrem debazificat (V = 5–30%), slab aprovizionat cu elemente bazice (S_B = 1–10 me/100 g sol), dar bogat în fracţiunea acidofilă (S_H = 10–25 me/100 g sol). Aprovizionarea cu elemente minerale nutritive este foarte slabă în cazul azotului total, fosforului şi potasiului mobil. La nivelul orizontului Bhs se acumulează şi cantităţi însemnate de Al mobil, nociv (15–20 me/100 g sol).

Toate aceste însuşiri limitative se repercutează negativ în planul troficităţii. Podzolurile prezintă o productivitate scăzută pentru pajişti şi moderată pentru vegetaţia forestieră (molidişuri). Limitările cele mai severe sunt introduse de chimismul extrem de nefavorabil, la care se adaugă şi capacitatea redusă de reţinere a apei. Pentru exemplificare am optat pentru profilul nr.1/84, situat la altitudinea de 1470 m, în Munceii Rarăului (tabelul 81, fig. 104–107).

În concluzie, spodosolurile Masivului Rarău sunt reprezentate aproape exclusiv prin soluri brune feriiluviale, arealele ocupate de podzoluri fiind nesemnificative. În funcţie de repartiţia lor în teritoriu, putem conchide că partea vestică a masivului constituie şi limita estică a etajului pedospodic (de la această latitudine). Din acest punct de vedere, Masivul Rarău constituie o unitate pedogeografică de tranziţie dintre munţii înalţi din axul Carpaţilor Orientali şi vasta arie a flişului din est.

Tabelul 81

Profil nr.1/84. Podzol tipic (1470 m). Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Of	Aou	Es	Bhs_1	Bhs_2	Bs	R/Bs
Adâncime (cm)		3-0	0-5	5-25	25-32	32-43	43-60	60-80
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng		19,47	27,87	15,95	15,53	18,23	18,71
	Nf		30,72	32,65	35,82	35,80	36,90	38,65
	P I		11,60	10,95	11,40	12,89	11,66	10,90
	P II		19,55	18,01	19,50	18,90	18,05	17,72
	A		18,66	11,52	17,33	16,88	15,16	14,02
	Txt		SM	UM	SM	SM	SM	SM
pH			3,9	3,8	3,9	4,1	4,3	4,8
Carb.(%)			-	-	-	-	-	-
C org.(%)			14,65	1,10	23,01	15,02	3,00	0,70
Humus (%)			25,26	1,90	39,66	25,89	5,17	1,21
Nt(%)			0,52	0,08	0,85	0,53	0,11	0,06
C/N			28,17	19,75	27,07	28,34	27,17	11,67
P_2O_5	mobil (ppm)		12	6	10	9	8	7
K_2O			190	101	175	166	150	140
S_B	me/100g sol		5,12	4,08	3,95	4,72	5,15	5,50
S_H			24,16	17,72	19,15	17,40	14,12	10,12
T			29,28	21,80	23,10	22,12	19,27	15,62
V%			17,49	18,72	17,10	21,34	26,73	35,21
Ca	me/100g sol		2,24	1,66	1,82	2,10	2,17	2,54
Mg			1,28	1,00	0,90	1,10	1,40	1,42
Na			0,35	0,30	0,28	0,35	0,34	0,34
K			1,25	1,12	0,95	1,17	1,19	1,20
Fe			48,10	24,20	55,61	50,60	28,65	12,90
Al mobil(mg)			9,2	7,8	18,9	15,2	8,0	1,2

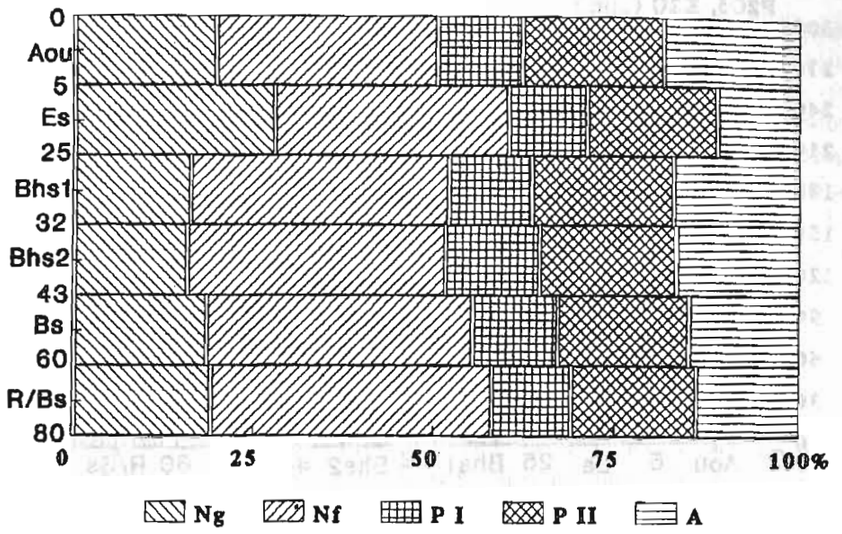


Fig. nr. 104. Profil nr. 1/84. Podzol tipic. Reprezentarea grafică a texturii.

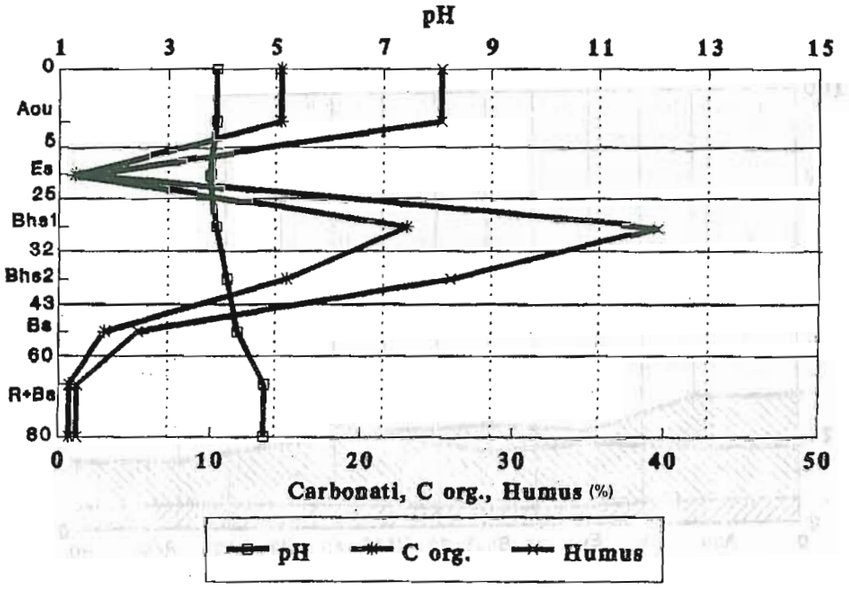


Fig. 105. Profil nr. 1/84. Podzol tipic. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

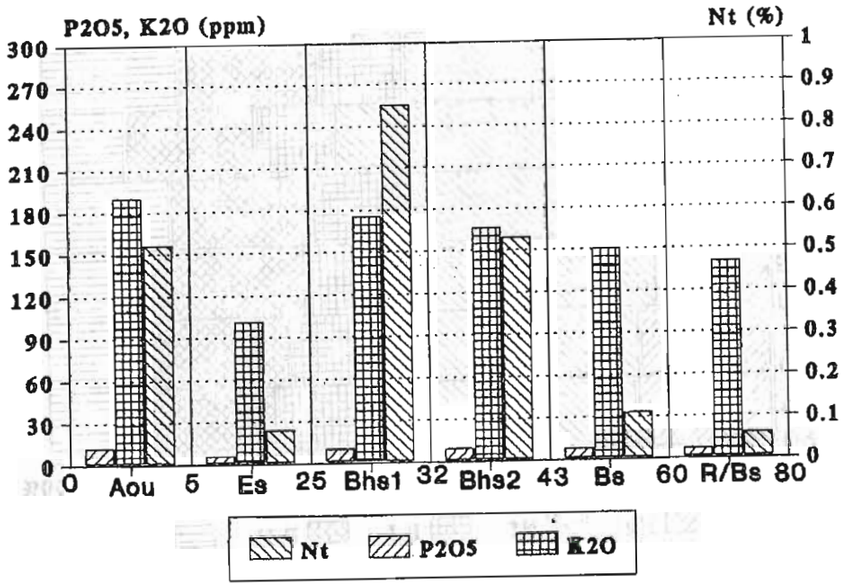


Fig. 106. Profil nr. 1/84. Podzol tipic. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

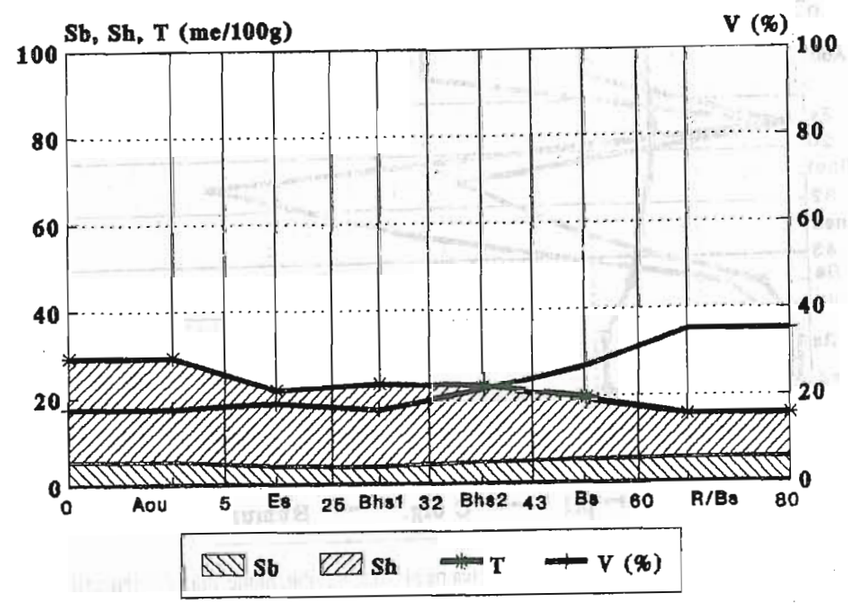


Fig. 107. Profil nr. 1/84. Podzol tipic. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

8.4.2.4. Umbrisolurile

Această clasă de soluri, care încheie dispunerea altitudinală (prin tipul humico–silicatic), este foarte slab reprezentată în Masivul Rarău. Cartarea solurilor a evidenţiat conturarea unor areale mai reprezentative în Bâtca Neagră (sud–vest) şi Munceii Rarăului (Vârful Tihăraiei), la care se mai adaugă şi alte mici suprafeţe, subordonate însă subtipului brun acid umbric. De altfel, umbrisolurile din această regiune constituie un caz particular, care „deranjează" local clasica succesiune altitudinală a solurilor pe roci şi materiale parentale acide: soluri brune acide–soluri brune feriiluviale–podzoluri. În teritoriul studiat umbrisolurile sunt condiţionate de treapta superioară de relief, climatul boreal montan, umed şi rece şi litologie (roci metamorfice melanocrate). Sunt reprezentate doar prin solurile negre acide.

a) Solurile negre acide tipice (NOti)

După cum arătam anterior, acest tip de sol apare sub formă de areale mici, disjuncte, de regulă, la altitudini corespunzătoare solului brun acid, de care se deosebeşte însă printr-o serie de proprietăţi şi însuşiri morfologice şi fizico–chimice. Conceptul central se caracterizează printr-o morfologie de tip O–Au(Aou) –Bv–R(C). Sub nivelul orizontului organic (5–15 cm) urmează Au, cu grosimi de la 10–15 cm, în culori închise (5YR 2,5/2), nestructurat şi cu o textură mijlocie (SS). Orizontul Bv este bine definit sub aspectul grosimii (30–50 cm), în nuanţe (10YR) cu valori şi crome mici în prima sa parte, cu o textură mijlocie (SM), structură vag conturată şi un conţinut ridicat de schelet (30–40%).

Chimismul se caracterizează prin reacţii foarte acide pe tot profilul (pH = 3,8–5,0), humus în cantităţi ridicate (9,8–10,2%), dar de tip nesaturat, acidofil, iar gradul de saturaţie în baze este coborât (15–30%). Cationii bazici de schimb sunt slab reprezentaţi (4–15 me/100 g sol), prin comparaţie cu aciditatea de schimb (S_H = 10–58 me/100 g sol). Solul negru acid conţine şi cantităţi apreciabile de aluminiu schimbabil (3–13 mg/100 g sol). Aprovizionarea cu elemente minerale nutritive este deficitară în cazul azotului total (0,32–0,10%) şi fosforului asimilabil (12–6 ppm), dar moderată pentru potasiu mobil (190–100 ppm). Raportul C/N prezintă valori mari (30–33), ceea ce relevă slaba calitate a humusului. În aceste condiţii, fertilitatea solurilor negre acide este redusă în cazul pajiştilor (invadate de specii acidofile, fără valoare nutritivă) şi moderată doar pentru molidişuri.

Proprietăţile fizico–chimice ale acestui tip de sol sunt redate în tabelul 82 şi în fig. 108–111 (profil nr. 2/87).

În concluzie, umbrisolurile sunt nereprezentative, având o răspândire cu totul locală în Masivul Rarău. Se dispun în etajul solurilor brune acide şi cel al spodosolurilor, constituind limita estică în cadrul acestei grupe din Carpaţii Orientali.

Tabelul 82

Profil nr.2/87. Sol negru acid tipic. Însuşiri fizico–mecanice şi chimice

Orizont		Ol+f	Au	A/B	Bv_1	Bv_2	Bv_3+R
Adâncime (cm)		4-0	0-15	15-22	22-35	35-60	60-80
Alcătuirea granulometrică (%)	Ng		24,50	24,54	23,78	24,15	25,60
	Nf		24,26	26,52	28,12	28,40	27,90
	P I		12,88	11,69	11,80	11,05	11,44
	P II		18,74	18,60	17,90	17,56	16,90
	A		19,62	18,65	18,40	18,39	18,16
	Txt		SS	SM	SM	SM	SM
pH			4,3	4,7	4,9	5,0	5,1
Carb.(%)			-	-	-	-	-
C org.(%)			9,19	6,26	3,99	2,60	1,72
Humus (%)			15,84	10,79	6,88	4,48	2,96
Nt(%)			0,32	0,19	0,13	0,10	0,08
C/N			28,72	32,95	30,61	26,00	21,50
P_2O_5	mobil (ppm)		12	10	10	8	7
K_2O			189	179	165	166	155
S_B	me/100g sol		4,50	4,14	4,18	3,72	4,33
S_H			23,20	18,37	16,68	9,53	8,73
T			27,70	22,51	20,86	13,25	13,06
V%			16,24	18,39	20,04	28,07	33,15
Ca	me/100g sol		1,44	1,92	1,92	0,96	1,92
Mg			1,43	0,83	0,96	1,43	1,20
Na			0,33	0,36	0,30	0,33	0,26
K			1,30	1,03	1,00	1,00	0,95
Fe			14,80	10,60	9,00	5,20	13,20
Al mobil(mg)			12,9	3,2	0,5	0,8	0,3

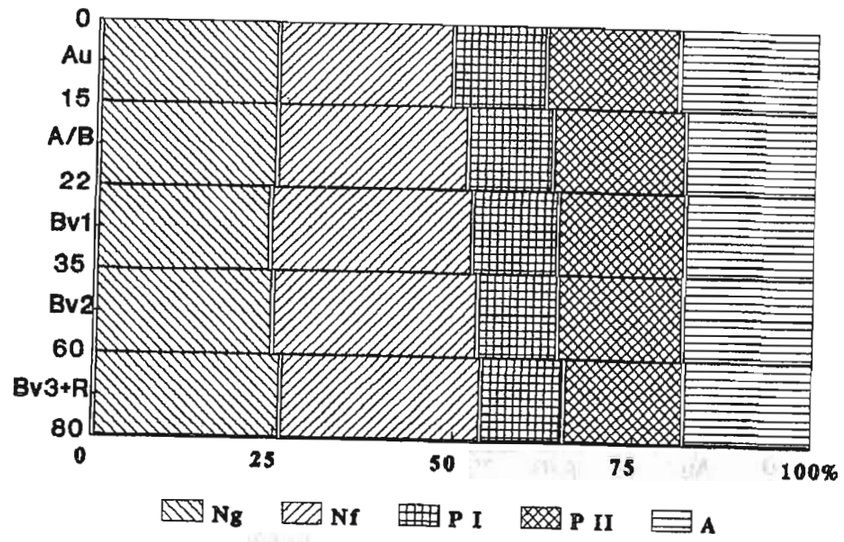


Fig. 108. Profil nr. 2/87. Sol negru acid tipic. Reprezentarea grafică a texturii.

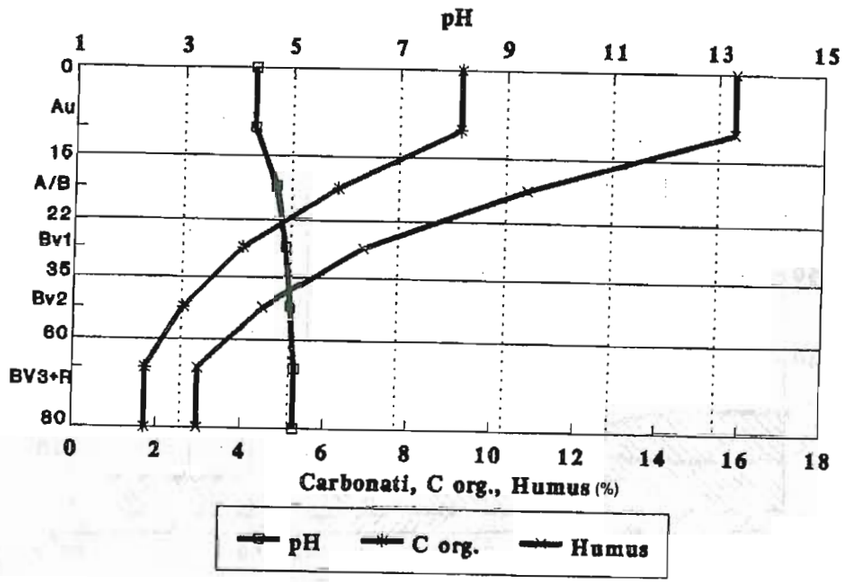


Fig. 109. Profil nr. 2/87. Sol negru acid tipic. Dinamica pe profil a pH-ului, humusului şi carbonaţilor.

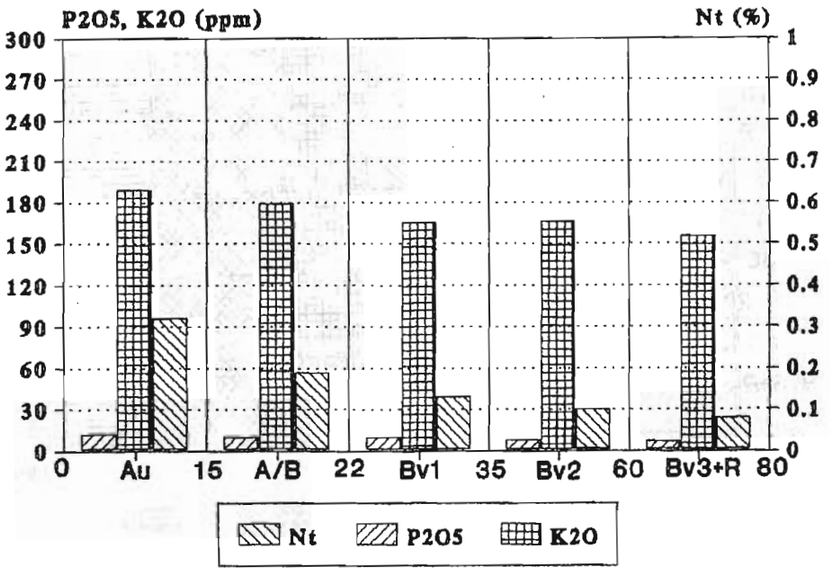


Fig. 110. Profil 2/87. Sol negru acid tipic. Aprovizionarea solului cu azot total, fosfor şi potasiu mobil.

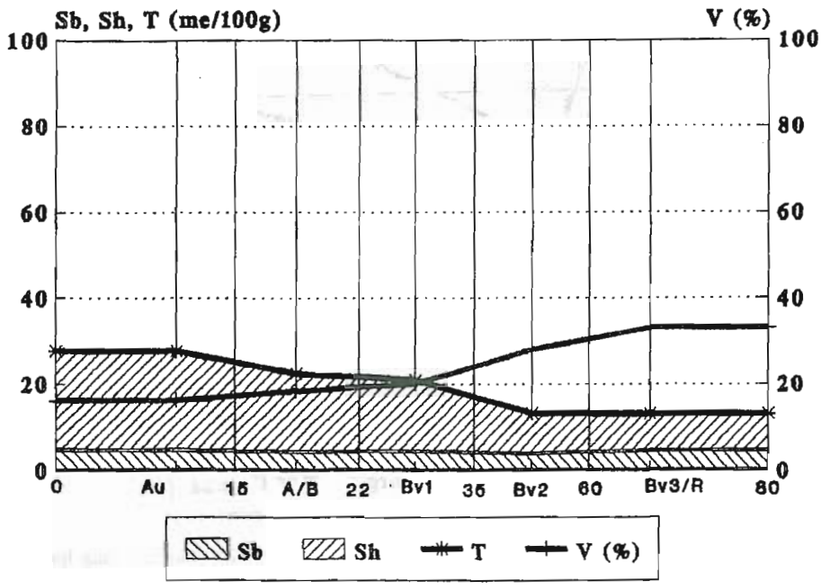


Fig. 111. Profil nr. 2/87. Sol negru acid tipic. Variaţia principalelor mărimi de schimb cationic.

8.4.2.5. Solurile neevoluate, trunchiate şi desfundate

În Masivul Rarău sunt reprezentate doar solurile neevoluate, cu procese incipiente de pedogeneză. În această clasă se includ soluri neînrudite genetic, separate prin anumite condiţii specifice de formare şi modele diferite de evoluţie. Sunt incluse entităţi tipologice aflate într-un stadiu incipient de evoluţie, datorită vârstei absolute reduse a procesului de pedogeneză (protosol aluvial, sol aluvial), rezistenţei la alterare opusă de rocile dure (litosolul), condiţionate de eroziunea geologică (regosolul), dar şi solurile intens trunchiate prin eroziune accelerată sau decopertare (erodisolul).

Toate tipurile menţionate se întâlnesc în areale mici şi dispersate, dar pe ansamblu însumează suprafeţe destul de mari, impunând învelişului de sol o anumită varietate, cu consecinţe în planul valorificării economice şi sub aspect ameliorativ.

a) Litosolurile (LSti)

Aceste soluri sunt slab reprezentate, întâlnindu-se pe versanţii abrupţi ai Cheilor Bistriţei (Zugreni) şi, local, pe abrupturile din zona centrală. Mici suprafeţe apar şi în preajma carierelor de calcar şi gresie (Pojorâta) sau pe unele halde vechi. Profilul acestui tip de sol este extrem de scurt: Ao (sau Aom, Aou)–R. Orizontul Ao, de 5–15 cm grosime, este adesea precedat de succesiunea orizonturilor organice (Ol, Of+h) şi urmat invariabil de R, a cărui limită superioară este situată în primii 20 cm ai solului mineral.

Proprietăţile chimice şi de troficitate sunt în concordanţă cu natura chimico–mineralogică a rocilor, conţinutul de humus şi nivelul altitudinal. În Rarău, litosolurile s-au format pe şisturi cristaline epi– şi mezometamorfice (Cheile Bistriţei), calcare şi dolomite (partea centrală a masivului) şi gresii. Aproape invariabil, litosolurile sunt valorificate de o vegetaţie forestieră, dar cu particularităţi distincte (molidişuri în amestec cu mesteacăn, molidişuri rare cu tufărişuri de ienupăr şi jneapăn etc.)

Dacă litosolurile nu se remarcă în mod deosebit în ansamblajul pedologic, se impune însă relieful spectaculos (chei, abrupturi, stâncării).

b) Regosolurile (RS)

Tipul regosol ocupă suprafeţe restrânse, întrunind condiţii de formare pe unii versanţi de wildfliş, afectaţi de eroziunea geologică, lentă şi îndelungată (Coasta Praşca) şi în perimetre afectate de vechi procese de alunecare în masă (Izvorul Malului). De asemenea, se mai întâlnesc şi pe frunţile teraselor de versant, dar perimetrele în cauză nu sunt cartabile la scara hărţii.

Conceptul central al acestui tip (RSti) se caracterizează printr-un profil scurt, Ao–C (eventual Ao–A/C–C), întrucât solificarea se menţine într-un stadiu puţin avansat, de relativ echilibru între ritmul eroziunii şi cel al formării solului. De regulă, grosimea orizontului Ao nu depăşeşte 10–15 cm (rar 20 cm), sub care urmează tranziţia A/C şi orizontul C, ultimul constituit din materiale deluviale şi aluviale (frunţi de terasă). Există şi situaţii când orizontul C este foarte scurt (20–30 cm), fiind urmat de un orizont R (marne, gresii, conglomerate), situat în primii 50 cm. Este cazul *regosolurilor litice (RSls)*, întâlnite pe flancul stâng al Văii Seci (Coasta Praşca).

Caracteristicile morfologice şi însuşirile fizico–mecanice ale regosolurilor determină o slabă favorabilitate pentru pajişti (păşuni), singura utilizare adecvată fiind cea forestieră. Regosolurile întâlnite în Masivul Rarău sunt valorificate doar ca pajişti naturale (păşuni), cu productivităţi reduse, dar şi cu posibilităţi limitate de a fi ameliorate semnificativ (pante accentuate, fragmentare intensă a reliefului etc.).

c) Erodisolurile (ER)

În Masivul Rarău ponderea erodisolurilor este aproape nesemnificativă. Acest fapt este datorat valorificării mult mai judicioase a fondului silvo–pastoral, aspect caracteristic pentru toată regiunea muntoasă a Bucovinei. În cazul de faţă, erodisolurile întrunesc condiţii de formare doar pe versantul estic al Dealului Slătioara, într-un mic bazinet de eroziune sculptat în roci flişoide şi în bazinul superior al Izvorului Alb, în cadrul alunecării de teren de sub Pietrele Roşii. În restul teritoriului, erodisolurile ocupă teritorii foarte restrânse care nu au putut fi cartate la scara hărţii, caracteristice trupurilor de pajişti situate în preajma localităţilor, în punctele de intrare a animalelor pe islazuri (Izvorul Vitelor, Valea Seacă, Valea Caselor etc.).

Erodisolurile tipice (ERti) provin prin decapitarea părţii superioare a unor soluri zonale în urma proceselor intense de eroziune în suprafaţă. Manifestarea intensă a proceselor erozionale este favorizată de pretabilitatea litologică (fliş, wildfliş) dar şi de intervenţia antropică. În anumite situaţii, erodisolurile constituie rezultanta declanşării unor procese de deplasare în masă (alunecarea de teren din bazinul Izvorul Alb), unde, după stabilizarea parţială a deluviului, solul încearcă să se pună în acord cu noile condiţii de mediu.

Ca o consecinţă a tipurilor variate din care provin (cambisoluri eu– mezo– şi oligobazice) şi a intenselor procese denudaţionale la care au fost supuse, morfologia erodisolurilor şi însuşirile lor fizico–chimice sunt deosebit de diversificate. Acest lucru apare evident sub aspectul chimismului (proprietăţile fizice fiind majoritar deficitare), reacţia, saturaţia în elemente bazice, conţinutul de humus şi aprovizionarea cu elemente minerale utile oscilând în limite foarte largi. Fără măsuri preventive şi de protecţie antierozională, productivitatea terenurilor cu erodisoluri este acut deficitară. În Rarău s-au realizat asemenea lucrări în perimetrul alunecării din bazinul Izvorului Alb, unde întreg versantul afectat a fost replantat, efectul ameliorativ fiind extrem de vizibil după doar 20 de ani (1976–1995). Rămâne de ameliorat doar suprafaţa din Dealul Slătioarei, unde remediul este acelaşi (împădurire), întrucât se manifestă virulent şi procesele de eroziune în adâncime.

d) Protosolurile aluviale (AA)

Sunt reprezentate prin depozite aluviale tinere, foarte slab solificate, cu apariţii sub forma unor fâşii înguste (eventual şi discontinui), aflate în vecinătatea albiilor minore (grinduri, ostroave, renii) şi unele sectoare ale albiilor majore frecvent inundate ale colectorilor principali (Moldova şi Bistriţa), cât şi ale afluenţilor acestora (Izvorul Giumalău, Valea Seacă, Izvorul Alb, Izvorul Malului, Valea Caselor, respectiv Chiril şi, local, Colbu).

Protosolurile aluviale identificate în regiune sunt cele *tipice (AAti)*, constituite majoritar din aluviuni recente, eventual superficial solificate, cu un profil scurt, de tip Ao–C(R). Orizontul Ao este vag conturat şi subţire (10–15 cm grosime), urmat de materialul aluvial (C), care-şi păstrează aproape intacte caracterele de sedimentare (stratificată sau încrucişată). Fiind o regiune montană, patul aluvial conţine frecvente nivele de pietrişuri, motiv pentru care orizontul C este înlocuit de orizontul R, astfel încât, local, protosolurile aluviale tipice trec în subtipul *litic (AAls)*.

În cazul acestor soluri nu se poate vorbi de o structurare pedogenetică a materialului parental, iar textura, eterogenă în spaţiu, tinde să devină grosieră pe profil. Toate însuşirile fizico–chimice variază în limite largi, majoritatea acestora fiind nefavorabile. În condiţiile date, pretabilitatea este mult diminuată, cele mai multe folosinţe fiind excluse. Protosolurile aluviale din Masivul Rarău conţin cantităţi foarte mari de schelet, astfel încât volumul edafic util se menţine extrem de scăzut, situaţie în care solificarea aproape lipseşte. Prin amenajarea unor drumuri naţionale (valea Bistriţei) şi îndiguiri (Moldova între confluenţele cu Sadova şi Izvorul Alb), perimetrele cu protosoluri au fost reduse la maximum. Solificarea este mult îngreunată datorită revărsărilor frecvente, dar şi exploatărilor de piatră şi pietriş, în balastiere locale, care generează şi un microrelief specific.

e) Solurile aluviale (SA)

Solurile aluviale sunt ceva mai bine reprezentate, nu prin extinderea considerabilă a albiilor majore, ci a treptelor joase de luncă, cu deosebire în compartimentele depresionare de la Pojorâta şi Câmpulung Moldovenesc (Moldova), dar şi de-a lungul Bistriţei, în sectorul aval Cheile Bistriţei–Chiril. Formarea acestor soluri este facilitată de faptul că treptele de luncă au ieşit parţial de sub influenţa inundaţiilor, în timp ce terasele de versant evoluează spre tipurile zonale, specifice respectivei trepte altitudinale (cambisoluri eu–mezobazice).

În aceste condiţii, solurile aluviale se regăsesc de-a lungul Moldovei, în depresiunile Pojorâta şi Câmpulung Moldovenesc (cu o obturare în dreptul defileului Pojorâta–Sadova), dar sunt mai puţin evidente în cazul Bistriţei (în sectorul de chei, terasele şi, implicit, solurile aluviale lipsesc complet). Apariţii bandiforme ale solurilor aluviale sunt caracteristice şi afluenţilor direcţi ai Moldovei (Izvorul Giumalău, Valea Seacă, Izvorul Alb), indirecţi (Slătioara, afluent al Suhăi Bucovinene), cât şi în cazul văii Chiril (afluent al Bistriţei).

Solurile aluviale tipice (SAti) se pun în evidenţă, de-a lungul Moldovei, în dreptul localităţilor Pojorâta şi Câmpulung Moldovenesc, fiind caracteristice treptelor de 2–3 m, 4–6 m şi 8–10 m (parţial). Suprafeţe mult mai reduse corespund şi unor nivele de terasă ale Bistriţei (2–3 m, 5–7 m şi 10–15 m), în dreptul localităţii Chiril. Sub forma unor fâşii longitudinale înguste şi discontinui, apar adesea în cursurile inferioare ale Izvorului Giumalăului, Văii Seci, Izvorului Alb, Chirilului şi în sectorul mijlociu al Slătioarei.

Solul aluvial tipic prezintă un profil de forma Ao–C (sau R), având orizontul Ao ceva mai gros (20–30 cm) şi bine evidenţiat (sub aspect cromatic şi structural), urmat de materialul parental aluvial. Gradul de structurare este destul de modest

(grăunțos sau mic poliedric), în timp ce textura prezintă o gamă largă de variație, cu o predominare însă a claselor grosiere (nisipoasă și nisipo–lutoasă) și mijlocii (luto–nisipoasă și lutoasă). În majoritatea cazurilor, sub materialul parental urmează un strat compact de pietriș, situat la adâncimi de 80–120 cm (fapt remarcat în fundațiile mai multor clădiri din orașul Câmpulung Moldovenesc – terasa de 8–10 m). Variabilitatea texturală și chimico–mineralogică (în aceleași depozite aluviale coexistă elemente cristaline, calcaro–dolomitice și flișoide) se repercutează asupra însușirilor chimice, cu valori echilibrate ale principalilor parametri (reacție, grad de saturație în baze, aprovizionare cu elemente minerale nutritive).

Fertilitatea acestor soluri este mai ridicată decât a protosolurilor aluviale, deși pretabilitatea se rezumă strict doar la valorificarea ca pajiști naturale (fânețe și pășuni). Local, terenurile pot fi utilizate și pentru anumite culturi agricole (îndeosebi cartof și plante furajere).

Solul aluvial tipic este însoțit frecvent și de subtipul *gleizat (SAgz)*, care se întâlnește la Pojorâta (treapta de 2–3 m) și Câmpulung Moldovenesc (aval de confluența cu Izvorul Alb), pe același nivel de terasă. Se mai adaugă, în funcție de condițiile locale, subtipul *molic (SAmo)*, cu apariții sub formă de enclave pe podul terasei de 8–10 m (spre confluența cu Izvorul Alb) și a celei de 16–20 m, între valea Mesteacănului și Izvorul Alb. Acest din urmă subtip nu reprezintă atât rezultatul evoluției naturale, ci este o consecință a intervenției antropice, respectivele terenuri fiind utilizate ca arabil și, prin urmare, fertilizate susținut cu îngrășăminte organice.

Sub aspectul troficității, subtipul gleizat este situat sub nivelul solurilor aluviale tipice (utilizate exclusiv ca pajiști naturale), în timp ce subtipul molic prezintă valori mai ridicate, fapt evidențiat prin utilizarea ca teren arabil (cartofi, plante de nutreț, unele legume și zarzavaturi).

Dată fiind configurația reliefului, solurile aluviale și nivelele de terasă pe care s-au format constituie terenurile cele mai favorabile pentru așezările omenești din regiune (Pojorâta, Câmpulung Moldovenesc, Chiril, Slătioara).

8.4.2.6. Roca la zi

Lipsa etajului alpin își pune amprenta și asupra proceselor pedogenetice, suprafețele aflate exclusiv doar sub influența dezagregării intense lipsind. Chiar în aceste condiții, datorită particularităților structural–tectonice ale zonei cristalino–mezozoice, se întâlnesc mici perimetre în care solificarea lipsește, iar la zi apare roca nudă.

În interiorul sinclinalului, mai ales în zona centrală înaltă, în perimetrul Piatra Șoimului–Pietrele Doamnei–Piatra Zimbrului, Pochii Rarăului, Vârful Rarău, apar mici enclave cu calcar la zi, de vârstă triasică și cretacică. Este cazul abrupturilor structural–litologice, vârfurilor piramidale, turnurilor, stâncăriilor și blocurilor calcaroase nesolificate, ceea ce oferă învelișului de sol un caracter ușor discontinuu.

Pe flancurile sinclinalului, apariția rocilor la zi este marcată de prezența dolomitelor triasice, care punctează morfologic marginile sinclinalului mezozoic (Vârfurile Adam și Eva, colțul sud–estic al Rarăului, Râpa Roșie etc.). Respectivele situații au fost individualizate în harta solurilor, dar atât în interiorul cât și pe flancurile sinclinalului există numeroase alte blocuri și stânci izolate care n-au putut fi reprezentate la scara 1/25.000.

Tot în categoria rocilor la zi s-a inclus corpul alunecării de pe Izvorul Alb, în complex cu erodisoluri tipice, la care se adaugă perimetrele carierelor: Pietrele Roșii, Limpedea–Rarău, Pojorâta etc., majoritatea abandonate sau care valorifică local unele roci de construcție (calcare, dolomite, gresii).

Activitatea prospectivă și extractivă a substanțelor minerale utile este marcată de apariția unor halde de mici dimensiuni în bazinele Başca, Colbu, Chiril, Slătioara, majoritatea nude sau cu procese incipiente de solificare și de instalare a vegetației. Toate acestea diversifică și mai mult învelișul pedologic, și așa mozaicat, datorită complexității factorilor de pedogeneză.

8.5. RAIONAREA PEDOGEOGRAFICĂ A MASIVULUI RARĂU

Dispunerea spațială a solurilor reprezintă consecința directă a evoluției de ansamblu a reliefului și a poziției pe care Rarăul o ocupă în cadrul Carpaților Orientali, cărora li se adaugă toți ceilalți factori pedogenetici (roca, condiții bio–climatice, particularități hidrogeologice, intervenția antropică etc.).

Considerând solul ca element central al complexului fizico–geografic, care „îmbracă" diferit subunitățile de relief, am procedat la delimitarea unor unități, raioane și sectoare pedogeografice, care vor fi asamblate în regionarea fizico–geografică a teritoriului. Unitățile corespund claselor dominante de soluri: cambice, spodice, litomorfe rendzinice și aluviale. Întrucât conceptul de molisoluri nu răspunde criteriilor de grupare a solurilor montane ne-am oprit asupra termenului de unitatea solurilor litomorfe rendzinice, căci elementul petrografic este cel care dirijează formarea solurilor de tip rendzină. Raioanele se delimitează pe baza tipurilor principale de sol și corespund unor mari trepte de relief, iar sectoarele s-au separat pe criterii fizico–geografice, în cadrul cărora învelișul de soluri prezintă anumite grade de omogenitate.

Pe această bază s-a realizat și o hartă a raionării pedogeografice a Masivului Rarău, care demonstrează că solurile devin o componentă esențială în individualizarea fizico–geografică a Masivului Rarău.

8.5.1. Unitatea solurilor cambice (A)

Această unitate ocupă cea mai mare parte a teritoriului, subsumând aspecte diferite de rocă, relief, vegetație, condiții hidrogeologice etc., cu un ecart altitudinal însemnat, dar care pornește invariabil din treapta inferioară de relief. Unitatea solurilor cambice constituie elementul de continuitate, atât în profil transversal

(întâlnindu-se atât în munții flișului, zona cristalino–mezozoică, în axul cristalin cât și în munții vulcanici), cât și longitudinal, însă cu trăsături particulare în funcție de treapta de relief pe care o ocupă. În cadrul acestei unități s-au separat două raioane pedogeografice: raionul solurilor brune eu–mezobazice și cel al solurilor brune acide (oligobazice).

Raionul solurilor brune eu–mezobazice (A I) corespunde, de regulă, treptei inferioare de relief, cu individualizări legate de alcătuirea chimico–mineralogică a rocilor și depozitelor de solificare. Criteriul morfo–litologic stă la baza separării unor sectoare, caracterizate și prin anumite particularități fizico–geologice (îndeosebi, fito–climatice și hidrogeologice).

Sectorul Pojorâta–Valea Seacă (A I_1) cuprinde bazinele Fundu Pojorâtei și Valea Seacă. Substratul geologic, alcătuit din roci moi, argilo–marnoase, a favorizat dezvoltarea și predominarea proceselor denudaționale, răspunzătoare în modelarea reliefului sculptural, cu caracter depresionar, trăsătură accentuată și de existența celor două flancuri mai înalte, care delimitează spre vest–sud–vest și nord–est acest sector: ansamblul dolomitic Adam și Eva–Obcina Florească–Gura Plaiului și respectiv, Munceii Câmpulungului (Măgura, Runc, Bodia).

Solurile, de tipul celor brune eu–mezobazice, cu predominarea subtipului pseudogleizat, reprezintă o consecință firească a substratului argilo–marnos, a reliefului cu pante domoale și a excesului pluvial de umiditate. Învelișul de sol este completat prin subtipurile tipic (versanți mediu și puternic înclinați) și rendzinic (pe brecii și iviri calcaroase). Toate aceste trei subtipuri ale solului brun eu–mezobazic participă cu peste 90% din fondul pedologic al acestui sector.

Sectorul Izvorul Alb–Limpedea (A I_2) continuă spre sud–sud–est pe cel anterior, față de care prezintă unele similitudini, mai ales, în ceea ce privește alcătuirea învelișului de sol. Înconjurat din toate părțile de zone mai înalte, acest sector se suprapune în totalitate wildflișului argilo–marnos cu blocuri și brecii calcaroase, de vârstă cretacic superioară. Predominarea proceselor denudaționale, aspectul depresionar și frecvența deosebită a proceselor de pseudogleizare constituie trăsături definitorii ale acestui sector. În plus, se constată o frecvență deosebită a alunecărilor de teren, atât vechi (stabilizate sau parțial reactivate), cât și actuale. De altfel, valea Izvorului Alb, puternic asimetrică pe tronsonul Poiana Sihăstriei–Limpedea, constituie o vale tipică de alunecare.

Antrenarea unor blocuri sau fragmente calcaro–dolomitice prin procese gravitaționale de deplasare în masă (din abruptul nordic al Rarăului) și prezența argilelor carbonatice în baza profilelor (uneori chiar la zi) determină apariția unor subtipuri combinate ale solurilor brun eu–mezobazice (molice–rendzinice sau pseudorendzinice–pseudogleizate), după cum, în perimetrele alunecărilor recente apar frecvent și erodisoluri.

Sectorul Câmpulung–Valea Caselor (A I_3) cuprinde zona piemontană a Câmpulungului, inclusiv terasele superioare ale Moldovei, o porțiune din Valea Caselor, dintre cele două aliniamente dolomitice, dar cu o prelungire îngustă pe tot flancul estic al Rarăului, până la Slătioara. Solurile brune eu–mezobazice s-au format pe seama unor complexe de roci sedimentare (din interiorul sinclinalului

sau de tip fliș), bogate în cationi bazici și cu o textură a depozitelor de solificare de cele mai multe ori mijlocie (LL) și mijlocie–fină (TT). Predomină accentuat solurile brune eu–mezobazice tipice, cele pseudogleizate având apariții sporadice. Uniformitatea învelișului pedologic este doar local „deranjată" de apariția unor areale insulare cu soluri erodate (regosoluri și erodisoluri). Prin acest sector se asigură trecerea spre Munții Stânișoarei, unde solurile în cauză devin cvasitotalitare în treapta coborâtă de relief. Productivitatea naturală a solurilor din acest sector este foarte bună, atât pentru ecosistemele forestiere cât și pentru pajiști naturale.

Sectorul Schitul Rarău (A I_4) ocupă o suprafață mult mai restrânsă, în preajma Schitului Rarău, pe depozite de solificare diverse. În aliniamentul superior flancului dolomitic aflorează depozite ale wildflișului, iar în cel inferior substratul este constituit din șisturi cristaline. Materialul parental provine din depozite deluvio–coluviale amestecate, care conțin mari cantități de material calcaro–dolomitic.

Raionul solurilor brune oligobazice (acide) (A II) a fost separat pe baza apartenenței majoritare a terenurilor la acest tip de sol, dar poziția altitudinală a sectoarelor nu este unitară, înregistrându-se mari variații pe verticală, dictate de natura depozitului de solificare. Cele patru sectoare delimitate sunt însă precis conturate, mai ales pe criterii morfo–litologice.

Sectorul Munceii Câmpulungului (Măgura–Runc–Bodia–Cocorul) (A II_1) cuprinde soluri brune acide în complex cu brune eu–mezobazice, formate pe seama depozitelor de wildfliș, dar, mai ales, pe grezo–conglomeratele de Muncelu. În acest sector se distinge o clară tendință de etajare în altitudine, în funcție de condițiile fito–climatice. Solurile brune acide ocupă treapta superioară de relief, la altitudini de peste 1000–1100 m. Cele mai dezvoltate sunt cambisolurile oligo–mezobazice tipice, dar pe unii versanți puternic înclinați grosimea solului nu depășește 50 cm, făcându-și apariția și subtipul litic.

Sectorul Codrul Secular Slătioara–Todirescu (A II_2) înglobează spațiul dintre flancul est–dolomitic și Pochii de Jos, incluzând și pajiștile seculare de pe Todirescu, la peste 1000–1100 m altitudine. Substratul geologic este moderat aprovizionat cu cationi bazici, dar altitudinea ridicată contribuie la scăderea temperaturii aerului și creșterea precipitațiilor atmosferice, cu implicații în debazificarea progresivă a complexului adsorbtiv al solului. În preajma barelor dolomitice și a unor mase calcaroase din componența wildflișului solurile se păstrează în stadiul evolutiv al cambisolurilor mezobazice (cu unele mici enclave de subtipuri rendzinice), dar tendința de trecere spre solurile brune acide este extrem de evidentă, acestea ocupând cea mai mare suprafață.

Sectorul Slătioara (A II_3) se suprapune bazinetului tectono–structural de la Slătioara, la limita cu flișul intern. În acest caz, solurile brune acide se formează pe șisturi cristaline și depozite derivate din aceastea, ocupând treapta inferioară de relief, de până la 1000–1100 m. Datorită structurii geologice complicate și a poziției tectonice a dolomitelor de pe flancul estic (care apar la zi pe trei aliniamente), șisturile cristaline și solurile brune acide care le însoțesc se prelungesc sub forma unor fâșii înguste până în bazinele Valea Caselor, Izvorul Malului și Izvorul Alb.

Sectorul Chiril (A II_4) are o răspândire bandiformă, la nivelul treaptei inferioare de relief, solurile brune acide fiind condiționate de substratul acid (șisturi cristaline epimetamorfice) și condițiile bio–climatice ale etajului montan inferior (la altitudini de până la 1000–1100 m). În acest sector predomină solurile brune acide tipice, dar pe versantul drept al pârâului Toancele se dezvoltă un areal compact al subtipului umbric, după cum, pe pârâul Arama și spre Cheile Bistriței își fac apariția și solurile brune acide litice.

Sectorul Pojorâta (A II_5) ocupă o suprafață restrânsă pe versantul drept al pârâului Izvorul Giumalăului, între sectorul dintre Pădurea Tăiată și Pojorâta. Solurile brune acide tipice ocupă partea inferioară a versantului (puternic, dar uniform înclinat), fiind condiționate de existența depozitelor de solificare cu un chimism acid, provenite din șisturi cristaline epimetamorfice.

8.5.2. Unitatea solurilor spodice (B)

Această unitate se suprapune integral zonei șisturilor cristaline și în consecință multe din particularitățile pedogenetice și pedogeografice sunt stâns legate de suportul litologic. Solurile spodice se dispun zonal, în vestul și sudul regiunii, peste solurile cambice oligobazice. Deși sub aspect altitudinal, Masivul Rarău întrunește condiții pentru formarea ambelor tipuri ale acestei clase, solurile brune feriiluviale sunt cel mai bine reprezentate, podzolurile rezumându-se doar la mici areale insulare, fără o mare relevanță pedogeografică. În cadrul acestei unități se disting trei sectoare.

Sectorul Munceii Înșirați ai Rarăului (B_1), începe de la Pojorâta și se continuă spre sud prin Obcina Florească și Gura Plaiului până în șeaua Fundul Colbului, pe toată partea dreaptă a Izvorului Giumalăului. Se dezvoltă altitudinal între 1000–1500 m și corespunde ariei de răspândire a unor șisturi cristaline epi– și mezometamorfice. Relieful este dominat de culmea Obcina Florească–Gura Plaiului–Vârful Tihăraiei (Munceii Înșirați ai Rarăului), unde aflorează roci ale pânzei de Rarău, din care se desprind versanți cu o expoziție preponderent vestică. Procesele de solificare și de evoluție pedogenetică sunt foarte avansate, proprietățile morfologice și însușirile chimice ale solurilor brune feriiluviale fiind o dovadă în acest sens.

Sectorul Bâtca Neagră (B_2), separat de văile Colbu, Chiril și Bistrița, care-l delimitează strict în peisaj, se caracterizează prin masivitatea și sobrietatea formelor de relief. Substratul geologic, constituit din gnaise oculare, cuarțite, micașisturi și, foarte rar, calcare cristaline, este foarte dur, cu implicații directe în conturarea masivității reliefului. Văile care-l separă au o mare energie de relief, detașându-l aproape ca pe un masiv izolat, la limita dintre Rarău, Giumalău și Pietrosul Bistriței. De altfel, particularitățile pedogeografice ale acestui sector constituie „puntea" de legătură cu munții cristalini situați în axul Carpaților Orientali. Solurile sunt de tipul celor brune feriiluviale (predominant tipice, urmate de cele litice), cu un profil relativ scurt și cantități apreciabile de schelet pe profil. În unele cazuri, grosimea solului este redusă (subtipul litic, dar și enclave cu litosol

tipic). Acestui sector îi aparțin și arealele insulare cu soluri negre acide tipice (Vârful Tihăraiei și Bâtca Neagră), care nu formează un etaj propriu, ci doar întrerup uniformitatea învelișului pedologic pe care o impun solurile brune feriiluviale.

Sectorul Chiril–Hogea (B_3) corespunde extremității sudice a Masivului Rarău, înșeuarea Chiril–Hogea închizând spre sud sinclinalul mezozoic. Solurile de tip brun feriiluvial își păstrează aceeași limită inferioară (1000–1100 m altitudine) și ocupă treapta superioară de relief, în condițiile în care calcarele și dolomitele lipsesc.

8.5.3. Unitatea solurilor litomorfe rendzinice (C)

Fenomenul de discontinuitate în repartiția spațial–etajată a solurilor Masivului Rarău este introdusă de unitatea solurilor rendzinice, condiționată de prezența calcarelor, dolomitelor și depozitelor derivate din acestea. Existența acestei unități constituie trăsătura de bază care individualizează strict, sub aspect pedogeografic, Masivul Rarău, deosebindu-l de masivele muntoase din jur. Întrucât formele de relief pe care se grefează molisolurile rendzinice sunt variate, în cadrul acestei unități am separat două raioane pedogeografice.

Raionul solurilor rendzinice dolomitice (C I) corespunde celor două flancuri ale sinclinalului mezozoic, constituite din dolomite triasice, dispuse discordant peste șisturile cristaline ale pânzei bucovinice. Grosimea depozitelor, poziția altitudinală și înclinarea stratelor au determinat formarea unui relief specific, în care posibilitățile de acumulare sunt minime, în timp ce solurile au grosimi reduse și mari cantități de schelet. Poziția structural–tectonică și implicațiile morfogenetice ale dolomitelor triasice au necesitat separarea a două sectoare.

Sectorul vest dolomitic (Adam și Eva–Schitul Rarău) (C I_1) corespunde flancului vestic al sinclinalului, cu apariții sub forma unei benzi înguste și continui care începe din Vârfurile Adam și Eva de la Pojorâta și se continuă până în apropierea Schitului Rarău. În partea nordică (până în Șeaua Chirilului), dolomitele au o vergență estică (fiind dominate altitudinal de șisturile cristaline mezometamorfice ale pânzei de Rarău), după care capătă o vergență vestică, datorită unei basculări tectonice. De această dată sunt iarăși dominate altitudinal, datorită poziției tectonice a resturilor pânzelor transilvane, care alcătuiesc platoul central al Rarăului. În cadrul acestui sector se întâlnesc toate fazele evolutive ale rendzinelor, de la litosoluri rendzinice și rendzinice litice până la cele cambice, în funcție de condițiile locale de pedogeneză. În unele locuri dolomitele apar la zi sub formă de creste, cueste și hog–back-uri (roca la zi) sau funcționează ca nivele litologice (rendzine litice). Pe ansamblu, pantele sunt foarte repezi, cu implicații în diminuarea proceselor de acumulare pe versant, ceea ce determină grosimea redusă a profilelor de sol și cantitățile apreciabile de schelet.

Sectorul est dolomitic (Bâtcile Slătioarei) (C I_2) prezintă două aliniamente succesive de măguri și bâtci dolomitice: Vârful Arșița–Izvorul Alb și Pietrele

Arse–Piatra Buhii, separate de reţeaua hidrografică de pe flancul estic al sinclinalului, cu un caracter preponderent transversal. În acest sector, răspunzătoare în distribuţia spaţială a dolomitelor nu este atât structura geologică cât, mai ales, tectonica foarte complicată, prin apariţia şariajelor, fracturilor şi faliilor multiple, având ca rezultat marea fragmentare a reliefului şi o energie de relief considerabilă. Molisolurile rendzinice cuprind toată gama evolutivă, dar întrucât masele dolomitice sunt de dimensiuni mai reduse, cu precădere în aliniamentul extern, procesele de solificare sunt avansate iar rendzinele mai evoluate. În cazul unor depozite derivate şi remaniate, provenite prin dezagregarea dolomitelor, solurile pot evolua chiar spre tipuri zonale (brune eu–mezobazice rendzinice şi molice).

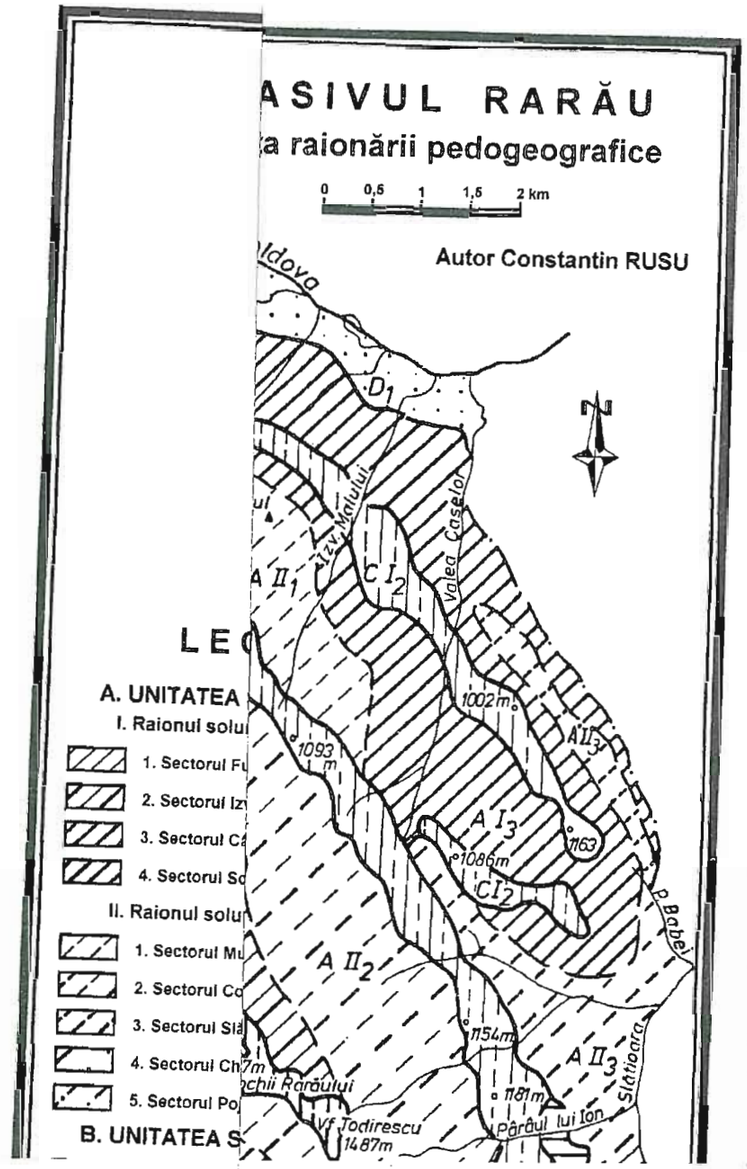
Raionul solurilor rendzinice calcaroase (C II) corespunde părţii centrale a Masivului Rarău, alcătuită majoritar din calcare de vârstă triasică şi cretacică, cărora, local, li se asociază şi alte roci carbonatate (conglomerate, brecii etc.). Indiferent de vârstă, calcarele se impun pregnant în relief (datorită şi poziţiei tectonice), generând tipuri şi forme distincte, dar şi în pedogeneză, unde contribuie la formarea molisolurilor rendzinice. Criteriile morfo–lito–pedologice stau la baza separării celor două sectoare.

Sectorul Piatra Şoimului–Pietrele Doamnei–Vârful Rarău (C II_1) cuprinde platoul de la partea superioară a masivului, marcat de abrupturi puternice, constituit din calcare de tip urgonian. Marea diversitate a formelor specifice de relief (structural şi petrografic, carstic, periglaciar, denudaţional) are repercusiuni directe în ceea ce priveşte stadiul de evoluţie al solurilor rendzinice, condiţionând chiar şi unele proprietăţi morfologice (textură, culoare, schelet, volum edafic util). Într-o arie restrânsă se regăsesc toate stadiile evolutive ale rendzinelor, de la roca la zi până la rendzinele cambice, cu treceri chiar spre soluri zonale (şeaua Pietrele Doamnei–Piatra Zimbrului) şi apariţia unor procese de pseudogleizare (obârşia Izvorului Alb).

Sectorul Pochii Rarăului–Todirescu (C II_2) este separat de precedentul prin puternicul abrupt al Pietrei Zimbrului şi inflexiunea adâncă din Şeaua Ciobanilor. Caracterul de platou structural–tectonic aproape că dispare în Pochii Rarăului, unde culmea principală se continuă prin versanţi deluviali care sfârşesc la nivelul unor trepte litologice, dar reapare spre Todirescu, fără a mai avea dezvoltarea din primul caz. Suportul litologic este format aproape în exclusivitate din calcare de vârstă triasică şi cretacică, dar depuse în faciesuri diferite. Nivelul altitudinal superior, diversitatea tipologică a reliefului şi complexitatea alcătuirii litologice constituie factorii esenţiali care au contribuit la o mai rapidă evoluţie a proceselor de solificare. Rendzinele cambice sunt cele mai răspândite, dar frecvente sunt situaţiile în care acestea trec în soluri brune rendzinice, după cum, în unele doline se formează soluri brune mezobazice sau chiar brune acide pseudogleizate.

8.5.4. Unitatea solurilor aluviale (D)

În cadrul acestei unităţi s-au grupat toate solurile aluviale din valea Moldovei (cu o extindere apreciabilă în compartimentele depresionare Pojorâta şi Câmpulung



ıbice (brunii).
) sau al unor
ă suprafeţelor
lungul râului
ndabile (efect
iale molice şi
spre tipurile
azul teraselor
r Câmpulung

în distribuţia
sol reprezintă
erul complex
ıu în peisajul
studiată se
(care rămâne
învelişului de
atate (calcare,
molisolurilor

netice cât şi
formularea

nivel de tip şi
milie, specie,
spodosoluri şi
dintre clasele
e);
de masivele
bi, frecvenţei
acestui fapt,
ur (Giumalău,
vinei, Munţii

cu existenţa
or (mai rar,
edocambic şi
de vegetaţie,
esea);
tea centrală a

Arse–Piatra Buhii, se
sinclinalului, cu un cara
în distribuția spațială a
tectonica foarte complic
având ca rezultat marea
Molisolurile rendzinic
dolomitice sunt de dim
procesele de solificare
depozite derivate și ren
pot evolua chiar spre tip

Raionul solurilor

Masivului Rarău, alcăt
cărora, local, li se aso
Indiferent de vârstă, ca
tectonice), generând tip
la formarea molisolurilo
separării celor două sect

Sectorul Piatra Ș

platoul de la partea supe
din calcare de tip urg
(structural și petrografic
în ceea ce privește stadi
unele proprietăți morfol
arie restrânsă se regăses
până la rendzinele cam
Doamnei–Piatra Zimbru
Izvorului Alb).

Sectorul Pochii R

puternicul abrupt al Piet
Caracterul de platou stru
culmea princpală se con
trepte litologice, dar rea
caz. Suportul litologic e
triasică și cretacică, dar
diversitatea tipologică a
factorii esențiali care a
solificare. Rendzinele
situațiile în care acestea
se formează soluri brune

8.5.4. Unitatea sol

În cadrul acestei ur
(cu o extindere apreciabi

Moldovenesc), de la aluviunile recente până la solurile aluviale cambice (brunii). Menționăm faptul că în cazul celorlalte văi importante (Bistrița) sau al unor afluenți (Chiril, Slătioara) nu putem separa raioane distincte, datorită suprafețelor reduse pe care le ocupă. Aluviunile și solurile aluviale tipice din lungul râului Moldova sunt caracteristice teraselor joase de luncă, majoritatea inundabile (efect atenuat prin amenajarea unor diguri de protecție), pe când cele aluviale molice și cambice corespund teraselor înalte, neinundabile, făcând trecerea spre tipurile zonale ale regiunii. Precizăm că aceste soluri au o utilizare agricolă (cazul teraselor neinundabile), fiind însă prioritar ocupate de vetrele localităților Câmpulung Moldovenesc, Pojorâta, Slătioara și Chiril.

8.6. CONCLUZII PEDOGEOGRAFICE

Din analiza factorilor și proceselor pedogenetice, reflectată în distribuția spațială a entităților tipologice, putem conchide că actualul înveliș de sol reprezintă rezultanta influențelor tuturor elementelor cadrului natural, caracterul complex fiind trăsături de bază care individualizează distinct Masivul Rarău în peisajul Carpaților Orientali (din acest punct de vedere). Regiunea studiată se caracterizează printr-o mai slabă exprimare a etajării altitudinale (care rămâne totuși legitatea pedogeografică esențială), dublată de o complicare a învelișului de sol, ca urmare a implicațiilor pedogenetice ale rocilor puternic carbonatate (calcare, dolomite și brecii calcaroase). Acestea sunt răspunzătoare în formarea molisolurilor rendzinice și a subtipurilor rendzinice ale altor tipuri.

Analiza interdependentă a factorilor și proceselor pedogenetice cât și elucidarea asamblajului pedologic din teritoriu contribuie la formularea următoarelor concluzii:

– învelișul de sol al Masivului Rarău este foarte diversificat la nivel de tip și subtip, mozaicat, dacă-l detaliem la nivel inferior (varietate, familie, specie, variantă); predomină accentuat cambisolurile, urmate procentual de spodosoluri și molisoluri rendzinice, la mare distanță situându-se umbrisolurile (dintre clasele zonale) și cele neevoluate (cu o frecvență mai mare a solurilor aluviale);

– etajarea învelișului de sol este mai slab exprimată față de masivele muntoase din jur, datorită caracteristicilor geochimice și, îndeosebi, frecvenței deosebite a rocilor carbonatice (dolomite, calcare, brecii); datorită acestui fapt, Masivul Rarău se deosebește net de unitățile montane cristaline din jur (Giumalău, Bistriței), cât și de cele ale flișului carpatic (Obcinele Bucovinei, Munții Stânișoarei);

– cu toate acestea, o etajare de ansamblu nu poate fi omisă, cu existența cambisolurilor în treapta inferioară de relief și a spodosolurilor (mai rar, umbrisoluri) spre partea superioară a masivului. Limita dintre etajul pedocambic și cel pedospodic variază local, în funcție de geochimismul rocilor, tipul de vegetație, caracteristicile reliefului etc., oscilând între 1000–1100 m (cel mai adesea);

– prezența rocilor calcaro–dolomitice, pe arii compacte în partea centrală a

MASIVUL RARĂU

Harta solurilor

0 0,5 1 1,5 km

Autor Constantin Rusu

Obcina Feredeului

Munții Stanișoarei

Masivul Giumalău

Munții Bistriței

SADOVA

CÂMPULUNG MOLDOVENESC

POJORÂTA

SLĂTIOARA

GEMENEA

CHIRIL

ZUGRENI

M.Diacu 1162,7

LEGENDA

MOLISOLURI

- RZti — Rendzină tipică
- RZca — Rendzină cambică
- RZls — Rendzină litică

CAMBISOLURI

- BMti — Sol brun eu-mezobazic tipic
- BMmo — Sol brun eu-mezobazic molic
- BMrz — Sol brun eu-mezobazic rendzinic
- BMls — Sol brun eu-mezobazic litic
- BMgz — Sol brun eu-mezobazic gleizat
- BMpz — Sol brun eu-mezobazic pseudogleizat
- BMmo-rz — Sol brun eu-mezobazic molic-rendzinic
- BMpr-pz — Sol brun eu-mezobazic pseudorendzinic-pseudogleizat
- BOti — Sol brun acid tipic
- BOum — Sol brun acid umbric
- BOls — Sol brun acid litic
- BOpz — Sol brun acid pseudogleizat

SPODOSOLURI

- PBti — Sol brun feriiluvial tipic
- PBls — Sol brun feriiluvial litic
- PDti — Podzol tipic

UMBRISOLURI

- NOti — Sol negru acid tipic

SOLURI NEEVOLUATE ŞI TRUNCHIATE

- LSti — Litosol tipic
- RSti — Regosol tipic
- RSli — Regosol litic
- ERti — Erodisol tipic
- AAti — Protosol aluvial tipic
- SAti — Sol aluvial tipic
- SAmo — Sol aluvial molic
- SAgz — Sol aluvial gleizat

ROCA LA ZI

- Ca — Calcare
- Do — Dolomite
- Gn — Gnaise
- Gr — Gresii
- Ag+b — Argile cu blocuri
- 16/78 — Profil de sol

masivului, bandiforme pe flancurile sinclinalului mezozoic şi sub formă de klippe în masa wildflişului, condiţionează formarea molisolurilor rendzinice. Această caracteristică constituie principalul factor de mozaicare a învelişului de sol şi de atenuare a etajării altitudinale.

Particularităţile enunţate imprimă Masivului Rarău un pronunţat caracter de specificitate pedogeografică, clar conturat faţă de unităţile muntoase din jur. Solurile devin astfel o componentă esenţială în individualizarea fizico–geografică a regiunii de studiu în ansamblul Carpaţilor Orientali.



Cheile Moara Dracului

9. PROBLEME ALE OCROTIRII NATURII

9.1. CONSIDERAŢII GENERALE

Necesitatea ocrotirii naturii constituie singura alternativă a societăţii moderne de a păstra şi perpetua nealterat genofondul natural al ţării – dar suprem oferit umanităţii de perfecţiunea naturii. Protecţia mediului înconjurător, conservarea naturii şi reconstrucţia ecologică a mediului geografic degradat constituie responsabilităţi de prim ordin ale factorilor de decizie. Explozia demografică a ultimelor două secole, fără precedent în istoria umanităţii, a generat intervenţii necruţătoare, uneori absurde şi aberante asupra diferitelor componente ale mediului geografic. Prin formidabila presiune exercitată asupra ecosistemelor naturale s-a produs o degradare constantă a peisajului originar, constatându-se din ce în ce mai multe cazuri de dispariţie a unor specii vegetale şi animale sau de distrugere a unor comori peisagistice cu valoare de unicat.

Chiar dacă reîntoarcerea la ambianţa naturii originare devine un deziderat tot mai iluzoriu, idealul romantic al restabilirii contactului pierdut se dovedeşte a fi din ce în ce mai necesar. Impactul fără precedent exercitat de om asupra naturii ridică astăzi probleme din ce în ce mai dificile, a căror soluţionare este tot mai acut resimţită. Deşi ideea ocrotirii naturii a depăşit etapa „statică", trecându-se la măsuri şi decizii ferme în scopul protejării a tot ceea ce este mai valoros, sunt aşteptate noi căi de reajustare a dezechilibrelor naturale, dar, mai ales, se doreşte o politică capabilă în a conserva şi ameliora ceea ce am moştenit.

Masivul Rarău constituie una din regiunile muntoase cele mai favorizate sub aspectul valorilor patrimoniului natural. De-a lungul timpului, prin intervenţiile a numeroşi specialişti s-a reuşit trecerea sub protecţia legii a celor mai valoroase componente ale mediului. S-au creat numeroase rezervaţii forestiere, floristice, geologice şi paleontologice, geomorfologice şi de relief, care, chiar dacă nu rezolvă problemele ecologice de ansamblu, menţin un echilibru dinamic între necesităţile de ordin economic şi cerinţele protecţiei mediului.

9.2. REZERVAŢII FORESTIERE

Codrul Secular Slătioara

Rezervaţia care poartă acest nume este situată pe flancul estic al Rarăului, în vest–sud–vestul localităţii Slătioara, com. Stulpicani şi corespunde Ocolului Silvic Stulpicani.

Iniţiativa declarării acestui teritoriu drept rezervaţie naturală aparţine lui *M. Guşuleac*, încă de la sfârşitul primului război mondial (1919–1921). Ameninţată

în câteva rânduri de exploatări forestiere, suprafaţa propusă pentru a fi protejată este legiferată ca rezervaţie botanică prin hotărârea *Ministerului Agriculturii* şi Domeniilor, pusă în aplicare de *Fondul Bisericesc Ortodox Român din Bucovina*. În anul 1941, *Consiliul de Miniştri al României* decide declararea ca monument al naturii a unei suprafeţe de 274,24 ha, care a rămas neexploatată din pădurea Slătioara, din cele 294,28 ha propuse pentru conservare în anul 1925 (Decizia nr. 9942/19.03.1941, publicată în Monitorul Oficial nr. 72/1941) (*T. Seghedin şi Anca Răducu*, 1969). Aceste acte legislative sunt în concordanţă cu Legea 5/2000.

Rezervaţia în sine adăposteşte un fragment de codru secular cu aspect virgin, fiind înconjurată de o zonă de protecţie (580 ha), unde omul nu poate interveni decât prin tăieri de igienizare.

Relieful codrului secular este deosebit de complex, atât ca geneză, cât şi ca tipologie. Complexitatea reliefului este dată în primul rând de factorii morfogenetici exprimaţi în morfostructură. Regiunea aparţine zonei cristalino–mezozoice din Carpaţii Orientali, ocupând o poziţie periferică estică în cadrul sinclinalului mezozoic. Pe un teritoriu restrâns, aflorează o gamă foarte largă de roci metamorfice şi sedimentare: şisturi cristaline sericito–cloritoase, cuarţitice sau grafitoase, micaşisturi, paragnaise, amfibolite (spre pârâul Slătioara şi sub formă de benzi înguste în rest), dolomite şi calcare dolomitice (partea centrală), jaspuri cu accidente calcaroase (Bâtca cu Plai), gresii calcaroase şi silicioase, marno–calcare şi argile cu blocuri (partea superioară). Rocile mezometamorfice aparţin pânzei de Rarău, cele epimetamorfice autohtonului bucovinic. Dolomitele corespund flancului estic al sinclinalului mezozoic iar argilele cu blocuri calcaroase particularizează zona de *wildfliş*, din cadrul cuverturii sedimentare a pânzei bucovinice.

Relieful petrografic este bine reprezentat prin menţinerea în relief a rocilor dure şi modelarea mult mai activă în cazul rocilor moi, ca dealtfel şi relieful structural, pus în evidenţă prin hog–back-uri, abrupturi etc. De sub culmea principală a Vârfului Todirescu se desprind trei culmi secundare: Bâtca Leşii, Bâtca cu Plai şi Bâtca Neagră (cu altitudini cuprinse între 1150 şi 1250 m), separate transversal de câţiva afluenţi ai pârâului Slătioara, care, fierăstruind flancul est dolomitic, şi-au creat sectoare de chei: pârâul Ursului, Pârâul lui Ion şi pârâul Văiuga. Procesele morfosculpturale intense au dus la detaşarea unui aliniament de bâtci (orientat N–S), menţinut în relief datorită personalităţii rocilor dure (dolomite, calcare, jaspuri calcaroase, gresii calcaroase).

Rezervaţia conservă un relief carstic de suprafaţă extrem de interesant (turnuri, clăi, forme bizare – în care se dezvoltă lapiezuri), din care se detaşează ca importanţă cheile de pe Pârâul lui Ion, adevărată bijuterie naturală cu marmite de fund şi marmite suspendate, praguri, cascade şi un sector inferior în care apa se pierde în carst.

Versanţii au înclinări mari, ce depăşesc uneori 30–40°, favorizând în sectoarele de obârşie formarea şi dezvoltarea unor văi torenţiale adânci şi dese, contribuind la puternica fragmentare a reliefului. Energia maximă de relief este de peste 600 m, perimetrul rezervaţiei fiind cuprins între 800 m (confluenţa Pârâul lui Ion cu Slătioara) şi 1402,7 m (în vârful din sud–estul platoului Todirescu). La baza abrupturilor calcaro–dolomitice se acumulează trene masive de grohotişuri.

Particularităţile climatice ale acestui teritoriu sunt determinate de situarea sa în partea de nord a ţării (47°27' latitudine nordică), cât şi de poziţia centrală în cadrul Carpaţilor Orientali, după cum multe din elementele climatice şi fenomenele meteorologice sunt influenţate de poziţia adăpostită a rezervaţiei. Radiaţia solară are valori sub 110 kcal/cm², iar temperatura medie anuală a aerului oscilează între 3–6°C, în funcţie de altitudine, cu mici variaţii între perimetrele descoperite şi cele împădurite (*D. Mititelu* şi colab., 1980). Temperaturile minime se înregistrează în ianuarie (-4,5 ÷ -6,0°C), iar maximele în iulie (13–15°C). Amplitudinile medii anuale sunt cuprinse între 17–20°C, în timp ce valorile absolute variază între 50–55°C, fiind mai mici decât cele înregistrate la staţiile Câmpulung Moldovenesc (67,6°C) şi Rarău (57°C). Umiditatea relativă a aerului are valori mari tot timpul anului (în jur de 87–88%), cu un minim la începutul verii (77–79%) şi un maxim la începutul primăverii (martie–aprilie, 90–93%). Uniformitatea umezelii aerului în timp (cu valori ridicate), cât şi regimul termic lipsit de excese prelungite, favorizează un microclimat de adăpostire, extrem de propice dezvoltării vegetaţiei forestiere.

Nebulozitatea atmosferei are valori medii anuale cuprinse între 6–6,5 cu un maxim în lunile de primăvară (martie–mai) (valori de 6,5–7,5) şi un minim toamna (septembrie–noiembrie), datorită persistenţei în acest interval a maselor de aer anticiclonice puternic continentalizate. Precipitaţiile atmosferice cresc odată cu altitudinea, variaţiile anuale şi sezoniere fiind influenţate de particularităţile circulaţiei generale a atmosferei şi de condiţiile locale. Comparativ cu zonele învecinate, cantităţile de precipitaţii sunt în medie cu circa 25 mm mai reduse decât în bazinul Moldovei şi cu circa 60 mm mai reduse decât în cel al Bistriţei. Chiar în aceste condiţii, cantitatea medie anuală de precipitaţii (între 650–800 mm anual) asigură o dezvoltare normală a vegetaţiei forestiere.

Pe ansamblu, Codrul Secular Slătioara se constituie într-o subunitate climatică a Rarăului, cu unele atenuări ale valorilor extreme, cantităţi mai reduse de precipitaţii, o frecvenţă şi o intensitate a vânturilor puternice mult mai reduse, ceea ce împiedică doborâturile de vânt. Se constată existenţa mai multor microclimate determinate de parametrii reliefului (altitudine, orientare, înclinare): al albiilor, al versanţilor însoriţi, semiumbriţi, umbriţi şi al culmilor.

Condiţiile deosebit de diverse dirijează procesele de solificare în direcţii multiple, cu formarea unui înveliş de soluri mozaicat, atât sub aspect tipologic (la cele două nivele de clasificare), cât şi al însuşirilor morfogenetice, mineralogice şi fizico–chimice. Rolul fundamental în pedogeneză îl deţine alcătuirea litologică, diferenţierea proceselor pedogenetice fiind rezultanta condiţiilor climatice şi a vegetaţiei, iar însuşirile solurilor depind de chimismul depozitelor de solificare şi de relief. Solurile aparţin claselor: cambisoluri, spodosoluri, soluri litomorfe şi soluri neevoluate. Pe depozite ale wildflişului şi ansamblul rocilor sedimentare slab carbonatice se formează cambisoluri eu–mezobazice (soluri brune); şisturile cristaline epi– şi mezometamorfice determină apariţia cambisolurilor oligobazice în

treapta mai coborâtă de relief (soluri brune acide) şi a spodosolurilor (soluri brune feriiluviale); calcarele şi dolomitele sunt răspunzătoare de prezenţa solurilor litomorfe rendzinice, iar apariţia rocilor dure aproape de suprafaţă condiţionează litosolurile şi subtipurile litice ale altor soluri. Diversitatea litologică şi relieful accidentat determină întârzierea unor procese de podzolire humico–feriiluvială prin aportul unor cationi bazici, ceea ce face ca, în unele cazuri, în etajul spodosolurilor, să întâlnim doar soluri acide criptospodice.

Cele mai interesante probleme sunt legate de floră şi faună. Flora este foarte bogată, fiind inventariate 322 specii de plante superioare: 27 de specii de ferigi, 6 specii de gimnosperme şi 289 specii de angiosperme. Majoritatea plantelor superioare sunt specii de origine nordică (circumboreale, euroasiatice şi europene), cu valoare de relicte arcto–terţiare. Rezervaţia conservă numeroase mărturii ale autenticităţii naturale a unor ecosisteme cu un echilibru stabil menţinut un timp îndelungat, constituind un fond valoros de specii endemice (4,5%) şi subendemice (0,5%) (*D. Mititelu* şi colab., 1980). Astfel, dintre speciile endemice dacice sau carpatice menţionăm: *Aconitum moldavicum, Campanula abietina, C. carpatica, Cardamine glanduligera, Chrysanthemum rotundifolium, Cypripedium calceolus, Daphne cneorum, Hieracium transsilvanicum, Larix decidua ssp. carpatica, Ranunculus carpaticus, Sesleria heuffleriana, Symphytum cordatum, Thymus pulcherrimus, Taxus baccata, Trisetum macrotrichum* etc. Alte specii sunt specifice doar Carpaţilor Orientali : *Hieracium pojoritense, Melampyrum saxosum, Poa nemoralis ssp. rehmani, Primula leucophylla, Pulmonaria rubra ssp. filarszkyama* (*P. Raclaru*, 1970, *D. Mititelu* şi colab., 1980).

Asupra vegetaţiei din Codrul Secular Slătioara s-au întreprins numeroare studii care au scos la iveală atât valoarea ştiinţifică a tipurilor de vegetaţie cât şi complexul de factori care a contribuit la păstrarea acestui genofond valoros. Cercetările întreprinse în perioada 1977–1980 de către un colectiv de la Iaşi (*D. Mititelu* şi colab., 1980) au identificat cinci asociaţii şi nouă tipuri forestiere. În cadrul asociaţiei *Picetum carpaticum* predomină tipul de molidiş normal cu *Oxalis acetosella*. Stâncăriile calcaro–dolomitice aparţin tipului molidiş cu ferigi (dominantă fiind *Dryopteris filix–mas*), iar spre partea superioară a teritoriului se instalează tipul molidişului de limită cu *Luzula sylvatica* şi subdominant *Vaccinium myrtillus*.

Amestecurile brad–molid (as. *Abieti–Picetum montanum*) sunt de tip normal, cu o floră de mull (dominantă fiind *Calamagrostis arundinacea*) pe soluri relativ profunde şi cu un chimism neutral–slab acid, sau de tip molideto–brădet de stâncărie.

Pădurile de amestec molid cu fag (*Piceto–Fagetum carpaticum*) sunt reprezentate prin tipul cu *Luzula luzuloides*, iar amestecul molid–brad–fag (*Piceto–Abieto–Fagetum carpaticum*) aparţine altor două tipuri de floră de mull (specii ierboase dominante: *Asperula odorata*, respectiv *Pulmonaria rubra*). Suprafeţe restrânse sunt ocupate de asociaţia *Fagetum carpaticum*, reprezentată printr-un tip de făget de limită superioară (1250–1300 m), cu floră de mull (dominant *Cardamine glanduligera*).

În Codrul Secular Slătioara nu se remarcă o etajare clară în altitudine a vegetaţiei forestiere. Dominante sunt amestecurile conifere–fag, molidişurile apar insular iar făgetele se instalează frecvent ca inversiuni de vegetaţie. În afara speciilor menţionate, apar răzleţ specii de *Acer platanoides, A. pseudoplatanus, Carpinus betulus, Betula pendula, Sorbus aucuparia, Populus tremula, Ulmus montana*, apoi *Larix decidua, Pinus sylvestris* şi *Taxus baccata*.

Consistenţa acestor codri este mare (0,7–0,9), iar densitatea arborilor la hectar este diferită (300–800), în funcţie de condiţiile locale de relief. Arborii se găsesc în diferite stadii de evoluţie: puiet, semănţiş, păriş, codrişor şi codru. Arborii din stadiul de codrişor şi codru constituie circa 30–55%, rar 60–75% din arboret, iar înălţimea medie este cuprinsă între 20–30 m în cazul codrişorului şi între 35–45 m la codrii masivi. Din această ultimă categorie fac parte şi arborii seculari, unii de dimensiuni impresionante: 45–50 m înălţime şi 1,5–2 m diametrul la bază (cu o vârstă de 350–400 ani). Repartiţia acestora în teritoriu este neuniformă, cel mai des întâlnit fiind molidul, urmat de brad şi fag.

Stratul arbustiv şi subarbustiv este slab reprezentat (uneori poate chiar lipsi), fiind alcătuit din: *Sambucus racemosa, Daphne mezereum, Lonicera xylosteum, Aruncus dioicus, Rubus idaeus, Alnus incana, Rubus hirtus, Vaccinium myrtillus* etc. Cu totul izolat apare şi *Juniperus communis*.

Stratul ierbaceu realizează o acoperire între 40–65%, iar pe mici suprafeţe poate lipsi (facies *nudum*). În afara speciilor dominante, menţionate la principalele tipuri forestiere, covorul ierbaceu cuprinde un număr foarte mare de specii. *Tr. Ştefureac* (1965) citează şi descrie pentru această rezervaţie şi un număr impresionant de briofite (451 de unităţi sistematice).

Lipsa exploatărilor forestiere, masivitatea codrilor, aspectul sălbatic al landşaftului, creează cele mai favorabile premise pentru dezvoltarea unei faune cinegetice şi de interes ştiinţific, la fel de bogată ca şi lumea vegetală. Sunt descrise aici numeroase specii de microorganisme, insecte, reptile, păsări (dintre care multe specii rare), mamifere de toate categoriile. În această zonă au fost descoperite specii noi pentru ştiinţă (*Coleophora bucovinella – I. Nemeş*, 1968), au fost citate specii endemice de insecte (*Carabus rarăusense*) şi menţionate numeroase specii rare.

La toate acestea, dacă adăugăm spectaculozitatea peisajului, cu un relief carstic deosebit de interesant (splendidele chei de pe Pârâul lui Ion, de o mare valoare ştiinţifică), avem imaginea generală a unei rezervaţii naturale valoroase, poate cea mai importantă rezervaţie forestieră a ţării.

9.3. REZERVAŢII FLORISTICE

Pajiştea Todirescu–Rarău

Rezervaţia floristică cu acest nume este situată pe faţada estică a Muntelui Todirescu, din extremitatea sud–estică a Masivului Rarău şi însumează o suprafaţă de 44 ha, între limita superioară a Codrului Secular Slătioara şi cele două vârfuri ale Muntelui Todirescu (1492 m). Cuprinsă altitudinal între 1270 şi 1492 m,

rezervația floristică provine dintr-o pajiște cu caracter secundar, extinsă prin defrișare pentru lărgirea golului subalpin al crestei Vârful Rarău–Pochii Rarăului–Todirescu. Există posibilitatea să se fi păstrat un fragment de pajiște cu caracter subalpin.

Actualul teritoriu al rezervației a fost propus inițial ca zonă de protecție a pădurii seculare din aval (1933–1934), devenind ulterior un loc de conservare a bogatei flore ierboase, ce adăpostește numeroase reliecte arcto–terțiare.

Suprafața protejată ca rezervație are forma unui triunghi, cu baza spre Codrul Secular Slătioara și vârful spre Todirescu. Latura sud–vestică, care constituie cumpăna de ape dintre Bistrița și Moldova, are un traiect liniar, generat de ivirea unui aliniament de roci calcaroase.

Substratul geologic aparține preponderent *wildflișului* Cretacic (Barremian–Albian), exprimat prin depozite moi, argilo–marnoase, cu numeroase blocuri calcaroase. Transversal, apar două aliniamente de roci ceva mai dure (brecii și megabrecii calcaroase) care se mențin în relief sub forma unor denivelări de câțiva metri. În masa *wildflișului* argilo–marnos se impun câteva mici iviri de roci bazice și ultrabazice, asemănătoare intruziunilor eruptive din umplutura pânzei bucovinice. Altitudinea maximă corespunde unor depozite mult mai rezistente la acțiunea factorilor denudaționali și este alcătuit din calcare breccioase și calcare pure, de vârstă carnian–noriană (triasice) și barremian–albiană (cretacice). Spre baza reliefului se întâlnesc și unele depozite grezoase și marno–grezoase de vârstă cretacică.

Relieful cade în trepte spre est, fiind atât de tip structural, dar și ca efect al factorilor denudaționali. Partea superioară a Muntelui Todirescu este un hog–back abrupt spre est, situat în prelungirea sudică a Pochilor de Jos ai Rarăului. Cele două benzi subțiri de breccii calcaroase se comportă ca nivele litologice, fiind însă tăiate de rețeaua hidrografică tributară Pârâului lui Ion și Ursului, care au înaintat prin eroziune regresivă pînă sub vârful principal. De altfel, obârșia pârâului Ursului, situată chiar sub culme, corespunde unui izvor puternic, cu o apă de foarte bună calitate. Carstul de suprafață este bine reprezentat, atât în rezervație, cât și în imediata apropiere. Masele de calcar neacoperite de vegetație sunt brăzdate de numeroase lapiezuri tubulare și liniare, iar în spatele vârfurilor principale se întâlnește una dintre cele mai frumoase doline tip pâlnie, continuată cu aven, ceea ce presupune o circulație deosebit de activă a apei în carst.

Climatul este mai sever decât în Codrul Secular Slătioara, datorită temperaturilor mai coborâte (2,5–3,5°C), precipitațiilor ridicate (825–900 mm), vânturilor cu viteză ridicată și o frecvență sporită. Parțial protejată spre vest – nord–vest, rezervația este larg deschisă maselor de aer din est – nord–est, reci și uscate în perioada de iarnă.

Învelișul de sol este dominat de prezența cambisolurilor, atât eu–mezobazice cât și oligobazice. Acidifierea solurilor este mult întârziată prin aportul introdus de cationii de Ca^{2+} și Mg^{2+} din rocile puternic carbonatate. Astfel se explică extensia solurilor brune mezobazice până la altitudini de 1300–1350 m, în plin etaj al cambisolurilor oligobazice. Pe mici suprafețe, substratul argilo–marnos și

declivitățile reduse condiționează apariția unor procese slabe de hidromorfism pluvial (rar freatic).

Rezervația protejează un covor vegetal bine închegat, diversificat floristic, cu numeroase specii endemice sau subendemice. Începând cu sfârșitul lunii mai, când primele specii înfloresc, pajiștile alcătuiesc splendide covoare naturale, a căror cromatică se schimbă în funcție de sezon. Dintre speciile de plante mai rare menționăm: usturoiul siberian (*Allium sibiricum*), ghințura (*Gentiana clusii*), bârcoace (*Cotoneaster integerrima*), sângele voinicului (*Nigritella rubra*), omagul (*Aconitum anthora*), arnica (*Arnica montana*), bulbuci (*Trollius europaeus*), urechelnița (*Sempervivum montanum*), sverița (*Swertia perennis*). Primăvara și la începutul verii pot fi admirate și alte specii viu și divers colorate: *Primula leucophylla, Viola alpina,* nenumărate margarete (*Chrysanthemum leucanthemum, C. corymbosum*), diverși clopoței (*Campanula persicifolia, C. abietina, C. sibirica ssp. digergem*). Covorul ierbaceu mai cuprinde și alte plante: *Androsace lactea, Bartsia alpina, Cardaminopsis halleri, Centaurea phrygia, Eriophorum vaginatum, Euphrasia minima, Ranunculus oreophillus, Rhinantus angustifolius, Scorzonera rosea, Silene dubia, Thymus dacicus, Tozzia alpina,* numeroase graminee (*Festuca rubra, F. ovina, F. amethystina, Agrostis tenuis, Cynosurus cristatus, Briza media* etc.) și leguminoase: *Trifolium repens, T. montanum, T. alpestre, Lotus corniculatus*). Pe stâncile calcaroase din jur se instalează clopoței de stâncă (*Campanula carpatica*), arginica (*Dryas octopetala*), iar în locurile mai retrase se întâlnește papucul doamnei (*Cypripedium calceolus*).

Din loc în loc, pajiștea este invadată de semințiș de molid (*Picea abies*), iar prin preajmă se constată prezența sporadică a scorușului (*Sorbus aucuparia*), paltinului de munte (*Acer pseudoplatanus*), mai rar, chiar și a fagului (*Fagus sylvatica*).

Dintre elementele faunei, menționăm foarte numeroasa reprezentarea a mamiferelor și a păsărilor specifice etajului montan al coniferelor. Speciile mai rare sunt râsul (*Linx linx*), cocoșul de munte (*Tetrao urogallus*) și găinușa de munte (*Tetrastes bonasia*). *I.Nemeș* a descoperit aici două noi specii de lepidoptere (*Euphitecia linariata* și *Gnophos intermedia* forma *gremmingeri*) (*T. Seghedin*, 1983).

9.4. REZERVAȚII GEOLOGICE, PALEONTOLOGICE ȘI DE RELIEF

Masivul Rarău adăpostește unele dintre cele mai interesante forme de relief, structuri geologice și vestigii paleontologice din Carpații românești. Dacă avem în vedere varietatea și spectaculozitatea unor forme și tipuri de relief, diversitatea și frecvența ridicată a unor specii endemice, multe din rezervațiile din această categorie se încadrează în categoria celor complexe, unele adevărate unicate în țară.

Rezervația Pietrele Doamnei

În categoria rezervațiilor complexe, Pietrele Doamnei constituie valoarea de simbol a Rarăului, fără de egal în toți Carpații românești. Adevărată cetate de

piatră, zămislită de forţele şi legile inimitabile ale naturii, această „catedrală gotică" deţine o istorie naturală complicată, dar şi o evoluţie spectaculoasă. Din păcate însă, în perspectiva timpului geologic, conform celui de-al treilea principiu al termodinamicii, odată cu creşterea entropiei sistemului, acest unicat „arhitectural" va sfârşi prin a fi modelat şi substituit ansamblului.

Pietrele Doamnei – fenomen natural situat la periferia platoului calcaros al Rarăului – au şi o ancorare istorică fascinantă, prezenţă vie în memoria localnicilor şi legendele ţinutului. Toponimul de „Rarău" i s-au atribuit diferite explicaţii, de la cele mai fanteziste la unele credibile, sau chiar plauzibile. În ceea ce priveşte originea toponimului înclinăm să credem că ipoteza lui *Iorgu Iordan* este cea mai apropiată de adevăr, termenul denumind numele unei păsări: şoimul (în maghiară *raro* = şoim). Această explicaţie pare cu atât mai veridică având în vedere că în preajmă şi alte forme exotice poartă denumiri asemănătoare: Piatra Şoimului, chiar Piatra Zimbrului, care denotă predispoziţia localnicilor pentru denumiri simbolice, maiestuoase, sugestiv atribuite. În acest context, denumirea actuală este legată de o legendă a istoriei româneşti, conform căreia doamna, familia şi o parte din anturajul lui *Petru Rareş* şi-ar fi găsit aici un refugiu ideal, „apăraţi" de însemnele heraldice ale şoimului şi zimbrului de pe blazoanele marilor familii princiare ale Evului Mediu. Nu excudem nici posibilitatea ca toponimul Rarău să provină chiar de la numele domnitorului Petru Rareş.

Revenind la istoria naturală a teritoriului, menţionăm faptul că formarea principalelor formaţiuni litologice începe odată cu depunerea calcarelor carnian–noriene din marea triasică. După o perioadă de evoluţie subaeriană, reprezentată printr-o evidentă discontinuitate stratigrafică, marcată prin unele lentile de material lateritic, urmează sedimentarea într-o mare caldă a depozitelor calcaroase cretacice. S-au format acum calcarele masive, recifale, cu corali, pahiodonte şi calcare în recifi mici cu *Chaetetopsis* (*I. Turculeţ*, 1971). Litologic, aceste clacare sunt compacte, fin diaclazate, de culoare alb–gălbuie, uneori cenuşii sau roşietice. Odată cu punerea în loc a pânzelor transilvane, aceste uriaşe „klippe" calcaroase au fost „însedimentate" în masa wildflişului.

Evoluţia paleogeomorfologică a acestui perimetru comportă mai multe faze. Într-o primă etapă evolutivă, prin eroziune selectivă s-a produs detaşarea Pietrelor Doamnei de zonele învecinate: Piatra Şoimului şi Piatra Zimbrului. Concomitent, prin inflitrarea apei în masa calcaroasă pe linii de fractură şi pe fisuri începe evoluţia carstică în profunzime, fapt atestat de prezenţa unor izvoare foarte puternice la baza calcarelor (ex. Izvorul Rece) şi a unor urme evidente ale modelării prin apă (la baza pietrei principale).

Odată cu răcirea bruscă a climatului şi apariţia zăpezilor veşnice pe culmile înalte ale Carpaţilor, începe faza evoluţiei periglaciare a complexului în cauză (Pleistocen). Prin acţiunea repetată şi îndelungată a factorilor mecanici, rezistenţa rocii slăbeşte, mari blocuri se desprind şi sunt transportate pe substratul îngheţat la zeci de metri. Treptat, la baza masivului se acumulează nenumărate blocuri paralelipipedice, îngrămădite haotic, în poziţii care mai de care mai bizare. Este perioada în care întreg ansamblul pierde mult din altitudine, ceea ce ne face să

acreditäm ipoteza că, într-o fază anterioară glaciaţiunii pleistocene, aici se întregistra altitudinea cea mai mare din Rarău.

În Holocen, deşi clima devine mult mai caldă şi alternant umedă, continuă evoluţia periglaciară (mult mai lentă), în Preboreal sau poate în Subatlantic (mult mai umede) producându-se culisarea lentă spre sud a unei porţiuni din piatra centrală. Concomitent cu trecerea de la Subboreal la Subatlantic (poate chiar mai târziu), într-un climat răcoros şi moderat umed, au loc importante fenomene de prăbuşire, dovedite prin existenţa pe clina sudică a pietrelor a unor feţe de fricţiune de o netezime remarcabilă. Evoluţia periglaciară continuă şi în prezent, dovadă fiind desprinderile unor blocuri cu volume de până la 50–100 m³ şi trenele active de grohotişuri de pe faţada nordică. Acest fenomen este pe deplin justificat prin condiţiile climatice actuale, caracterizate prin temperaturi coborâte (1,2–2,2°C), mediile extremelor zilnice (6–8°C), numărul mare al zilelor geroase (50), de iarnă (97) şi cu îngheţ (176), umiditate relativă ridicată şi precipitaţii bogate (950–1000 mm).

Declarate monumente ale naturii în anul 1955, Pietrele Doamnei constituie o rezervaţie complexă: paleontologică, geologică, de relief, dar şi floristică. Perimetrul protejat de lege este situat la periferia sud–vestică a platoului calcaros al Rarăului, culminând la o altitudine de 1634 m. Aflate în poziţie centrală, cele trei stânci principale sunt vizibile de la mare distanţă şi au o mare valoare peisagistică. Prezenţa unor pereţi verticali pe faţadele nord–vestice, vestice şi sud–vestice, cu înălţimi de 50–80 m şi numeroase surplombe, favorizează practicarea alpinismului. Prin desprinderea unei porţiuni din stânca sud–vestică s-a creat un imens horn (50–60 m înălţime), cu o deschidere cuprinsă între 3–4 m. În zonă se mai întâlnesc şi alte asemenea forme de relief (denumite de *I. Popescu–Argeşel*, 1973, *pseudochei*), de mai mici dimensiuni (unele cu un profil înclinat), a căror origine este mixtă (tectono–carsto–denudaţională). De jur împrejur, dar mai ales pe faţadele nordică şi sudică, repauzează imense câmpuri de blocuri calcaroase, continuate uneori cu trene de grohotişuri fixate prin vegetaţie subalpină şi de conifere.

Depozitele calcaroase conservă importante mărturii paleontologice, rezultat al complexei evoluţii geologice. În calcarele triasice dinspre Izvorul Rece se pot recunoaşte numeroase alge (*Dasycladaceae*) şi o faună de halobii (*Halobia styriaca, H. superba* etc.) (*I. Turculeţ*, 1971). Calcarele urgoniene sunt foarte bogate în fosile, abundenţa resturilor organice în aceste depozite fiind de notorietate. Aici s-au determinat numeroase specii de amoniţi, orbitoline şi pahiodonte, după cum calcarele cu *Chaetetopsis* conţin numeroase fosile: corali, alge, moluşte (*I. Turculeţ*, 1971).

Rezervaţia este foarte bogată în specii, conspectul floristic evidenţiind prezenţa unui număr impresionant de specii: 327 (*P. Raclaru*, 1970). Se pot admira numeroase specii endemice: *Achillea schurii, Aquilegia nigricans, Dentaria glandulosa, Campanula carpatica, Chrysanthemum rotundifolium, Erysimum wittmanii, Melampyrum saxosum, Ranunculus carpaticus, Scabiosa lucida ssp. barbata, Silene nutans ssp. dubia, Thymus comosus* ş.a. În locurile cele mai retrase,

pe stânci şi brâne calcaroase se dezvăluie privirilor floarea de colţ (*Leontopodium alpinum*); în locurile mai aşezate şi însorite, arginţica (*Dryas octopetala*) formează un covor compact, punctat din loc în loc de tufe de bârcoace (*Cotoneaster integerrima*); retras, ferit privirilor iscoditoare se iveşte pe neaşteptate delicatul papuc al doamnei (*Cypripedium calceolus*). Pădurea de molid care înconjoară ca un brâu rezervaţia, devine treptat tot mai rară, neadaptându-se condiţiilor de mediu. Locul pădurii este luat de jneapăn (*Pinus mugo*) care „colonizează" stâncăriile sudice, estice şi nordice ale Pietrelor Doamnei.

Rezervaţia Cheile Moara Dracului

Rezervaţia geologică şi geomorfologică Cheile Moara Dracului este situată pe valea pârâului cu acelaşi nume, afluent de stânga al pârâului Valea Caselor. Suprafaţa totală (inclusiv cea de protecţie) este de circa 10 ha. Cheile s-au format prin tăierea barei dolomitice de pe flancul estic al sinclinalului Rarău de către apa Moara Dracului. Litologic, perimetrul protejat este constituit din dolomite şi calcare dolomitice, cenuşii şi alb–gălbui, de vârstă campilian–anisiană (triasice). Dolomitele se sprijină pe un aliniament subţire de conglomerate cuarţitice seisiene care repauzează pe şisturi cristaline epimetamorfice. Partea din amonte este alcătuită din depozite ale wildflişului (argile cu blocuri) supuse unor intense procese morfosculpturale. Aval de chei, litologia este dată de roci cretacice (Strate de Pojorâta, Strate cu *Aptychus*).

Pârâul Moara Dracului îşi are obârşia în câteva izvoare care înaintează regresiv până sub aliniamentul calcaros al Pochilor de Jos ai Rarăului. Ulterior, pârâul se angajează în traversarea barei dolomitice pe direcţia sud–vest – nord–est. Lungimea totală a sectorului de chei este de cca. 100 m, cu un compartiment din aval, redus ca înălţime şi unul în amonte, al cheilor propriu–zise. Deşi au dimensiuni reduse, ele sunt foarte spectaculoase. Formarea cheilor este rezultanta conlucrării a două procese morfogenetice: evoluţia carstică (de adâncime) şi fluviatilă (de suprafaţă). Pereţii calcaro–dolomitici au înălţimi de 20–30 m, în timp ce lăţimea cheilor în sectorul din amonte atinge doar 4–5 m. Abrupturile sunt punctate de numeroase surplombe iar spre bază sunt modelate câteva marmite. Evoluţia sectorului continuă, întrucât nu s-a atins nivelul de bază. Panta talvegului este ridicată, diferenţa de nivel fiind de cca. 10 m (la 100 m lungime). Întreaga regiune este împădurită cu molid (*Picea abies*), brad (*Abies alba*), paltin de munte (*Acer pseudoplatanus*), mesteacăn (*Betula pendula*), scoruş (*Sorbus aucuparia*), plop tremurător (*Populus tremula*), foarte rar chiar şi tisă (*Taxus baccata*). Dintre speciile rare, relicte glaciare şi ocrotite, enumerăm: floarea de colţ (*Leontopodium alpinum*), papucul doamnei (*Cypripedium calceolus*), usturoiul sălbatic (*Allium victorialis*), numeroşi clopoţei (*Campanula carpatica, C. abietina*), cât şi multe alte specii.

Rezervaţia Cheile Bistriţei (Cheile Zugrenilor)

Sectorul văii Bistriţei cuprins între localitatea Osoi (după confluenţa cu pârâul Sunători) şi Chiril constituie una din cele mai atrăgătoare şi interesante

zone, pe parcursul căreia s-au format Cheile Zugrenilor. Acest perimetru, cu o suprafaţă de 153,1 ha, adăposteşte un relief sălbatic şi numeroase elemente floristice de valoare.

Pe o distanţă de aproape 4 km, valea traversează un sector de roci foarte dure, mezometamorfice, constituite din gnaisele porfiroide ale pânzei de Pietrosul Bistriţei. Perimetrul a fost propus pentru ocrotire prin Decizia nr. 433/8.10.1971 a *Consiliului Popular al judeţului Suceava.*

În sectorul cheilor, valea este foarte îngustă, cu lăţimi cuprinse între 150 şi 200 m. Versanţii au o înclinare apreciabilă şi devin pe alocuri abrupţi, cu înălţimi de 200–300 m sau chiar mai mult. Pe versantul drept al văii, din Vârful Bogolin coboară o creastă până la altitudinea de 1330 m, după care începe versantul abrupt al văii. La partea terminală, acest versant continuă cu un contrafort de roci dure care forţează râul să-şi modeleze un meandru puternic. Prin tăierea contrafortului (haitul de la Zugreni) s-a detaşat o bâtcă izolată cu altitudinea de 800 m, în timp ce talvegul Bistriţei rămâne la 750 m. Din acest punct, în aval, versanţii devin prăpăstioşi, brăzdaţi de torenţi adânci, terminaţi uneori cu cascade. Se detaşează ca frumuseţe vestita Moara Dracului, dar şi stâncile cu forme bizare: Râpa Scara, Colţii Acrii, Piatra lui Osman, Grindul Puşcatei, Stânca Coifului. Versantul stâng este străjuit de culmi secundare care coboară de sub vf. Giumalău şi Bâtca Neagră, ce dau abrupturi către Bistriţa. În sectorul cel mai îngust al văii, Bistriţa primeşte ca afluent pârâul Colbu, adâncit în roci dure mezo şi epimetamorfice. Treptat, valea se lărgeşte în aval de confluenţa cu pârâul Aramei, ajungând la circa 500 m lăţime.

Cheile Bistriţei (Cheile Zugreni) sunt printre cele mai impresionante din ţară, fiind printre puţinele forme de relief de acest gen săpate în roci metamorfice.

Câteva elemente de floră şi faună amplifică valoarea şi frumuseţea acestei rezervaţii. Aici se întâlneşte un unicat mondial, specia numită *Hieracium laevitomentosa*, descoperită nu departe de Cabana Zugreni (la 1650 m altitudine). Pe stâncile din jur vegetează şi iarba grasă (*Sedum anuum*), după cum poate fi întâlnită floarea de colţ (*Leontopodium alpinum*), cât şi alte plante endemice şi rare. Vegetaţia lemnoasă este formată din specii de molid (*Picea abies*), pin (*Pinus sylvestris*), mesteacăn (*Betula pendula*), cu apariţii diseminate ale altor foioase: paltin de munte (*Acer pseudoplatanus*), tei (*Tilia cordata*), ulm (*Ulmus montana*), scoruş (*Sorbus aucuparia*), plop (*Populus tremula*) ş.a. Pe versanţii puternic înclinaţi de la confluenţa pârâului Colbu cu Bistriţa s-a instalat o asociaţie destul de rar întâlnită, de pin cu mesteacăn (*Pinetum saxatilis*). În Dealul Toancelor (spre Chiril) este protejat *Parnassius apolla.*

Prin repezişurile, vârtejurile, bulboanele şi ochiurile adânci ale Bistriţei trăieşte o faună piscicolă valoroasă: lostriţa, păstrăvul, cleanul, mreana şi scobarul. Construirea haitului de la Zugreni (utilizat pe vremea plutăritului), cu lacul din amonte, întregeşte frumuseţea peisajului, constituind sectorul cel mai pitoresc al nestematei pe care o reprezintă Bistriţa moldovenească.

Rezervaţia paleontologică Stratele cu Aptychus

Punctul fosilifer *Stratele cu Aptychus* este situat în Cheile Moldovei dintre Sadova şi Pojorâta (Cheile Piatra Străjii), pe malul drept al râului, nu departe de

şosea şi calea ferată. Rezervaţia, cu o suprafaţă de circa 1 ha, conservă una dintre cele mai bogate faune din mările de la sfârşitul Jurasicului (Kimmeridgian–Thitonic) şi începutul Cretacicului (Valanginian). Numele rezervaţiei se trage de la fauna numeroasă de moluşte cefalopode din neamul amoniţilor, cu cochilia în formă de spirală, din care *I. Turculeţ* (1971) a recoltat şi identificat specii de: *Aptychus sp., Lamellaptychus punctatus, L. bayrichi, L. rectecostatus, L. lamellosus, L. inflexicosta, Punctaptychus punctatus, P. monsalvensis, P. pseudocinctus* etc. În preajma rezervaţiei se întâlneşte una dintre cele mai mari cariere părăsite, din care până nu demult se exploatau gresii din complexul litologic al grezo–conglomeratelor de Muncelu.

9.5. ALTE REZERVAŢII

În afara rezervaţiilor menţionate, prin decizii ale guvernului şi ale factorilor de resort din judeţul Suceava, sunt protejate şi alte valori ce aparţin patrimoniului natural al Rarăului. Deşi ocupă suprafeţe restrânse, ele întregesc imaginea de ansamblu, deosebit de bogată în roci, fosile, forme de relief şi elemente floristice cu o deosebită importanţă ştiinţifică.

Piatra Buhii, rezervaţie geologică şi de relief, este amplasată pe valea Izvorului Alb, în imediata apropiere a oraşului Câmpulung Moldovenesc. După confluenţa cu pârâul Limpedea, valea Izvorul Alb se angajează în străbaterea ultimului aliniament de roci dure, înainte de confluenţa cu Moldova. Sectorul în care versanţii se apropie cel mai mult este punctul când Izvorul Alb taie în două klippa calcaro–dolomitică de la Piatra Buhii. Rezervaţia protejează ariile din jur (cu o suprafaţă de 2 ha), dintre care klippa de pe dreapta pârâului este un martor de eroziune, brăzdat de numeroase lapiezuri.

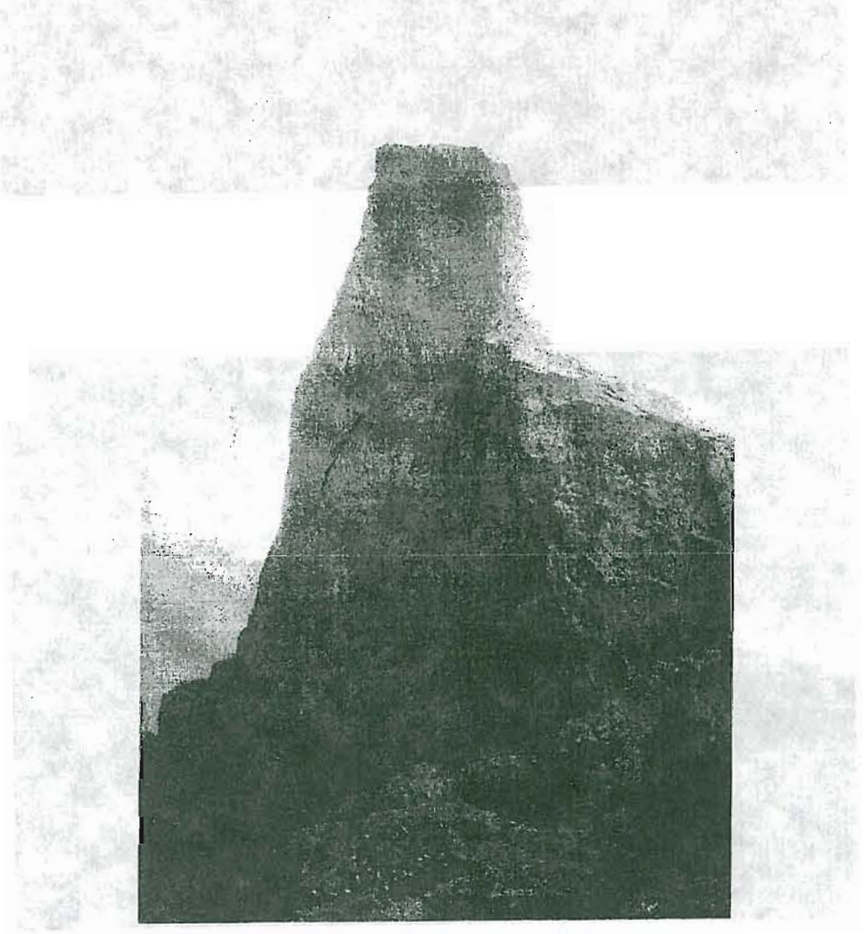
Piatra Şoimului este ocrotită pe plan local încă din anul 1971. Rezervaţia cuprinde stânca omonimă situată în spatele hotelului *Rarău* din extremitatea vestică a platoului superior al masivului. Este alcătuită din calcare masive de vârstă triasică, menţinute în relief sub forma unui turn cu o înălţime de circa 30 m. La poalele abruptului vestic al Pietrei Şoimului s-a acumulat un câmp de blocuri de origine periglaciară.

Piatra Zimbrului – declarată monument al naturii în 1955 – este situată în prelungirea estică a Pietrelor Doamnei (de care este separată printr-o înşeuare adâncă), pe cumpăna de ape dintre Izvorul Alb (afluent al Moldovei) şi Chiril (afluent al Bistriţei). Rezervaţie geologică şi de relief, Piatra Zimbrului este alcătuită din calcare triasice şi cretacice, foarte bogate în fosile. Pe faţada sud–estică se întâlneşte un important abrupt tectono–structural cu o înălţime de aproape 40 m.

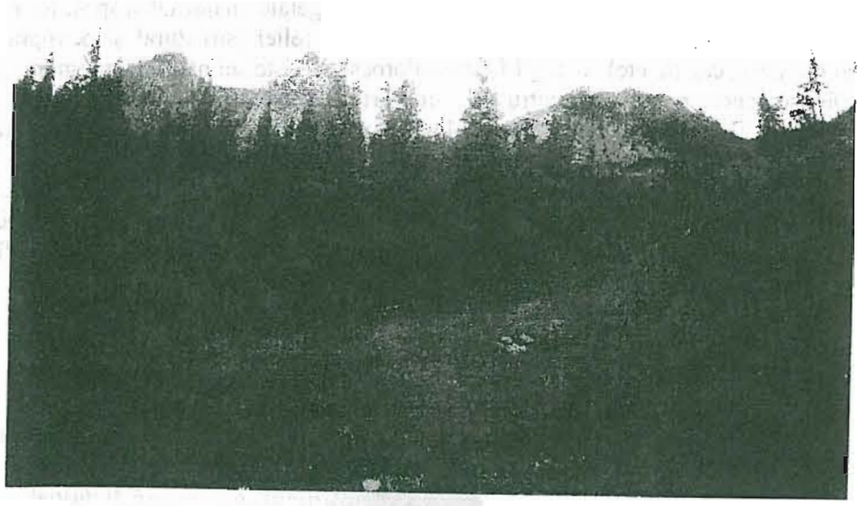
În actuala viziune ecologică şi în acord cu noile reglementări din domeniul ocrotirii şi protecţiei mediului, credem şi argumentăm ştiinţific oportunitatea ideii de constituire a unui **Parc Natural al Rarăului**, cu o suprafaţă de circa 10 km². Perimetrul propus ar fi: Piatra Şoimului–Pietrele Doamnei–Piatra Zimbrului–

Platoul Rarăului (cu Peştera Liliecilor)–Pochii de Sus–Pochii de Jos–Todirescu–Codrul Secular Slătioara. În această zonă, care include majoritatea rezervaţiilor naturale, s-ar concentra principalele formaţiuni vegetale, majoritatea speciilor rare, relicte sau endemice, forme şi tipuri diferite de relief (structural şi petrografic, periglaciar, carstic etc), vestigii foarte valoroase ale istoriei naturale a regiunii ş.a. De asemenea, propunem pentru ocrotire vârfurile dolomitice Adam şi Eva de la Pojorâta, ca rezervaţie complexă (geologică, geomorfologică şi floristică), loc unde s-a descoperit pentru prima dată vulturica (*Hieracium pojoritense*).

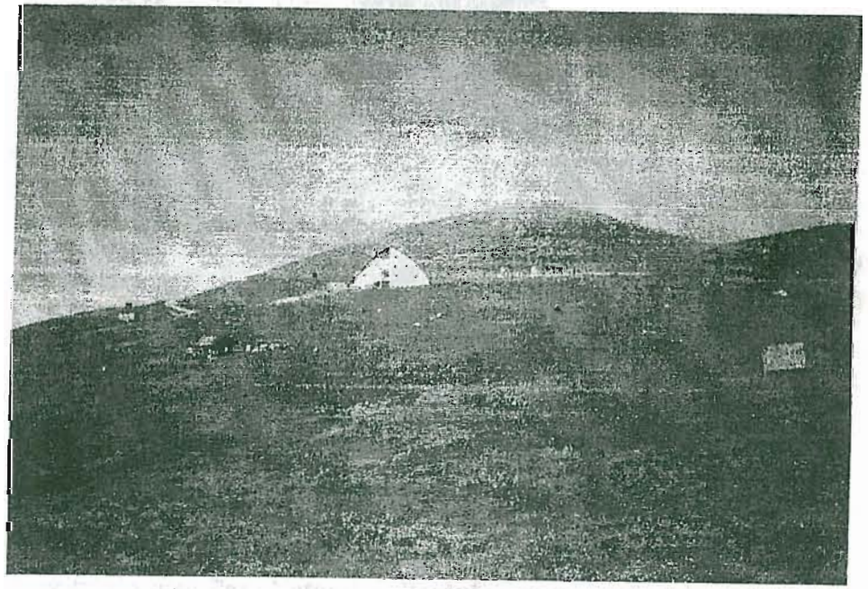
Masivul Rarău constituie o regiune montană cu o mare concentrare a valorilor patrimoniului natural, multe dintre ele ocrotite prin lege, intrând definitiv în categoria celor mai atrăgătoare areale muntoase din România, fapt ce justifică importanţa sa ştiinţifică şi turistică.



Pietrele Doamnei. Piatra Mare



Pochii Rarăului



Staţia Meteorologică Rarău

10. REGIONAREA FIZICO–GEOGRAFICĂ A MASIVULUI RARĂU

10.1. CONSIDERAŢII GENERALE

Analiza componentelor peisajului demonstrează că învelişul geografic are o structură bine organizată, în cadrul căreia elementele constitutive se condiţionează reciproc şi formează ansambluri teritoriale mai mult sau mai puţin omogene, ce evoluează global, în conformitate cu o serie de legi sistemice clare: integralitatea, autoreglarea, echilibrul dinamic etc. Unităţile naturale rezultă din combinarea unor elemente care aparţin litosferei, atmosferei, hidrosferei, pedosferei şi biosferei, cărora li se adaugă numeroase modificări induse de intervenţia antropică. De aceea, astăzi este din ce în ce mai greu să se distingă peisaje naturale, nemodificate şi, în consecinţă, sunt greu de prognozat variantele ulterioare de evoluţie, cât şi limitele pe care le vor avea. Peisajul geografic nu poate fi privit doar ca un simplu cumul de elemente distincte, ci reprezintă *"o porţiune din spaţiul caracterizat printr-un tip de combinare dinamică, deci instabilă de elemente fizice, biotice şi antropice, care, reacţionând dialectic între ele, formează unităţi teritoriale – peisaje – ce evoluează în bloc, atât sub efectul interacţiunii elementelor constituente, cât şi sub efectul dinamicii fiecăruia luat separat"* (*G. Bertrand*, 1968).

Asocierea componentelor în ansambluri *unitare* – peisaje (geosisteme) – diferă foarte mult în timp, dar şi la nivel spaţial, în funcţie de scara la care este analizat şi privit fenomenul. În consecinţă, considerăm necesară precizarea problemelor de geneză şi dinamică, cât şi a celor de taxonomie.

Regionarea fizico–geografică reprezintă, deci, sinteza cunoştinţelor acumulate la un moment dat, care se materializează în delimitarea unor teritorii distincte, în funcţie de omogenitatea relativă a unui singur element, a mai multor componente sau a peisajului în ansamblul lui. Această activitate are la bază delimitarea, ierarhizarea şi clasificarea unor unităţi teritoriale pe baza tuturor caracterelor peisajelor sau landşafturilor. Pentru aceasta, se porneşte de la respectarea unor principii metodologice general acceptate: principiul genetic, al fizionomiei, al omogenităţii relative a elementelor constitutive, unităţii teritoriale, complexităţii etc.

În esenţă, regionarea geografică constă din delimitatea unor ansambluri spaţiale caracterizate printr-o *evoluţie comună şi o fizionomie relativă omogenă* (*P. Tudoran*, 1983). Criteriile care stau la baza unei regionări fizico–geografice adecvate depind fundamental de scopul urmărit, având în vedere:

– criteriul corologic, conform căruia unitățile separate trebuie să acopere o suprafață bine definită;

– criteriul realității obiective, fiecare entitate tipologică și cartografică fiind separată pe baza efectului intercondiționării tuturor elementelor geografice;

– criteriul discontinuității relative a spațiului geografic în perspectivă cronospațială.

În situațiile în care elementele constitutive ale unui peisaj se condiționează reciproc, arealul de cuprindere a unor procese și fenomene, intensitatea acestora și modul lor de manifestare se exercită în mod diferit și depind de elementul timp. Pentru fiecare component există *praguri* și *fenomene de risc*, ale căror cauze pot fi naturale și antropice, deci încercările de regionare cuprind realitatea spațio–temporală pe anumite trepte de ierarhizare.

Regionarea fizico–geografică presupune elaborarea unui sistem taxonomic de ierarhizare, chestiune asupra căreia există și astăzi numeroase puncte diferite de vedere sau chiar controverse. De altfel, fiecare autor încearcă să argumenteze propriul punct de vedere, plecând de la o anumită realitate geografică, având în vedere problemele spațiului și timpului. *G. Bertrand* (1968), pornind de la scara de inspirație geomorfologică a lui *J. Tricard* și *A. Cailleux*, a elaborat un sistem taxonomic care cuprinde șase nivele cronospațiale: *zona*, *domeniul* și *regiunea naturală* (unități superioare), *geosistemul*, *geofaciesul* și *geotopul*, ca unități inferioare. În cadrul acestei clasificări, unitățile superioare sunt definite pe criterii climatice și morfo–structurale, iar cele inferioare au la bază aspecte biopedogeografice și antropice.

În ceea ce ne privește, interesantă ni se pare utilizarea noțiunii de geosistem pentru caracterizarea unor unități taxonomice de rang inferior, pornind de la faptul că acesta își justifică funcționalitatea pe baza unor legi sistemice cum ar fi: integralitatea, autoreglarea, echilibrul dinamic; acesta constituie rezultatul interacțiunii dintre componentele unui sistem și răspunde unor criterii de apreciere cantitativă și calitativă. În cele ce urmează, vom ține cont de situația dinamică a geosistemelor, pornind de la ideea biorhexistaziei lui *H. Erhart* (1967), conform căreia acestea pot fi grupate în două ansambluri dinamice:

– ***geosisteme în biostazie***, relativ stabile și în echilibru dinamic, chiar în situațiile când intervenția antropică impune (pentru un moment dat) o dinamică regresivă, dar cu revenirea rapidă la starea inițială;

– ***geosistem în rhexistazie***, care cuprind peisaje puternic modificate (natural sau antropic), cu un echilibru puternic afectat și care evoluează regresiv.

Regionarea fizico–geografică a Masivului Rarău nu se poate realiza în afara încercărilor materializate prin cercetările factoriale, monografice sau cu caracter regional. Fără a păstra neapărat criteriul cronologic, evidențiem câteva din punctele de vedere care au stat în atenția unor reputați autori în domeniu. În lucrarea *Monografia geografică a R. P. R.*, vol. I, *Geografia fizică* (1960) se utilizează nivelele taxonomice superioare de **provincie**, **subprovincie**, **ținut** și **district**. Astfel, **provincia central–europeană** are în componență șase subprovincii

(*F – subprovincia carpatică*), **subprovinciile** conțin cinci ținuturi (*1 – ținutul Carpaților Orientali de Nord*), acestea la rândul lor se divid în **districte** (*b – districtul central*). Conform acestei scheme de regionare, Rarăul aparține provinciei central–europene, subprovinciei carpatice (F), ținutul Carpaților Orientali de Nord (1) și districtului central (b). În acest caz, subprovincia corespunde unei mari unități morfo–structurale, ținutul se separă în funcție de predominarea unui anumit tip de zonalitate verticală, iar districtul se individualizează după specificul zonalității verticale, ținând cont de criterii tectono–structurale și geomorfologice (masivele cristaline).

Al. Roșu (1980), în lucrarea *Geografia fizică a României*, ed. a II-a, consideră că ierarhizarea geosistemelor decurge din extensiunea și complexitatea lor, astfel încât *fiecare unitate geografică poate fi în același timp o subunitate pentru o unitate mai mare și supraunitate pentru altele mai mici*. Conform acestui autor, ceea ce oferă unitate marilor geosisteme este *funcționalitatea peisagistică* și nu uniformitatea formelor, în timp ce la nivel regional ierarhizarea geosistemică pune accent pe menținerea unei eterogenități. Legitatea de bază o constituie raportul dintre componentele sistemului, unele având rol polarizator, ceea ce imprimă anumite caractere specifice. În regionarea geografică a teritoriului țării, autorul utilizează gradații matematice pe ordine de mărime și ranguri de ierarhizare peisagistică. Astfel, în cadrul coroanei Carpaților Românești, **Carpații Orientali** se disting ca *unitate de ordinul II*, fiind un geosistem regional, diferențiat în funcție de orientarea longitudinală și latitudinală, cât și de structura geologică. Divizarea latitudinală constituie criteriul pentru separarea **grupei centrale** (*ordinul III*), iar cea longitudinală separă **zona mediană centrală înaltă** (*ordinul IV*). Individualizarea subunităților de ordinul IV este impusă și de particularitățile alcătuirii geologice, altitudine și de poziția în cadrul Carpaților Orientali. Subunitățile de *ordinul V* includ **Munții Giumalău–Rarău**, iar **Masivul Rarău** corespunde unei subunități de *ordinul VI*. Ansamblului Giumalău–Rarău i se adaugă către sud „o culme mai joasă, de 1300 – 1500 m, Culmea Tarnița – Greben, alcătuită din *klippe* calcare, ce reprezintă terminația periclinală a sinclinalului Rarău". În această opinie, criteriul morfostructural este fundamental în stabilirea limitelor de la acest nivel de ierarhizare, terminația sudică a sinclinalului Rarău–Breaza fiind practic încadrată ca o subunitate de rang inferior.

T. Moraru, *Gr. Posea* și *I. Mac* (1980) utilizează tot gradații matematice, **masivele Giumalău și Rarău** fiind forme de *ordinul V* în cadrul **Munților Giumalău–Rarău** (*ordinul IV*), ce aparțin **Munților Bistriței** (*ordinul III*), din **Carpații Moldo–Transilvani** (*ordinul II*).

D. Tudose (1974), reluînd unele idei mai vechi, include masivele Giumalău și Rarău în aria Munților Bistriței (cu același nivel de ierarhizare), pe considerente, în primul rând, tectono–structurale, căci sub raport morfologic și al peisajului această „alipire" nu se justifică.

V. Mihăilescu (1963) pornește în regionarea Carpaților românești aproximativ de la aceleași criterii. Astfel, Masivul Giumalău–Rarău aparține Carpaților Moldo–Transilvani, prin subunitatea Carpații moldovenești, fiind

încadrat în Munții Bistriței Moldovene de mijloc. În această încercare de regionare, autorul consideră ca limită sudică a Rarăului șeaua de la 1326 m, dintre Chiril și Slătioara.

Un punct de vedere extrem de interesant îl constituie cel adoptat de *Irina Ungureanu*, care într-o lucrare mai nouă, referitoare la regionarea geografică a teritoriului carpatic și în cursul de *Geografia regională a României*, analizează modalitățile de ierarhizare și propune indicatori specifici. Pornind de la importanța deosebită a criteriilor morfotectonic și morfostructural în activitatea de regionare fizico–geografică, autoarea nu recunoaște ca limită fizico–geografică valea Moldovei, în sectorul Pojorîta – Sadova, punct de vedere la care subscriem în parte, deoarece sinclinalul mezozoic se păstrează foarte bine conturat și la nord de această vale, până la aliniamentul pârâul Robul – Vârful Răchițiș – pârâul Plaiul Ioana, caz în care limita nord–estică a Rarăului ar trebui considerată valea Sadova. În această accepțiune, limita sudică este împinsă până la Holda – Șeaua Aluniș.

Majoritatea autorilor recunosc însă valea Moldovei ca importantă limită fizico–geografică. *N. Barbu* (1976) arată că sectorul în cauză al acestei văi *se impune cu destulă claritate, separând Obcina Mestecănișului de grupul muntos Giumalău–Rarău, care prin înălțimea sa și evidența zonalității verticale, cu prezența etajului biopedoclimatic alpin, se distinge net de nivelul mai coborât al Obcinelor Bucovinei*. Acest punct de vedere este împărtășit și de *Valeria Velcea, Al. Savu* (1982), *Gr. Posea* (1972) ș.a.

I. Sârcu (1971) acordă o atenție deosebită divizării zonar–longitudinale a Carpaților Orientali, pe considerente morfotectonice și morfostructurale. Astfel, în cadrul zonei cristalino–mezozoice a fost separată o subunitate a *munților clipelor calcare*, cu trei sectoare, Rarăul fiind inclus în cel nordic. Ansamblul montan, centrat pe aliniamentul calcaro–dolomitic Tarnița–Alunișul–Clifele–Greabănul, aparține sectorului mijlociu, limita dintre ele fiind înșeuarea dintre văile Chiril și Hogea.

În *Geografia României*, vol. III, 1987, analiza criteriilor pentru definirea și ierarhizarea unităților și subunităților carpatice a condus la utilizarea gradațiilor matematice (ordinul I, II, III etc.), care exprimă mult mai clar ordonarea acestora și ranspunerea pe hartă. Conform celor specificate anterior, **Masivul Rarău** (*ordinul VI*) aparține **Munților Giumalău–Rarău** (*ordinul V*), din cadrul **Munților Bistriței** (*ordinul IV*), care se includ **Carpaților Moldo–Transilvani (grupa centrală)** (*ordinul III*). Subunitatea de ordinul V – Munții Giumalău–Rarău – este delimitată pe criterii strict morfotectonice, corespunzând unității cristalino–mezozoice din grupa centrală a Carpaților Orientali.

Limita de est a acestui ansamblu montan este considerată *culoarul de contact tectonic Slătioara–Gemenea*, care prezintă însă și evident caracter eroziv, pentru ca la sud de Curmătura Chiril, îngustarea sinclinalului marginal să fie deosebit de clară, acesta reducându-se doar la o simplă culme calcaro–dolomitică, în lungul căreia se succed o serie de vârfuri: Puciosul Bârsanului, Bâtca Oblânc, Tarnița, Clifele. Fiind o simplă culme îngustă, orientată pe axa nord–sud, nu o mai putem atașa regiunii de studiu întrucât nu mai răspunde noțiunii de masiv pe care am utilizat-o în lucrarea de față.

În concluzie, plecând de la aceste variate puncte de vedere, dar ținând cont de realitatea fizico–geografică constatată de noi în teren, considerăm că Masivul Rarău se ierarhizează ca o subunitate de *ordinul VI*, delimitată la nord prin valea Moldovei față de Obcinele Bucovinei, la vest prin văile Izvorul Giumalăului și Colbu față de Masivul Giumalău, la sud prin Bistrița, valea și Curmătura Chiril, plus sectorul superior al pârâului Hogea față de Munții Bistriței și Munții Stânișoarei, la est prin culoarul tectono–eroziv Slătioara–Gemenea–Ostra față de Obcinele Voronețului, din capătul nordic al Munților Stânișoarei.

10.2. PREZENTAREA SUBUNITĂȚILOR FIZICO–GEOGRAFICE

Pentru încadrarea Masivului Rarău în unități de rang superior, considerăm că se pot utiliza atât gradații matematice (**ordinele I–VI**) cât și categoriile taxonomice de *domeniu, subdomeniu, regiune, subregiune, ținut* și *subținut*.

Domeniul (unitate de **ordinul I**) corespunde ***Carpaților românești***, *subdomeniul* (**ordinul II**) cuprinde ***Carpații Orientali***, *regiunea* (**ordinul III**) se suprapune ***Carpaților Moldo–Transilvani*** (***Grupa centrală***), iar *subregiunea* (**ordinul IV**) se axează pe partea centrală înaltă (cristalină), corespunzătoare ***Munților Bistriței mijlocii***. Tot în categoria unităților de rang superior se includ *ținutul* (**ordinul V**) – ***Munții Giumalău–Rarău*** și *subținutul* (**ordinul VI**), caracteristic ***Masivului Rarău***. Aceste unități taxonomice s-au separat pe criterii morfotectonice și morfostructurale.

La nivel inferior propunem utilizarea noțiunilor de *district* și *subdistrict*.

Districtele s-au delimitat pe criterii structural–litologice, morfologice și pe baza ansamblajului fito–pedologic. În funcție de aceste criterii au fost separate următoarele districte: ***Munceii Înșirați, Bâtca Neagră, Măgurile Câmpulungului, Bâtcile Slătioarei, Partea centrală înaltă (Rarău–Todirescu), Axa depresionară Pojorâta–Izvoru Alb*** și ***Depresiunea Câmpulung Moldovenesc*** (vezi *harta regionării fizico–geografice*).

Subdistrictele se definesc pe baza faciesurilor fito–pedologice, a topoclimatelor caracteristice și a particularităților hidrogeologice, elemente care individualizează entități teritoriale (**geosisteme**) aflate în stadii de echilibru dinamic (**biostazie**) și de dezechilibru relativ (**rhexistazie**).

10.2.1. Districtul Munceii Înșirați

Această subunitate fizico–geografică corespunde extremității nord–vestice a Masivului Rarău, fiind cuprinsă între Adam și Eva (nord) și Vârful Tihăraiei (sud), valea flancului de sinclinal a Izvorului Giumalăului (vest) și abruptul litologic dat de prezența dolomitelor de pe rama internă a sinclinalului mezozoic. Limita sudică începe de la Șaua Fundu Colbului, urmează cursul superior al pârâului cu același nume și Valea Bașca, finalizându-se în dreptul înșeuării Chiril, unde dolomitele de

pe flancul vestic, dominate altitudinal de formaţiunile metamorfice ale pânzei de Rarău, ajung ulterior (spre sud) la un nivel de înălţime mai mare, datorită unor basculări tectonice importante.

Orientarea generală a districtului este nord–vest – sud–est, în concordanţă cu liniile tectonice majore. Nivelul altitudinal al Munceilor Înşiraţi ai Rarăului creşte de la nord către sud, de la circa 1000 m în vârfurile Eva (998 m) şi Adam (1041 m), până la peste 1580 m în Vârful Tihăraiei (în sud). Acest regim de altitudine este condiţionat de nivelul de bază al râului Moldova şi de rezistenţa deosebită la eroziune a formaţiunilor litologice. Practic, Munceii Înşiraţi constituie un ansamblu unitar, asemănător Culmii Alunul (din Giumalău), dar situat cu 200 până la 300 m mai jos, datorită fragmentării mai intense a reliefului.

Criteriul dominant în separarea acestei subunităţi îl reprezintă cel structural–tectonic, cu un anumit specific litologic. Întreg ansamblul este grefat pe formaţiuni metamorfice care aparţin pânzei de Chiril (în vest) şi pânzei de Rarău (partea centrală), dar care în est se sprijină (morfologic) pe dolomitele triasice ale flancului intern al sinclinalului mezozoic. Aproape întreg versantul drept al Izvorului Giumalăului este alcătuit din şisturi verzi, roci albe cuarţo–feldspatice, şisturi sericito–cloritoase, supuse unui metamorfism primar mezozonal, în timp ce partea axială are în alcătuire micaşisturi, amfibolite şi gnaise de tip Rarău, pe care se grefează şi linia înălţimilor maxime. În vestul şi sud–vestul extrem aflorează roci epimetamorfice ale grupului de Tulgheş (formaţiunea Tg_5), iar sedimentarul mezozoic este prezent doar în est, fiind reprezentat prin nivele locale de gresii şi conglomerate cuarţitice, la care se adaugă dolomitele menţionate anterior.

Sub aspect morfologic, în peisaj se impune ca o culme unitară, în lungul căreia se înşiruie o serie de vârfuri mai mult sau mai puţin aplatizate, a căror altitudine creşte spre sud: Obcina Florească, 1259 m, Gura Plaiului, 1307 m, atingând peste 1580 m în Vârful Tihăraiei. Reţeaua hidrografică majoră s-a orientat pe flancuri (Izvorul Giumalăului, Fundu Pojorâtei), după cum, prin eroziune regresivă, ultima generaţie de văi a detaşat mici înşeuări, fără a reuşi să depăşească cumpăna morfologică. Un alt element semnificativ îl constituie abruptul litologic dolomitic, ce domină net arealele masei *wildflişului*.

Asamblajul fito–pedologic se remarcă printr-o clară etajare fito–pedologică, în concordanţă cu particularităţile climatului, specific munţilor mijlocii. Solurile dominante sunt cambisolurile, reprezentate prin cele brune acide, care au reprezentativitatea cea mai mare în etajul montan inferior. La peste 1000–1050 m altitudine, cambisolurile lasă locul spodosolurilor, cu o dezvoltare apreciabilă a solurilor brune feriiluviale, care devin cvasitotalitare şi ca urmare a faciesurilor petrografice cu un chimism acid. Surprinde însă lipsa aproape totală a podzolurilor, care la altitudini comparabile sunt foarte frecvente în masivul vecin (Giumalău), ca efect al condiţiilor specifice de pedogeneză în cazul rocilor care alcătuiesc pânza de Rarău. O anumită notă de varietate este introdusă de prezenţa solurilor molice rendzinice (pe dolomite), cât şi de subtipul litic, caracteristic culmilor înguste, stâncăriilor şi versanţilor abrupţi, unde condiţiile de acumulare organică şi minerală sunt minime.

În acest teritoriu, formaţiunea vegetală dominantă rămâne pădurea, reprezentată majoritar prin molidişuri pure, cu totul local, în treapta inferioară de relief făcându-şi apariţia şi păduri de amestec. Ca o particularitate a acestui district, menţionăm inversiunile de vegetaţie de pe versantul estic al Munceilor Înşiraţi pe soluri rendzinice (mai calde) şi pe versanţii adăpostiţi (estici şi sudici) făcându-şi apariţia areale insulare cu amestecuri (inclusiv paltin şi scoruş), în plin domeniu al molidişurilor.

Districtul Munceilor Înşiraţi poate fi divizat în mai multe subunităţi (subdistricte): *Flancul vestic, Flancul estic, Culmea Obcina Florească–Gura Plaiului–Vârful Tihăraiei, ansamblul Adam şi Eva.*

10.2.1.1. Flancul vestic

Versantul vestic al Munceilor Înşiraţi, deşi aflat în umbra Giumalăului, primeşte cantităţi mai mari de precipitaţii, ceea ce provoacă o debazificare mai rapidă a complexului adsorbtiv al solului, fapt reflectat şi de alcătuirea covorului erbaceu din pajişti, în care abundă speciile acidofile. Geosistemele pastorale sunt incipient antropizate, dar se păstrează în stadiul de biostazie, cu o dinamică uşor regresivă, implicit cu revenirea rapidă la starea iniţială.

Gradul de împădurire creşte progresiv de la nord către sud, concomitent cu depărtarea de aşezările omeneşti, pădurea fiind cvasitotalitară în cursurile superioare ale văilor Başca, Colbu, Izvorul Giumalăului. Cu excepţia pajiştii Piatra Stânei (între Başca şi Colbu), celelalte perimetre sunt utilizate preponderent ca fâneţe, cu o productivitate medie în treimea mijlocie şi la partea superioară a versanţilor (majoritar cu expoziţie vestică) şi bună în cazul celor inferiori. Acest fapt este condiţionat de regimul aero–hidric optim şi de aportul suplimentar de elemente nutritive şi bazice de pe versant.

Caracteristica dominantă a acestui subdistrict o constituie omogenitatea litologică şi chimico–mineralogică, cu repercusiuni în formarea unui înveliş pedologic relativ omogen, dominat de prezenţa solurilor brune acide tipice (în bază) şi a celor brune feriiluviale tipice (majoritare). Atât depozitele de versant, cât şi tipurile reprezentative de sol au grosimi mai mari în treapta inferioară de relief. Procesele denudaţionale se manifestă cu intensităţi reduse, spre partea superioară a versanţilor fiind active cele de solifluxiune.

10.2.1.2. Flancul estic

Prin comparaţie, flancul estic al Munceilor Înşiraţi este mult mai complicat sub aspect tectono–structural şi, în consecinţă, destul de variat, mai ales morfologic şi fito–pedologic. Prezenţa, în paralel, a unor roci mezometamorfice ale pânzei de Rarău şi a dolomitelor triasice imprimă o rezistenţă deosebită la eroziune, întreg ansamblul detaşându-se prin energia de relief (de circa 400 m), dominând clar sub aspect altitudinal vasta arie depresionară care corespunde masei *wildflişului*. De altfel, acest subdistrict constituie şi o importantă limită structurală care se suprapune flancului intern al sinclinalului mezozoic Rarău–Breaza.

Întreg ansamblul, care începe din vecinătatea vârfului Adam şi continuă până în apropiere de Piatra Şoimului, se caracterizează prin predominarea versanţilor

putenic înclinați, cu pante ce depășesc frecvent 20–25°, la care se adaugă abrupturi litologice, stâncării (Colții Tihăraiei, Stâncile Murgului) și incipiente forme carstice.

Contactul cu aria *wildflișului* este marcat printr-o serie de glacisuri deluviale, cu o dezvoltare apreciabilă până în preajma Poienii Sihăstriei, pentru ca mai apoi să devină tranșant, pe valea de contact tectonic din cursul superior al Izvorului Alb. Datorită pantelor repezi, scurgerea de suprafață este intensă, cu formarea unei rețele dense de mici cursuri de apă, care prezintă frecvente praguri și repezișuri.

Învelișul de sol este mult mai variat, cu formarea tipurilor brune acide, brune feriiluviale dar și a rendzinelor dolomitice, aflate în diferite stadii de evoluție. Ca o particularitate a subdistrictului este frecvența deosebită a subtipurilor litice, chiar prezența unor areale cu roci la zi, unitățile taxonomice de sol având cantități mari de schelet pe profil. Scoarța de alterare este subțire, iar depozitele de versant sunt minime (ca grosime).

În condițiile în care precipitațiile sunt sensibil egale pe cele două flancuri ale Munceilor Înșirați, expozițiile estică și nord–estică păstrează un timp mai îndelungat stratul de zăpadă iar evapotranspirația este mai redusă. Relieful accidentat și prezența solurilor scheletice au frânat evident procesul de despădurire, pajiștile secundare instalându-se pe suprafețe restrânse, doar acolo unde condițiile permit acest lucru. Reprezentative rămân molidișurile, dar se întâlnesc și păduri de amestec. Pot să apară și inversiuni de vegetație, pe soluri molice și cu expoziții favorabile, iar seriile de ani secetoși au provocat apariția unui fenomen de uscare la conifere (mai ales la brad), fără însă ca tendința să se generalizeze.

Păstrarea pădurii limitează tendințele de degradare, majoritatea ecosistemelor forestiere și ierboase păstrându-se într-un stadiu de biostazie. Chiar în preajma localității Pojorâta, unde presiunea antropică asupra terenurilor este mare, nu se constată dereglări funcționale ale componentelor sistemice, mecanismele de autoreglare și control contribuind la revenirea în starea naturală. Potențialul natural al acestui subdistrict este remarcabil și se constată o bună conservare a elementelor ce pot constitui factori de risc.

10.2.1.3. Culmea Obcina Florească–Gura Plaiului–Vârful Tihăraiei

Acest subdistrict constituie axul orografic al Munceilor Înșirați, având forma unei culmi prelungi, cu o altitudine în creștere de la nord către sud. Culmea principală începe din imediata apropiere a Vârfurilor Adam și Eva și urcă constant atingând 1259 m în Obcina Florească, 1307 m în Gura Plaiului, pentru a culmina la peste 1580 m în Vârful Tihăraiei. Întreg ansamblul se suprapune pânzei de Rarău, cu roci mai intens metamorfozate care aparțin grupului de Bretila–Rarău (gnaise, micașisturi și amfibolite).

Datorită numeroaselor accidente tectonice (falieri importante, diaclaze), în jumătatea nordică culmea are un caracter sinuos, cu mici cursuri de apă pe linii de falie, care pătrund până sub cumpăna morfologică. La nord de Obcina Florească, aspectul părții superioare este ușor aplatizat și relativ neted, menținându-se la altitudini de 1100–1200 m, comparabile cu ale suprafeței de nivelare Mestecăniș.

Între Obcina Florească și Gura Plaiului se păstrează sinuozitatea culmii, dar ea este marcată de prezența unor mici vârfuri insulare care funcționează ca martori litologici de rezistență la eroziune. Între Gura Plaiului și Vârful Tihăraiei aspectul culmii devine unitar, fiind îngustă (chiar cu aspect de creastă) și se continuă cu abrupturi de gelifracție, dar care în anumite sectoare prezintă și uluce nivale (scochine).

Nota dominantă în evoluția reliefului este dată de structură și litologie, dar caracteristica acestei subunități o constituie larga dezvoltare a reliefului periglaciar (martori, abrupturi și jgheaburi de gelifracție, nișe de nivație și uluce nivale etc.), urmat de cel denudațional (culmi complexe, vârfuri piramidale și conice, șei etc.).

Ca și în cazul altor regiuni muntoase din apropiere, se constată o tendință clară de eliminare a pădurii de la partea superioară a reliefului, mult mai pregnantă în jumătatea nordică, unde aspectul rotunjit al culmii primează și abia schițată în cealaltă jumătate, având în vedere condițiile concrete ale terenurilor.

Învelișul pedologic răspunde tendinței clare de etajare altitudinală, de la soluri brune feriiluviale la podzoluri. Apariția doar sporadică a podzolurilor în plin etaj pedospodic se explică pe criterii geochimice și pe baza unor particularități ale pedogenezei. Lipsa podzolurilor este compensată de apariția unor insule de umbrisoluri (soluri negre acide), iar condițiile minime de acumulare și denudația intensă favorizează instalarea litosolului și a subtipurilor litice. În consecință, productivitatea pădurilor de conifere scade constant în altitudine, în preajma Vârfului Tihăraiei molidișurile fiind de talie redusă și calitativ inferioare. Pajiștile secundare de la altitudini de peste 1200 m sunt mult mai sărace în specii și invadate de țepoșică (*Nardus stricta*), deci cu productivitate medie și mică.

Toate componentele cadrului natural se află într-un echilibru relativ stabil, apropiat de starea naturală de climax sau chiar în stadiul de climax, biostazia fiind caracteristica esențială a peisajului.

10.2.1.4. Adam și Eva

Cele două vârfuri dolomitice cu altitudine de 1041 m și, respectiv, 998 m reprezintă forme tipice ale denudației, fiind detașate din masa wildflișului cretacic, acolo unde sinclinalul mezozoic se îngustează vizibil, în preajma văii Moldova.

Separarea subdistrictului Adam și Eva s-a realizat pe criterii litologice și morfologice. Martorii litologici în cauză constituie terminația nordică a flancului intern al sinclinalului mezozoic din cadrul Masivului Rarău și domină Valea Moldovei (din imediata apropiere) cu cca. 300 m. Aspectul impunător este amplificat de caracterul depresionar al reliefului din jur (Depresiunea Pojorâta), iar spectaculozitatea acestui ansamblu este confirmată și prin declararea lui ca rezervație științifică.

Perimetrul Adam și Eva este împădurit și constituie un exemplu elocvent de evoluție a solurilor molice rendzinice: roca la zi – rendzină litică – rendzină tipică – rendzină cambică – sol brun rendzinic.

10.2.2. Districtul Bâtca Neagră

Această subunitate a Masivului Rarău se prezintă sub forma unui bloc cristalin unitar, având o poziție „de legătură" între Rarău–Giumalău și Pietrosul Bistriței. Este situat în partea nord–vestică a regiunii, fiind clar delimitat de o rețea bine conturată de văi: Bistrița în sud (dincolo de care se înalță Bogolinul și Pietrosul Bistriței), Colbu în vest (limita cu Giumalăul), Chiril în sud–est și Toancele în est.

Pe ansamblu, Bâtca Neagră se detașează foarte clar sub aspect morfologic de către rețeaua hidrografică limitrofă, având un ecart de înălțime moderat, care se păstrează cu cca. 300 m sub nivelul Pietrosului Bistriței și 400 mai jos față de Giumalău. Sub aspect tectono–structural și litologic, în această parte a Masivului Rarău se dezvoltă pânza bucovinică, reprezentată prin roci epimetamorfice ale grupului de Tulgheș (Tg_1–Tg_5), la care se mai adaugă și unele roci mezometamorfice ale pânzei de Pietrosul Bistriței, ce aflorează doar local, în Cheile Bistriței de la Zugreni. Duritatea deosebită a rocilor nu a permis formarea unor compartimente depresionare periferice, râurile importante adâncindu-se progresiv și ca efect al mișcărilor neotectonice. Datorită acestui fapt, energia maximă de relief depășește 700 m, versanții sunt puternic înclinați, pantele longitudinale ale talvegului sunt repezi, iar acumulativul lipsește în cea mai mare parte.

Blocul unitar al districtului Bâtca Neagră este secționat de către unele văi mai mici (Arama, Başca) în trei subansambluri: Bâtca Neagră (1439 m altitudine), Munții Toancele (între văile Arama și Toancele) și Munții Başca (în nord), detașate doar morfologic, fără a răspunde criteriilor pentru a fi separate la nivel de subdistrict.

Nota generală a peisajului este imprimată de factorii tectono–structural și litologic, modelarea periglaciară și denudațională menținându-se la cote ridicate și completată de cea fluvio–denudațională. Formele de destrucție sunt net predominante prin comparație cu cele de acumulare, iar ca o particularitate a acestui district menționăm prezența Cheilor Bistriței de la Zugreni, săpate în gnaise porfiroide de Pietrosu Bistriței.

Sub aspect pedogeografic, remarcăm ampla dezvoltare a spodosolurilor (prin tipul brun feriiluvial), urmate la mare distanță de cambisoluri oligobazice (soluri brune acide), iar cu totul local (Chiril) pot să apară și cambisoluri mezobazice. Specificitatea pedogeografică este însă dată de prezența umbrisolurilor de la partea superioară a reliefului (Bâtca Neagră), reprezentate prin soluri negre acide și subtipul umbric al solurilor brune acide, foarte bine dezvoltate pe flancul drept al Toancelor. De asemenea, atrage atenția ponderea ridicată deținută de subtipurile litice, atât la cambisoluri cât și la spodosoluri, în cursul inferior al Colbului și spre valea Bistriței, ceea ce indică o dinamică pronunțată a proceselor de versant. Toate acestea constituie repere clare în individualizarea acestui district al Masivului Rarău.

Marea majoritate a terenurilor sunt ocupate cu păduri, molidișurile fiind cvasitotalitare, dar se pot întâlni și amestecuri, nu atât cu fag, cât cu paltin de munte (versanții sudici) și mesteacăn (stâncăriile din Cheile Bistriței).

Pe baza acestor elemente putem conchide că acest district este deosebit de clar conturat și precis individualizat, având în componență ecosisteme forestiere și pastorale care se mențin într-un stadiu de echilibru (biostazie), în condițiile în care antropizarea este minimă, în timp ce procesele de degradare se mențin la cote specifice evoluției de ansamblu a reliefului (bazinet de alunecare între văile Arama și Chiril). Prezența unor impregnații de sulfuri polimetalice (membrii Leșu Ursului și Fundu Moldovei) a dinamizat activitatea prospectivă în subteran și la zi, unele galerii și halde (Chiril, Başca, Arama) întrerupând punctual aspectul natural, nealterat al districtului Bâtca Neagră.

10.2.3. Districtul Bâtcile și Plaiurile Chirilului

În ceea ce privește delimitarea acestei subunități fizico–geografice pot exista anumite discuții, în sensul că nu putem vorbi de un compartiment montan precis detașat, ci mai degrabă de o treaptă intermediară de relief la limita sudică a părții centrale înalte a Rarăului. În accepțiunea dată noțiunii de district, putem îngloba în subunitatea denumită mai sus doar terminația sudică a Masivului Rarău, unde cele două flancuri ale sinclinalului mezozoic se apropie foarte mult, iar cristalinul autohtonului bucovinic devine unitar.

Dacă acceptăm acest punct de vedere, limitele districtului sunt cuprinse între valea Toancele (în vest), Chiril și curmătura cu același nume (în sud), incluzând spre nord linia înălțimilor dolomitice cu altitudini de 1300–1400 m, care începe din Râpa Roșie (1403 m) și se continuă până în sudul Pietrelor Doamnei. Toate înălțimile menționate domină întreg acest ansamblu, dar și *wildflișul* ce pătrunde lenticular pe la sud de Vârful Rarău–Pochii Rarăului–Todirescu. Diferențele de altitudine sunt marcate de o linie de mici înșeuări, toate evidente în peisaj.

Trăsătura majoră a districtului rezultă din structura geologică extrem de complicată, dublată de o heterogenitate litologică și geochimică. Într-un spațiu relativ restrâns sunt puse în evidență pânzele de Rarău, Chiril și bucovinică (autohton și cuvertura sedimentară), cu roci metamorfice ce aparțin grupului de Bretila–Rarău, formațiunii de Chiril și grupului de Tulgheș, la care se adaugă dolomite triasice, nivele locale de conglomerate și gresii cuarțitice, jaspuri sau chiar corpuri olistolitice de calcare.

Acest amalgam structural–litologic se reflectă fidel atât în morfologia cât și tipologia reliefului. Fragmentarea accentuată se completează cu valori ridicate ale energiei de relief (600–700 m), tipuri și forme variate (structural, petrografic, periglaciar, carstic, denudațional etc.). Se întâlnesc perimetre întinse cu alunecări vechi, stabilizate sau reactivate, dar și alte procese denudaționale, ceea ce diversifică și mai mult peisajul mozaicat dat de factorul structural–tectonic.

Solurile poartă amprenta clară a diversității factorilor de mediu, fiind prezente cambisoluri eu–mezobazice și oligobazice (tipice, litice, pseudogleizate, rendzine), spodosoluri (brune feriiluviale tipice și litice), dar și rendzine (aflate în toate stadiile de evoluție).

Învelişul vegetal este diversificat, cu o predominare evidentă a formaţiunilor forestiere, în care molidişurile sunt aproape la paritate cu amestecurile de molid–brad–fag. Valorificarea intensă a materialului lemnos a contribuit la păstrarea unor păduri de vârste variate (echiene şi pluriene), cu densităţi şi structuri diferite, prin plantări sistematice (inclusiv zadă şi paltin de munte) schimbându-se compoziţia iniţială a ecosistemelor forestiere.

Tuturor aspectelor menţionate anterior li se adaugă intervenţia antropică destul de brutală, într-o regiune naturală cu un echilibru fragil al componentelor fizico–geografice. Multiplele galerii, excavaţii, halde şi drumuri miniere, căi de acces şi de exploatare a lemnului, amplasarea unor linii electrice, micile cariere pentru extracţia calcarului şi a dolomitelor, cuptoarele de var etc., contribuie la antropizarea intensă a peisajului. Dacă la acestea adăugăm fenomenele de degradare progresivă a potenţialului ecologic prin alunecări de teren, eroziunea în suprafaţă, ravenaţie (Râpa Roşie) se obţine imaginea actuală a unor tipuri de peisaje cu o dinamică regresivă (în unele cazuri ireversibilă), cu geosisteme în rhexistazie (bazinele hidrografice Călugărul, Giurgălău, Bolovănosul).

10.2.4. Districtul Bâtcile Slătioarei

Cuprinde partea de sud–est a Masivului Rarău, suprapusă în cea mai mare parte flancului extern al sinclinalului mezozoic, care nu mai păstrează un aspect unitar, ci cuprinde şi unele cute–solzi, cu aspect digitat. Acest district îşi justifică pe deplin separarea, fiind marcat de prezenţa unor bâtci (majoritar dolomitice) detaşate de reţeaua hidrografică de pe flancul estic al Rarăului, care s-a adâncit şi a fierăstruit barele dolomitice.

Ansamblul porneşte de la limita sudică a masivului (Curmătura–Chiril–Valea Hogea), se continuă prin Bâtca Rea, Bâtca Neagră, Bâtca cu Plai, Bâtca Leşii, apoi depăşeşte valea Obcinei şi cuprinde culmea dolomitică Vârful Mare–Pietrele Arse–Padioara, sfârşind în Valea Caselor. Cum arătam anterior, menţinerea la un nivel altitudinal superior a bâtcilor este de sorginte tectono–litologică, cu predominarea dolomitelor triasice şi punerea în evidenţă a unui abrupt morfo–tectonic, care domină net (cu circa 300 m altitudine) ulucul tectono–eroziv de la limita zonei cristalino–mezozoice cu flişul intern.

Datorită acestor diferenţe de nivel, reţeaua hidrografică s-a adâncit foarte mult, majoritatea cursurilor de apă care traversează bara dolomitică de pe flancul extern al sinclinalului formând sectoare de chei, cele mai spectaculoase fiind Moara Dracului (de pe Valea Caselor) şi cele de pe Pârâul lui Ion. Primul aliniament de bâtci se menţine la altitudini cuprinse între 1050 şi cca 1300 m, cu o creştere a nivelului de înălţime de la nord către sud. Cel de-al doilea, desfăşurat între Slătioara şi Valea Caselor se înalţă doar până la 1000–1150 m, culminând la 1163 m în Pietrele Arse.

Fondul pedologic dominant este asigurat de considerabila extindere a cambisolurilor, reprezentate prin soluri brune eu–mezobazice şi brune acide (care se etajează în acelaşi sens), dar particularitatea cea mai marcantă o constituie

„deranjarea" acestei tendinţe de etajare altitudinală de către solurile rendzinice dolomitice, foarte bine reprezentate în teritoriu.

Sub aspect fitogeografic se remarcă larga dezvoltare a formaţiunilor forestiere, împădurirea fiind evasitotalitară. Climatul de adăpostire, depărtarea de aşezările omeneşti şi dificultatea exploatării materialului lemnos datorită pantelor repezi şi a abrupturilor au favorizat menţinerea unor porţiuni de pădure cu aspect virgin sau aproape nealterate de intervenţia antropică (îndeosebi păduri de amestec), în care se întâlnesc arbori seculari de dimensiuni impresionante (înălţimi de 40–60 m şi diametre de 2–3 m). De altfel, în cadrul acestui district de întâlneşte una dintre cele mai vestite rezervaţii ştiinţifice forestiere: *Codrul Secular Slătioara*.

Toate aceste elemente constituie criterii deosebit de clare pentru separarea acestui district, care cuprinde mai multe subdistricte.

10.2.4.1. Bâtca Rea

Este cea mai sudică subunitate a districtului, care include şi vârful Arşiţa constituit din şisturi cristaline. Bâtca Rea se înalţă până la 1293 m (1324 m în Vf. Arşiţa) şi este detaşată morfologic de văile Prislop–Hogea (în sud) şi Padina (nord). Fondul pedologic cuprinde soluri brune acide în bază, brune feriiluviale la peste 950 m altitudine şi rendzine în treimea mijlocie şi superioară a reliefului. Apariţia unui nivel de jaspuri chiar în acoperişul dolomitelor impune formarea solului brun acid litic. Întreg teritoriul este acoperit cu păduri de foioase şi de conifere, versantul nordic intrând în componenţa Codrului Secular Slătioara.

10.2.4.2. Bâtca Neagră

Acest subdistrict – situat între valea Padina şi Pârâul lui Ion – aparţine în totalitate rezervaţiei ştiinţifice. Bâtca Neagră reprezintă aspectul cel mai tipic al districtului, fiind flancat de văi adânci cu sectoare de chei, versanţi abrupţi, stâncării şi incipiente forme exocarstice. Aspectelor morfologice li se adaugă specificitatea (aş spune chiar unicitatea) învelişului vegetal, care cuprinde păduri virgine de amestec, dar şi conifere de talie impresionantă, la care se adaugă o serie de plante ierboase şi relicte glaciare. Cuvertura pedologică cuprinde majoritar soluri litomorfe rendzinice, iar apariţiile de cristalin (în treapta inferioară de relief) sunt marcate de formarea cambisolurilor oligobazice.

10.2.4.3. Bâtca cu Plai

Se încadrează între Pârâul lui Ion şi valea Ursului, culminând altitudinal la 1174 m. Majoritatea componentelor cadrului natural păstrează, în linii generale, aceleaşi caracteristici ca în cazul precedent. Versantul sudic (spre Pârâul lui Ion) conservă cele mai interesante forme de relief (carstic, structural–litologic, fluvio–denudaţional), alcătuind sectorul central al rezervaţiei forestiere Codrul Secular Slătioara. Abrupturile morfotectonice, colţii şi stâncăriile dolomitice, văile în chei (cu sohodoluri) şi pădurea seculară (conifere şi amestecuri) impun nota dominantă a peisajului. Toate celelalte elemente ale cadrului natural (dar, în special, climatul de adăpostire) completează imaginea de ansamblu a subdistrictului, cu geosisteme forestiere, mai puţin de pajişte, aflate într-un echilibru dinamic, motiv pentru care stadiul de biostazie este foarte bine exprimat.

10.2.4.4. Bâtca Leşii

În prelungirea nordică a flancului extern al sinclinalului mezozoic urmează acest subdistrict, încadrat de văile Ursului şi Obcinei. Deşi altitudinea maximă descreşte uşor (1151 m), majoritatea trăsăturilor reliefului se păstrează, inclusiv abruptul morfotectonic care domină culoarul depresionar al Slătioarei cu cca 300 m. Sub aspect litologic, peste dolomitele triasice apar discordant gresii calcaroase şi microconglomerate, cu reflex evident în alcătuirea asamblajului pedologic. Topoclimatul versanţilor de adăpostire a favorizat aceleaşi asociaţii forestiere, dar în lungul pârâului Obcinei, posibilităţile mai lesnicioase de exploatare au modificat sensibil aspectul iniţial al pădurii, motiv pentru care aici este situată zona de protecţie a rezervaţiei ştiinţifice. Bâtca Leşii este totuşi împădurită în totalitate, iar aspectele pedogeografice sunt identice celorlalte situaţii, motiv pentru care putem vorbi de o păstrare nealterată a tuturor componentelor sistemului (geosisteme în biostazie).

10.2.4.5. Bâtca Dracilor

Cuprinde ansamblul montan dispus între cursurile superioare ale văilor Obcina şi Moara Dracilor. În componenţa acestui subdistrict intră două vârfuri dolomitice, care culminează la 1076 m şi, respectiv, 1062 m, separate de pârâul Malul. Gruparea într-o singură unitate fizico–geografică este dictată de unii indicatori morfometrici cât şi de morfologia de amănunt. Dacă energia maximă şi medie se păstrează la aproximativ aceleaşi valori, în ceea ce priveşte densitatea fragmentării se înregistrează o creştere evidentă a acestui parametru odată cu intrarea în bazinele afluenţilor direcţi ai râului Moldova (Valea Caselor). Creşterea fragmentării este însoţită de o diversificare a mezo şi microreliefului, detaşându-se însă ca importanţă relieful structural–litologic şi cel carstic, ultimul cu forme spectaculoase (Cheile Moara Dracului), unde se conservă numeroase specii floristice rare şi pe cale de dispariţie.

10.2.4.6. Bâtca Hâga

Este detaşată din masa wildflişului cretacic prin adâncirea văilor Moara Dracului şi Izvorul Malului, înălţându-se până la 1093 m. Două înşeuări adânci, mulate pe linii de contact tectonic, separă net acest subdistrict de subunităţile vecine, forma de bâtcă fiind clar conturată. Fragmentarea orizontală a reliefului este intensă, iar în treimea inferioară a versanţilor, spre Moara Dracului (aval de chei) şi la obârşia Izvorului Malului se instalează procese de eroziune areolară, chiar şi torenţială (al doilea caz). Presiunea antropică asupra terenurilor începe să-şi spună cuvântul, cât şi vecinătatea ariei wildflişului, unde virulenţa proceselor denudaţionale este deosebit de evidentă. Gradul de despădurire scade simţitor, pădurea fiind păstrată doar pe versanţii puternic înclinaţi, marcaţi de unele forme litologice reziduale.

10.2.4.7. Bâtca Limpedea

Această subunitate închide primul şir de bâtci de pe flancul estic al sinclinalului, având o poziţie periferică nordică, între Izvorul Malului, Limpedea şi

Izvorul Alb. Deşi nu se înalţă decât până la 994 m altitudine, subdistrictul este clar conturat, pe aceleaşi criterii structural–litologice. Aliniamentul dolomitic nu mai este continuu, ci dislocat de importante linii de falii, cu apariţia frecventă a şisturilor cristaline pe linia înălţimilor maxime şi a *wildflişului* pe flancuri. Despădurirea este cea mai intensă dintre toate Bâtcile Slătioarei, cu reflex în slaba protecţie antierozională a solului. Exploatările industriale (Limpedea) şi locale (Izvorul Malului) de materiale de construcţii au lăsat urme adânci în peisaj, în perimetrele carierelor degradarea mediului fiind ireversibilă (geosistem în rhexistazie). Pe versantul stâng al Izvorului Malului, exploatarea materialelor de construcţie a fost însoţită şi de acutizarea eroziunii torenţiale, cu multiple forme de ravenaţie.

10.2.4.8. Bâtca Pietrei Arse

Pe flancul estic al sinclinalului Rarăului există câteva falii direcţionale (orientate N–S), care conturează imaginea unei structuri de tip cute–solzi. În acelaşi timp, se întâlnesc şi falii transversale care au conturat unele blocuri tectonice ce se comportă diferit la acţiunea factorilor denudaţionali. În această categorie se încadrează subdistrictul în cauză, limitat de văile Slătioara (sud), pârâul Babei (est) şi Valea Caselor (nord). Masele dolomitice nu sunt continui, ci detaşate de importante falii de dislocaţie, păstrându-se în Vârful Mare (1145 m), Pietrele Arse (1163 m) şi Vârful Padioara (1008 m), care constituie şi linia înălţimilor maxime. În est, spre limita cu flişul intern, dolomitele se sprijină pe şisturi cristaline mezo şi epimetamorfice, iar în vest se afundă în masa *wildflişului*. Menţinută în relief ca un reflex al tectonicii complicate şi efect al rezistenţei litologice la eroziune, subunitatea Pietrele Arse deţine o poziţie de limită la contactul cu flişul intern, marcat printr-o linie tectonică majoră, care trece prin valea Şandru, Pasul Gemenea, valea Boul, Slătioara şi se continuă spre Gemenea–Ostra.

10.2.5. Districtul Măgurile Câmpulungului

În partea de nord–est a Masivului Rarău principalele caracteristici morfometrice şi morfologice se schimbă, iar sub aspect tectono–structural se individualizează un element deosebit, cunoscut sub denumirea de digitaţia Sadova. Acesteia îi corespund două cute–solzi deversate spre est, iar sub aspect litologic importanţa majoră o prezintă grezo–conglomeratele de Muncelu, cu o reprezentativitate remarcabilă în peisaj. Spre exterior (Depresiunea Câmpulund Moldovenesc), în alcătuirea geologică se remarcă şi formaţiuni sedimentare ale pânzei de Ceahlău (strate de Sinaia) şi flişului curbicortical, sub forma unor benzi din ce în ce mai înguste, care se afundă progresiv (spre nord) sub depozitele aluviale pleistocene.

În consecinţă, districtul Măgurilor Câmpulungului s-a format şi a evoluat în exclusivitate pe roci sedimentare, cu o rezistenţă diferită la eroziune, fapt ce se reflectă în nivelul altitudinal. Practic, la nord de Izvorul Alb, flancul extern,

dolomitic, al sinclinalului prezintă o cu totul altă alcătuire geologică, caracteristică digitației Sadova.

Sub denumirea de Măgurile Câmpulungului sunt cuprinse mai multe vârfuri cu aspect de măguri, detașate de rețeaua hidrografică majoră a masivului, cu altitudini reduse (între 854 și 1176 m), care domină net atât Depresiunea Câmpulung Moldovenesc cât și aria *wildflișului* din umplutura sinclinalului. Spre depresiune, versanții moderat și puternic înclinați se finalizează printr-un imens glacis mixt, prin intermediul căruia se face trecerea la sistemul de terase al Moldovei, iar pe flancul opus s-au detașat o serie de înșeuări, poziționate la contactul cu *wildflișul* argilos cu blocuri și brecii calcaroase.

Asamblajul fito–pedologic se remarcă prin alternanța formațiunilor forestiere și a celor de pajiști secundare, în condițiile predominării până la exclusivitate a etajului pedocambic. Pădurea se păstrează în areale compacte în măgurile mai înalte (Măgura, Runc și Bodea), dar este intens transformată, prin tăieri masive și replantări sistematice, îndeosebi cu specii de conifere (molid, dar și brad). Majoritatea pajiștilor secundare sunt eu–mezotrofe, dar cu productivități naturale diferite în funcție de caracteristicile reliefului și însușirile solului. Etajul pedocambic se caracterizează prin larga dezvoltare a solurilor brune eu–mezobazice, urmate de brune acide, situate la partea superioară a vârfurilor Măgura și Runc.

Districtul Măgurilor Câmpulungului începe de la valea Moldovei, în dreptul defileului de la Pojorâta–Sadova și se continuă până la valea Șandrului (în est), dincolo de care se face trecerea progresivă spre relieful de tip „obcine", caracteristic extremității nordice a Munților Stânișoara. Rețeaua hidrografică majoră a detașat mai multe subunități, care pot fi considerate ca subdistricte.

10.2.5.1. Subdistrictul Măgura

Toponimul de măgură este deosebit de frecvent în această parte a Masivului Rarău și el semnifică un vârf montan izolat, împădurit (mai ales spre vârf). Acest subdistrict se întinde între valea Moldovei din sectorul defileului Pojorâta–Sadova și până la valea Mesteacănului, având ca puncte de altitudine maximă vârful cu același nume (1176 m). În alcătuirea geologică predomină masiv gresiile și conglomeratele de Muncelu, rezistente la acțiunea factorilor denudaționali, dar în subsidiar se întâlnesc și Strate cu *Aptychus*, bogat fosilifere, motiv pentru care sunt și protejate, în cadrul rezervației științifice cu același nume, de pe dreapta Moldovei, în dreptul defileului.

Sub aspect topoclimatic, se întâlnesc două situații distincte: versantul sud–estic, însorit, în cea mai mare parte despădurit, și versantul nord–estic, umbrit, dominat de menținerea pădurii (molidișuri și brădete pure, plantate). În condițiile unei energii remarcabile de relief și datorită gradului avansat de poienire, pe fațada sud–vestică s-au instalat procese avansate de eroziune, inclusiv o rețea de ravene și văi primare care avansează rapid (prin eroziune regresivă) spre cumpăna morfologică. Versanții care privesc spre Valea Moldovei și pârâul Mesteacănului sunt mediu și puternic înclinați, suportă o cuvertură subțire de depozite deluviale,

iar solurile au în constituție cantități însemnate de schelet pe profil. În dreptul defileului, relieful coboară brusc (abrupt litologic) punct în care a funcționat mult timp o importantă carieră (gresii).

Învelișul de sol este dominat de prezența tipului brun eu–mezobazic, doar la peste 1100 m, în jurul Vârfului Măgura, făcându-și apariția și solurile brune acide. Uniformitatea la nivel de tip a acestui înveliș derivat este dublată de o mult mai largă variabilitate la nivelul însușirilor morfologice și proprietăților fizico–chimice.

10.2.5.2. Subdistrictul Runc

Continuă spre sud–est digitația Sadova și se încadrează între pârâul Mesteacănului și Valea Seacă. Teritoriul în cauză are forma unui bloc paralelipipedic, cu versanți liniari, mediu și puternic înclinați, spre cele trei văi (inclusiv Moldova), dar cu o trecere ceva mai domoală spre aria *wildflișului*. Deși nu se înalță decât până la 1129 m, aspectul de masivitate este pregnant, energia maximă de relief fiind de cca 500 m (valea Moldovei fiind situată la 630 m). Întreg ansamblul montan este împădurit (molidișuri și amestecuri cu brad), dar aspectul de păduri echiene este oferit de plantații și de lucrările silvice, în care speciile de foioase (fag, paltin, eventual scoruș) au fost progresiv eliminate. Menținerea pădurii reprezintă și un factor de echilibru al versanților, cu depozite de suprafață relativ subțiri. Coeziunea acestora crește în cazul glacisului de racord, cu caracter acumulativ cert.

Uniformitatea învelișului pedologic se păstrează, dar pe versanții cu declivități de peste 30°, spre pârâul Mesteacănului și Valea Seacă, se dezvoltă soluri incipiente, scheletice sau chiar litice (brun eu–mezobazice litice). Prezența cvasitotalitară a pădurii păstrează un echilibru dinamic între componentele sistemului, în condițiile în care intravilanul se extinde chiar și în treimea inferioară a versanților nord–estici între văile de limită.

10.2.5.3. Subdistrictul Bodea

Este situat între Valea Seacă și Izvorul Alb, având forma unui bloc paralelipipedic orientat pe direcția NV–SE. Aspectul de masivitate se menține (energie maximă de relief cca 460 m), dar densitatea fragmentării reliefului este mai mare, cu precădere în extremitățile nord–vestică (spre Valea Seacă) și sud–estică (Izvorul Vitelor), consecință firească a defrișărilor intense din aceste sectoare. Depozitele de versant de pe clina est–nord–estică sunt profunde, iar glacisul de racord este mai intens fragmentat de unele obârșii de văi (Izvorul Vitelor) sau de ravene care secționează adânc acumulativul acestei forme de relief. Extinderea progresivă a municipiului Câmpulung Moldovenesc în altitudine s-a realizat mult mai greu, cu o tramă stradală dezorganizată, încercând să valorifice atât resursele locale de apă cît și accesibilitatea unor forme de relief.

Întrucât aproape jumătate din teritoriul acestui district este despădurit iar presiunea antropică asupra terenurilor se acutizează, apar și primele disfuncționalități legate de echilibrul dintre componentele mediului. Labilitatea stabilității structurale a solurilor din pajiști (îndeosebi pășuni) indică creșterea ratei

denudației, iar la producerea unor ploi cu caracter torențial, rețeaua hidrografică elementară, tributară direct Moldovei, se supraîncarcă cu aluviuni solide și în suspensie. Retenția acestora în amenajările deja existente (Izvorul Vitelor) este parțială, existând riscul supraînălțării talvegurilor cu materiale solide și producerea inundațiilor pe teritoriul orașului (între Valea Seacă și Izvorul Alb).

10.2.5.4. Subdistrictul Cocorul

Această subunitate fizico-geografică, amplasată între Izvorul Alb și Izvorul Malului, are o întindere mai redusă, dar dispune de un fond morfo-litopedologic mult mai variat. La zi apar variate depozite sedimentare de vârstă cretacică (Strate de Pojorâta), la care se mai adaugă dolomite triasice, chiar șisturi epimetamorfice ale flancului extern. În aceste condiții, constatăm o varietate tipologică a reliefului, predominând însă formele denudaționale. Spre Izvorul Alb se remarcă Piatra Buhii, cea mai nordică ivire dolomitică de pe flancul estic, sub forma unei stânci de 30–40 m înălțime, care străjuiește intrarea în inima Rarăului. Concomitent cu reducerea altitudinală (Vârful Cocorul 944 m) se produce și o diminuare a energiei de relief (cea maximă atinge abia 330 m), în condițiile în care densitatea fragmentării se amplifică.

Despădurirea este foarte avansată, terenurile fiind utilizate îndeosebi ca pajiști secundare (mai ales fânețe). Fondul pedologic este asigurat de cambisoluri eu-mezobazice, la care se mai adaugă soluri brune acide (pe șisturi cristaline), rendzine cambice (dolomite), dar și soluri brune eu-mezobazice pseudogleizate pe glacisul de contact cu rama depresiunii. Spre Izvorul Malului apar și procese de eroziune areolară, iar productivitatea ecosistemelor ierboase diferă foarte mult, în funcție de condițiile de relief și sol.

10.2.5.5. Subdistrictul Vergile

Între văile Izvorul Malului și Valea Caselor s-a individualizat acest subdistrict, care are ca punct central Vârful Vergilor (928 m). Majoritatea componentelor cadrului natural sunt asemănătoare celor din subdistrictul Cocorul, mai ales sub aspect litologic și morfologic. Împădurirea este mai intensă, însă această formațiune vegetală se păstrează discontinuu, mai ales pe pantele cu declivități mari. Apariția unor formațiuni specifice flișului (Strate de Sinaia, fliș curbicortical) determină conturarea unor perimetre intens degradate prin eroziune și alunecări de teren (versantul stâng al Văii Caselor), după cum ivirile insulare ale dolomitelor triasice favorizează menținerea unor martori litologici de rezistență (Dealul Verde). Spre valea Moldovei, pe interfluviul dintre Izvorul Malului și Valea Caselor se întâlnește întreaga succesiune de terase de versant, cu altitudini relative de până la 100–110 m.

Sub aspect pedogeografic, situația este aproape identică cu cea din subdistrictul Cocorul, dar se dezvoltă și soluri brune eubazice rendzinice la marginea perimetrului cu dolomite, indicând un stadiu ceva mai avansat de evoluție spre solul zonal. Cu mici excepții (perimetre cu alunecări stabilizate, versanți abrupți), solul este profund, iar covorul vegetal bine închegat, neexistând dezechilibre majore în funcționarea sistemului fizico-geografic.

10.2.5.6. Subdistrictul Padioara

Încheie spre sud-est desfășurarea subunităților care compun districtul Măgurile Câmpulungului. Poziționat între Valea Caselor și pârâul Șandru, acest subdistrict face trecerea spre relieful de tip „obcine", specific nordului Munților Stânișoarei. De altfel, alcătuirea geologică este dată de roci exclusiv ale flișului, teritoriul fiind situat imediat la est de linia de contact tectonic care desparte pânza bucovinică de flișul intern, în lungul căreia se dezvoltă ulucul morfotectonic care este axat pe direcția Șandru–Pasul Gemenea–Pârâul Boul–Slătioara–Gemenea.

Aspectul reliefului este șters, cu versanți deluviali intens modelați de procese denudaționale, după cum indicatorii morfometrici relevă o apropiere evidentă de relieful specific flișului.

10.2.6. Districtul Rarău – Todirescu (partea centrală înaltă)

Orice masiv montan se individualizează prin existența unei părți centrale, mult mai înaltă decât periferiile, care constituie nodul orografic principal. În cazul Rarăului, acest spațiu central cuprinde perimetrul care începe din Piatra Șoimului (vest) și se închide în Todirescu (est), pe o lungime de peste 5 km. Pe această direcție se dezvoltă și linia înălțimilor maxime: Pietrele Doamnei (1634 m), Vârful Rarău (1650 m), Pochii Rarăului (1628 m), Todirescu (1476 m).

Partea centrală înaltă corespunde axului sinclinalului Rarău–Breaza, constituind o amplă inversiune de relief. Aproape întreg acest spațiu geografic este alcătuit din calcare, brecii calcaroase, evantual și dolomite, variate sub aspectul compoziției geochimice și vârstei (triasice, jurasice, cretacice). Din punct de vedere tectono-structural, caracteristice sunt formațiunile litologice ale pânzei bucovinice, care suportă resturi ale pânzelor transilvane, sub forma unor petice de acoperire în Pietrele Doamnei, Rarău și Platoul Rarău. O anumită parte a formațiunilor pânzelor transilvane este prinsă în masa *wildflișului*, din care „răsar" unele *klippe* calcare sau petice de acoperire (Pietrele Doamnei).

Acest district montan corespunde – în cea mai mare parte – unității morfostructurale calcaro-dolomitice, cu o rezistență foarte mare la acțiunea agenților de modelare, fapt care se reflectă în altitudinile cele mai ridicate ale masivului. Chiar în cazul unei durități mari a rocilor, datorită nivelului altitudinal ridicat, virulența agenților modelatori este deosebită, la care se adaugă și energia de relief. În aceste condiții, se întâlnește o gamă foarte largă de forme și tipuri de relief, fondul dominant fiind asigurat de cele structural-tectonice și petrografice. Pe de altă parte, la altitudini de peste 1400 m, sunt foarte active procesele periglaciare, iar amploarea reliefului carstic nu este de neglijat.

O serie de aspecte particulare de ordin morfologic (pe fond structural-petrografic), cât și componentul fito-pedologic diferit au contribuit la separarea unor subdistricte reprezentative.

10.2.6.1. Subdistrictul Pietrele Doamnei

Această subunitate fizico-geografică este una dintre cele mai reprezentative din tot Masivul Rarău, având și cea mai mare valoare de simbol pentru întreaga

regiune. Pe lângă Pietrele Doamnei (1634 m) cuprinde Piatra Şoimului (în vest), întreg ansamblul fiind clar separat prin importante linii de dislocaţie tectonică, marcate prin abrupturi tectono–litologice. Prezenţa calcarelor triasice şi cretacice dar şi a dolomitelor triasice (Piatra Şoimului) imprimă reliefului o notă aparte de măreţie, cu o valoare peisagistică de unicat în Carpaţii româneşti. În atare condiţii este de înţeles interesul pentru protecţia acestui ansamblu montan, prin declararea unor rezervaţii ştiinţifice (Pietrele Doamnei, Piatra Şoimului), dar fluxul turistic deosebit şi amplasarea Hotelului alpin *Rarău* între cele două forme reprezentative de relief (plus anexele aferente: conducte de alimentare cu apă, platformă pentru depozitarea combustibililor, teren de sport), au generat grave prejudicii aduse mediului natural, de o frumuseţe remarcabilă.

Învelişul vegetal este reprezentat prin molidişuri de limită superioară, dar în Pietrele Doamnei începe şi dezvoltarea unui etaj subalpin, la care se adaugă vegetaţia specifică stâncăriilor, cu numeroase specii rare şi relicte glaciare. Solurile reprezentative sunt cele rendzinice, cu toate formele de evoluţie (litice, tipice, cambice), dar şi cu crome variate (roşii, brune, brun–negricioase, negre). Suprafeţe diseminate sunt acoperite cu litosoluri, dar apar şi areale cu roca la zi. Toate acestea sunt generate de relieful extrem de variat, cu forme spectaculoase: abrupturi, stâncării, turnuri şi piramide, hornuri, îngrămădiri imense de blocuri haotice ş.a.m.d.

Acest ansamblu, de o valoare inestimabilă, prezintă şi cel mai fragil echilibru al componentelor mediului. Deşi dezechilibrele majore nu şi-au făcut apariţia, „semnele" unui turism montan haotic sunt aproape peste tot întâlnite, ceea ce prejudiciază grav valoarea acestei adevărate „pietre preţioase" a Carpaţilor Orientali.

10.2.6.2. Subdistrictul Rarău

Constituie nucleul orografic al regiunii, culminând la 1650 m în vârful cu acelaşi nume. Acest subdistrict acupă o poziţie aproape centrală şi domină altitudinal subunităţile învecinate, datorită rezistenţei opuse la eroziune de calcarele şi breciile calcaroase care sunt cvasitotalitare. Detaşarea morfologică este mult întărită de prezenţa unor puternice inflexiuni de relief (şei), atât spre Pietrele Doamnei (unde la zi apar marnele şi argilele *wildflişului*), cât şi spre Pochii Rarăului (Şeaua Ciobanilor). Spre nord şi est se remarcă abruptul tectono–litologic ce corespunde frunţii pânzelor transilvane şi care domină cu peste 400 m aria *wildflişului*. La marginea abruptului, dar şi spre nord–vest, se întâlnesc câmpuri de blocuri haotice de mari dimensiuni, efect al activităţii periglaciare din Pleistocen, iar pe flancul sudic, dominant rămâne abruptul Pietrei Zimbrului, cu trene active şi relicte de grohotiş. Expus frontogenezei vestice (deşi aflat în „umbra" Giumalăului), subdistrictul primeşte cantităţile cele mai mari de precipitaţii (peste valoarea medie de la staţia meteo, amplasată defectuos) şi se află în bătaia vânturilor puternice din nord–vest şi nord. În aceste condiţii, molidişurile se opresc spre baza abruptului, sau urcă sporadic pe brâie şi trepte litologice (platoul Peştera Liliecilor), fără însă a se instala şi pe platoul superior (1600–1650 m), unde domină pajiştile secundare şi asociaţii vegetale cu caracter subalpin.

Rendzinele rămân solurile dominante, într-o gamă largă a formelor de manifestare, atât sub aspect evolutiv, cât şi în ceea ce priveşte paleta însuşirilor morfologice şi fizico–chimice. Perimetrele nesolificate (stâncării cu roca la zi) sunt extrem de frecvente (fără a ocupa suprafeţe foarte mari).

Subdistrictul Rarău este intens transformat, intervenţiile antropice lăsând numeroase „urme" prin care ecosistemele naturale sunt parţial alterate. Amenajarea drumurilor de acces spre vârf şi staţia meteo, construcţiile diverse (Releul de televiziune, Cabana pastorală, saivane, rămăşiţe ale altor amenajări), liniile electrice ş.a., deşi indispensabile, nu se integrează în peisaj, alterând un patrimoniu natural deosebit de valoros, ceea ce face ca ecosistemele (mai ales cele ierboase) să se găsească într-o fază incipientă de rhexistazie, care în timp poate avansa.

10.2.6.3. Subdistrictul Pochii Rarăului

Cel de-al treilea subdistrict al părţii centrale înalte este separat de Vârful Rarău prin Şeaua Ciobanilor şi domină altitudinal ansamblul Todirescu cu circa 150 m. În această subunitate se includ Pochii de Sus (Colţii Rarău), sub forma unor culmi înguste care se înalţă până la 1628 m, dar şi o treaptă mai joasă de relief, numită Pochii de Jos (Stâncile Popii), de peste 2 km lungime. În ambele situaţii, caracteristicile reliefului sunt condiţionate de suportul litologic, în alcătuirea petrografică majoritare fiind calcarele şi breciile calcaroase. Între cele două nivele se interpune o fâşie de *wildfliş* marno–argilos, punctat de numeroase *klippe* calcare şi olistolite.

Relieful rezidual, cu numeroase forme ruiniforme (Pochii de Jos), dar şi culmea superioară (Pochii de Sus), conservă un important relief carstic, cu forme exclusiv de suprafaţă, spre deosebire de subdistrictul Rarău unde se întâlnesc şi peşteri.

Despădurirea este intensă la partea superioară a reliefului, dar pădurea se menţine aproape integral în Pochii de Jos, unde însă arboretele sunt de productivitate redusă şi mijlocie, funcţie de caracteristicile învelişului se sol (volum edafic util, conţinut de schelet, regimul hidric etc.), individualizat de predominarea rendzinelor, în alternanţă cu soluri brune eu–mezobazice tipice şi rendzinice. Pajiştile (eutrofe şi mezotrofe) sunt relativ bogate în specii şi au productivitate medie, regiunea fiind de tradiţie în păstorit.

Subdistrictul Pochii Rarăului conservă un patrimoniu natural valoros, dar întrucât se află oarecum lateral de zona de maxim interes turistic (fiind doar tranzitată în direcţiile Pietrele Doamnei şi Codrul Secular Slătioara) a suferit mai puţin de pe urma impactului antropic. Chiar în aceste condiţii, calitatea mediului este uşor alterată prin păstoritul intens, suprafeţe întinse de păşuni fiind intens ruderalizate, iar amenajările pastorale, arhaice sau părăsite, oferă uneori un peisaj "dezolant".

10.2.6.4. Subdistrictul Todirescu

În estul districtului Rarău, elementele constitutive ale ansamblajului fizico–geografic suferă unele schimbări. Îngustarea progresivă a sinclinalului spre sud a

provocat o mozaicare a entităților litologice din componența pânzei bucovinice, ceea ce face ca într-un teritoriu restrâns să afloreze roci variate sub aspectul genezei și însușirilor geochimice. Evoluția rețelei hidrografice prin eroziune regresivă a contribuit la transformarea intensă a formelor inițiale, reduse la o simplă culme montană, sinuoasă, care nu mai păstrează decât fragmentar unele forme ale reliefului carstic.

În condițiile unei modelări intense a reliefului, nivelul altitudinal maxim coboară la 1476 m (Vârful Todirescu), iar unele forme tinere contrastează cu aspectele îmbătrânite care conservă și solurile cu o evoluție mai înaintată. Putem menționa în acest sens prezența unor doline cu fundul plat, în care alterarea chimică a calcarelor este totală, dar și doline de tip pâlnie, cu avenuri, sau forme asemănătoare de dimensiuni mai mari, sparte însă prin evoluția obârșiilor de văi, tributare Chirilului și Slătioarei.

Despădurirea este aproape totală pe clina sudică, pădurea menținându-se aproape compactă pe cea nordică, dar productivitatea ecosistemelor forestiere este mijlocie și slabă, datorită neomogenității învelișului de sol și fragmentării reliefului. Pajiștile însă sunt foarte bogate în specii, cu numeroase raritați și specii pe cale de dispariție, ceea ce a făcut posibilă crearea unei rezervații științifice (Pajiștile Seculare Todirescu). Din păcate, teritoriul protejat se degradează continuu datorită nerespectării cerințelor impuse prin lege în asemenea situații (cosirea înainte de maturizarea semințelor, pășunat, trafic haotic al turiștilor etc.).

Varietatea formelor de relief determină și o mozaicare a învelișului de sol, cu apariția unor subtipuri variate, de la rendzine litice la soluri brune acide pseudogleizate. În aceste condiții, terminația sud–estică a districtului central se individualizează pregnant ca subdistrict separat, care păstrează încă majoritatea geosistemelor locale într-un stadiu de biostazie, cu apariția unor disfuncționalități care pot însă reveni la starea inițială.

10.2.6.5. Subdistrictul Hăghimiș

Acestă subunitate fizico–geografică este situată în sudul părții centrale înalte, la limita cu Plaiurile și Bâtcile Chirilului. Sub aspect litologic, dominante rămân formațiunile wildflișului cu blocuri, în masa căruia sunt înglobate nivele de brecii calcaroase (sub forma unor benzi longitudinale), dar și numeroase *klippe* calcare și olistolite. Întreg ansamblul este situat la peste 1300 m altitudine, menținerea la acest nivel de înălțime fiind dictat de prezența flancului dolomitic care funcționează ca un nivel de bază local. Pe de altă parte, benzile de brecii calcaroase determină detașarea unor trepte litologice, segmentate însă de numeroșii afluenți ai Chirilului. Caracteristica morfologică cea mai pregnantă o constituie intensa fragmentare verticală și, mai ales, orizontală, aspectul general fiind acela al unui relief heterogen, cu o dinamică foarte accentuată a proceselor denudaționale.

Subansamblul Hăghimiș cuprinde versanți cu forme și dimensini variate, predominant cu expoziție sudică, beneficiind de un topoclimat însorit, care diferă net de versantul opus. Vegetația naturală este constituită din păduri de conifere, între care se intercalează și unele specii de foioase. Despădurirea este intensă,

frecvente fiind pădurile intens poienite, cât și pajiștile cu arbori izolați sau în pâlcuri. Această caracteristică întărește imaginea de varietate peisagistică, la care se adaugă și heterogenitatea învelișului se sol, cu exprimarea cambisolurilor și a solurilor litomorfe rendzinice, supuse unor procese variate de degradare (pseudogleizare, eroziune în suprafață, alunecări vechi, mișcări solifluxionale etc.).

Toate aceste elemente individualizează subdistrictul față de subunitățile vecine. În condițiile în care intervenția antropică nu este foarte puternică, multitudinea proceselor morfo și pedogenetice, fărâmițarea pădurilor, inadecvarea utilizării terenurilor cu pajiști naturale și stabilitatea precară a versanților, constituie cauze ale apariției unor dezechilibre funcționale ale geosistemelor locale, imaginea generală a subdistrictului fiind cea a unei dezordini evidente și nu de armonie a componentelor sistemului.

10.2.7. Districtul Pojorâta – Izvorul Alb

Sinclinalul mezozoic Rarău–Breaza (cu extindere până în Lucina), capătă un contur clar definit abia în bazinul pârâului Cailor și se lărgește considerabil la sud de valea Moldovei (Pojorâta). În compartimentul Izvorul Alb, între cele două flancuri dolomitice, deschiderea sinclinalului măsoară circa 4,5 km. Pe ansamblu, relieful poartă amprenta clară a factorului structural–petrografic, fiind vorba de o largă reprezentare a unor roci sedimentare moi, care alcătuiesc cuvertura sedimentară a pânzei bucovinice.

Fondul litologic dominant este constituit dintr-un facies argilo–marnos cu blocuri, brecii calcaroase și iviri de roci bazice și ultrabazice, cu o sedimentare haotică, cunoscut sub denumirea de wildfliș. Predomină argilele negre, vineții, verzui și roșii, în masa cărora sunt prinse blocuri calcaroase (*klippe* calcare și olistolite), iviri bandiforme de brecii calcaroase, mai rar, gresii, ba chiar serpentinite și diabaze. Rezistența diferită opusă la acțiunea agenților externi a contribuit la o modelare intensă dar selectivă, conturându-se un ansamblu depresionar, cu altitudine mult sub cea a flancurilor dolomitice.

Orientarea generală a districtului este de la nord–vest către sud–est, însă adaptarea rețelei hidrografice la această direcție nu este decât parțială. Astfel, de o parte și de alta a cursului transversal al Moldovei, râurile principale și-au orientat traseul în lungul sinclinalului (Fundu Pojorâtei, Praşca), dar mai la sud, sectoarele superioare ale văilor importante (Valea Seacă, Izvorul Alb etc.), taie transversal formațiunile de umplutură ale sinclinalului, ceea ce denotă că sunt mai vechi și au avut o cu totul altă evoluție.

În condițiile date, dacă morfologia de ansamblu prezintă numeroase caractere comune iar cuvertura fito–pedologică diferă doar într-o mai mică măsură, pentru separarea unor subunități în cadrul acestui district, un rol important îl joacă evoluția rețelei hidrografice. Prin adâncirea progresivă a obârșiilor de văi s-au individualizat unele compartimente depresionare (la nivel de subdistrict), separate de culmi secundare, derivate din suprafețele inițiale. Culmile secundare se păstrează pe direcții prestabilite ce atestă prezența unor nivele locale de roci dure,

în lungul cărora se succed o serie de martori litologici de eroziune şi unele înşeuări grefate pe roci mai moi.

10.2.7.1. Subdistrictul Fundu Pojorâtei

Compartimentul depresionar, centrat pe axul sinclinalului, începe de la Pojorâta, unde are ca nivel de bază râul Moldova, cu o vale asimetrică, terasele dezvoltându-se aproape exclusiv pe partea dreaptă.

În acest sector se menţin şi controversele privind valabilitatea limitei pe care râul Moldova o impune între Rarău şi Obcinele Bucovinei. Accepţiunea de masiv pe care am argumentat-o la începutul lucrării nu ne permite să „ataşăm" unele subunităţi fizico–geografice vecine, doar pentru motivul că răspund criteriului tectono–structural. În atare condiţii ar trebui să sinonimizăm Masivul Rarău cu întreg sinclinalul mezozoic, care porneşte din Lucina şi se închide în plin domeniu al flişului, pe linia Holda–Ostra.

De aceea, ne vom limita în a prezenta doar subdiviziunile de la sud de valea Moldovei. În acest caz, subdistrictul Fundu Pojorâtei este cel mai clar exprimat în relief, având un pronunţat caracter tectono–eroziv, o contribuţie majoră în modelarea reliefului cu caracter depresionar având văile Fundu Pojorâtei şi Praşca. Linia de demarcaţie cu subunitatea vecină a fost mult împinsă spre sud şi constă dintr-o culme secundară cu altitudini ce se menţin în jurul valorii de 1000 m (vârful Praşca, 971 m), în lungul căreia se succed martori litologici de eroziune şi inflexiuni largi.

Denudaţia intensă se reflectă şi în compoziţia faciesului fito–pedologic. Despădurirea este foarte intensă, dominante fiind pajiştile care în bună parte au un caracter mezohigrofil, sau chiar higrofil. Prin schimbarea categoriei de folosinţă s-a modificat şi regimul aerohidric, care, în condiţiile unui substrat impermeabil, a contribuit la pseudogleizarea solurilor chiar şi pe pante moderate. În aceste condiţii, fondul pedologic este dominat de cambisolurile eu–mezobazice pseudogleizate, urmate de cele tipice şi rendzinice. La peste 900 m altitudine se dezvoltă şi soluri brune acide, iar nota de uniformitate a învelişului de sol este estompată de apariţia perimetrelor insulare cu soluri rendzinice, specifice *klippelor* calcare şi benzilor breccioase.

Fenomenele de risc constau în accelerarea eroziunii în suprafaţă pe versanţii cu declivităţi ridicate şi un grad redus de acoperire cu vegetaţie, acutizarea torenţialităţii pe flancul drept al văii Fundu Pojorâtei (unde valorile densităţii fragmentării reliefului sunt foarte mari) şi declanşarea alunecărilor de teren pe versanţii estici şi nordici (urmare a menţinerii un timp mai îndelungat a unui surplus de apă în deluvii).

10.2.7.2. Subdistrictul Valea Seacă

Cel de-al doilea compartiment depresionar, mulat pe axul sinclinalului, corespunde bazinului superior al Văii Seci, desfăşurat între cele două flancuri ale cuverturii mezozoice. Dacă pentru subdistrictul precedent, caracterul epigenetic al reţelei hidrografice era extrem de evident (prin dezvelire epigenetică punându-se în

operă şi Vârfurile Adam şi Eva de la Pojorâta), în situaţia de faţă, valea pare a avea un caracter antecedent, pentru ca în timp, prin eroziune regresivă să-şi împingă mult izvoarele în amonte, până sub culmea principală a Munceilor Înşiraţi. În timp ce valea Izvorului Alb, odată cu atingerea flancului vest dolomitic, s-a reorientat către sud (căpătând astfel caracterul unui tronson de contact tectonic), Valea Seacă a fost forţată să străpungă bariera dolomitică, fixându-şi izvoarele în masa rocilor foarte dure ale pânzei de Rarău. Datorită acestui fapt, nivelul altitudinal al Munceilor Înşiraţi este mai redus, iar aspectul culmii principale are un caracter sinuos.

Limita spre compartimentul învecinat este dată de o a doua culme secundară (vârful Izvorul Alb – Muntele Bodea), cu altitudini tot în jurul valorii de 1000 m, ceea ce indică, aproximativ, un acelaşi nivel iniţial al masei wildflişului.

Majoritatea aspectelor morfografice şi morfometrice, cât şi cele specifice ansamblajului fito–pedologic se păstrează la parametri asemănători, chiar dacă gradul de împădurire este ceva mai mare. Predominarea faciesurilor moi, cu un potenţial de eroziune ridicat, se reflectă în degradarea intensă a terenurilor, mai ales în sectorul din aval, unde eroziunea în suprafaţă devine puternică (pârâul Vranei, Coasta Praşca etc.), iar alunecările de teren capătă o amploare deosebită. Denudaţia se reflectă în complicarea morfologiei de detaliu, impresia de fărâmiţare intensă fiind evidentă, cu reflex în complicarea învelişului de sol şi în diminuarea capacităţii productive a terenurilor (păşuni şi fâneţe).

10.2.7.3. Subdistrictul Izvorul Alb – Limpedea

Compartimentul Izvorul Alb – Limpedea are forma unui patruleter, cu latura de circa 4 km, centrat la confluenţa cu Limpedea şi flancat de aliniamentul vest dolomitic, cât şi de marginea abruptului nordic al Raräului.

Prin comparaţie, acest subdistrict este cel mai bine împădurit (excepţie face colţul nord–estic), dar altă utilizare decât cea forestieră ar contribui la accelerarea proceselor denudaţionale. Evoluţia reliefului poartă încă amprenta intensei modelări periglaciare din Pleistocen, când prăbuşirile, rostogolirile, alunecările în masă, cât şi toate celelalte mişcări de mai mică amploare (gelifracţie, solifluxiune, creep etc.) au înregistrat cote maxime. A rezultat un relief depresionar derivat, complex, cu un caracter haotic şi o dinamică remarcabilă a denudaţiei chiar şi în prezent. Se constată virulenţa deosebită a proceselor de deplasare în masă, cu deluvii groase de zeci de metri, stabilizate, reactivate sau chiar active. În această ultimă categorie se înscrie alunecarea recentă din cursul superior al Izvorului Alb, care a provocat mari daune prin distrugerea şoselei de acces, pe o lungime de cca. 3 km.

Formaţiunea vegetală dominantă este pădurea, care începe cu amestecuri (fag–brad–molid) şi se continuă cu molidişuri pure, deşi sunt întâlnite şi specii de foioase care ies din aria zonalităţii (arinişuri în lungul Izvorului Alb, plop şi mesteacăn în perimetrele cu alunecări). Reprezentativ pentru acest subdistrict este etajul pedocambic, ceea ce presupune o omogenitate a învelişului se sol la nivel de clasă şi tip (efect al substratului bogat în elemente bazice). La nivel de subtip, însă, lucrurile sunt mult mai complicate, căci alături de soluri brune eu–mezobazice

tipice se mai întâlnesc cele pseudogleizate (dominante în teritoriu), rendzinice, molice–rendzinice şi pseudorendzinice–pseudogleizate, ceea ce indică un comportament pedogenetic diferit al depozitelor de solificare.

Întreg acest ansamblu are o orientare generală către nord, ceea ce face ca, alături de substratul impermeabil, să favorizeze un regim aero–hidric deficitar, mărind considerabil susceptibilitatea declanşării mişcărilor de alunecare în masă. Subdistrictul depresionar Izvorul Alb prezintă o autentică notă de discontinuitate în peisaj, în contrast evident cu subunităţile din jur. Deşi activitatea antropică se rezumă doar la extracţia locală a calcarelor, exploatarea selectivă a masei lemnoase şi amenajarea unor drumuri de acces (modernizate şi forestiere), prin fenomenele deosebite de risc pe care le implică întreţine un echilibru deosebit de fragil între componentele cadrului natural, reclamând chiar măsuri de conservare şi protecţie.

10.2.7.4. Subdistrictul Plaiul Popii

În cadrul acestei subunităţi s-au grupat terenurile situate între Bâtcile Slătioarei şi Pochii de Jos, la altitudini cuprinse între 1000–1300 m. Menţinerea depozitelor de wildfliş la acest nivel altitudinal este condiţionată de prezenţa flancului est–dolomitic care funcţionează ca un nivel de bază local. Străpungerea barei de roci mai dure este de dată relativ recentă, în timp ce adâncirea văilor în complexul argilo–marnos slab exprimată. Deşi adâncimea fragmentării are valori relativ reduse, densitatea fragmentării este mult mai intensă, această subunitate fizico–geografică fiind caracterizată printr-un număr foarte mare de izvoare şi mici cursuri de apă, majoritatea cu caracter intermitent.

Morfologia de ansamblu este dominată de forme denudaţionale, cu frecvente alunecări vechi, în prezent condiţiile de declanşare fiind mult frânte datorită gradului ridicat de împădurire. Asociaţia vegetală dominantă este pădurea de conifere, care spre Bâtcile Slătioarei trece în formaţiuni de amestec. Poziţia în cadrul Masivului Rarău şi lipsa drumurilor de acces au contribuit la evitarea defrişărilor masive şi a instalării pajiştilor secundare, fapt benefic în condiţiile unui suport litologic cu un potenţial activ de deplasare în masă.

Fondul pedologic dominant este asigurat de prezenţa aproape în exclusivitate a cambisolurilor eu–mezobazice şi oligobazice (tipice, pseudogleizate şi rendzinice), alături de care se mai întâlnesc şi areale insulare de rendzine (*klippe* calcare şi olistolite).

Echilibrul fragil al componentelor mediului se menţine datorită acoperirii aproape integrale cu pădure şi intervenţiei antropice limitate, însă deosebirile locale în tipologia peisajului sunt evidente faţă de subdistrictele anterioare.

10.2.8. Depresiunea Câmpulung Moldovenesc

Prezenţa compartimentului depresionar al Câmpulungului se impune cu claritate în peisaj, ca o subunitate fizico–geografică de limită între relieful de tip „obcine", caracteristic flişului din grupa nordică şi inversiunea tipică de relief a Rarăului. Dacă Depresiunea Pojorâta se plasează în axul sinclinalului marginal

extern, în aval de scurtul defileu Pojorâta – Sadova, Depresiunea Câmpulung Moldovenesc prezintă un vădit caracter tectono–eroziv, pe linia de contact tectonic dintre flancul estic al sinclinalului şi flişul intern producându-se o afundare progresivă a entităţilor lito–stratigrafice ale pânzei de Ceahlău şi modelarea intensă în formaţiuni mai puţin rezistente la eroziune.

Pe lângă caracterul depresionar, valea diagonală a Moldovei conferă o limită clară între Obcina Feredeului şi Rarău. Reţeaua hidrografică consecventă de pe latura nordică (Sadova, Moara, Corlăţeni, Deia) a detaşat o succesiune de culmi secundare care se desprind din Obcina Feredeului, în timp ce spre sud, cursurile de apă din Rarău au tăiat transversal structurile caracteristice digitaţiei Sadova şi ale flancului extern al sinclinalului, individualizând un relief de tip măguri.

Depresiunea Câmpulung Moldovenesc se întinde pe aproximativ 14 km lungime între defileele de la Pojorâta – Sadova şi Prisaca Dornei, asimetria văii fiind pregnantă pe toată întinderea. Cu excepţia celor două extremităţi, acumulativul văii Moldova, se dezvoltă doar pe partea dreaptă, unde se individualizează sistemul de terase de luncă şi de versant (până la nivelul de 100–110 m altitudine relativă). Pe partea stângă a Moldovei, terasele lipsesc în cea mai mare parte, culmile secundare terminându-se brusc deasupra nivelelor de luncă. Această asimetrie a văii poate fi un reflex al ultimelor mişcări de înălţare din Pliocen şi Cuaternarul inferior, mai pregnante în zona cristalino–mezozoică decât în fliş, cât şi al celor neotectonice, care au contribuit la o permanentă împingere spre nord a cursului râului principal. Pe de altă parte, râurile din Rarău, cu debite mai mari, au alimentat permanent lunca cu mari cantităţi de aluviuni, care ulterior au fost preluate în formarea teraselor, astfel încât astăzi albiile minore se adâncesc în acumulativul Moldovei.

Sub aspect morfologic, se constată larga dezvoltare a reliefului aluvial de acumulare, cu trepte de luncă şi terase de versant, alături de care se dezvoltă forme fluvio–denudaţionale, mai rar, denudaţionale. La contactul cu Măgurile Câmpulungului, trecerea spre versantul deluvial se realizează prin intermediul unui glacis mixt, de mare anvergură, întrerupt de văile tributare Moldovei. Deşi se constituie într-o depresiune de limită, genetic ea este dependentă în cea mai mare parte de Rarău – chiar dacă la formarea ei a contribuit şi Obcina Feredeului, sau dacă, pe un plan mai larg, se include în culoarul transversal Bârgău–Dorna–Pasul Mestecăniş–Valea Moldovei.

Dintre toate subunităţile fizico–geografice ale Masivului Rarău, Depresiunea Câmpulung Moldovenesc prezintă cel mai înalt grad de despădurire, asociaţiile forestiere fiind aproape în totalitate înlocuite cu pajişti secundare şi terenuri arabile. În funcţie de poziţia faţă de râul principal, se observă o tendinţă clară de evoluţie a solurilor aluviale: protosoluri aluviale – soluri aluviale tipice şi molice – soluri brune eu–mezobazice, cu prezenţa unor areale disjuncte în care se manifestă excesul de umiditate (gleizare şi pseudogleizare).

În atare condiţii, acest district fizico–geografic oferă cadrul cel mai propice pentru locuire, motiv pentru care aici s-a instalat vatra oraşului Câmpulung Moldovenesc. Amonte de confluenţa cu Izvorul Alb, aproape întreg spaţiul locuibil

este ocupat de construcţii civile, edilitare şi industriale, gospodării individuale şi loturi cu terenuri agricole, astfel încât extinderea intravilanului nu se poate realiza decât liniar, în sectorul din aval al depresiunii.

Problemele legate de valorificarea spaţiului şi dezvoltarea edilitară necesită însă evidenţierea tuturor factorilor de risc şi fundamentarea tehnico–ştiinţifică a unor lucrări de prevenire a acestora. În primul rând, este vorba despre prevenirea inundaţiilor catastrofale prin finalizarea canalului şi digurilor de protecţie (cca. 8 km lungime), îndiguiri noi în partea din aval a depresiunii (cca. 6 km lungime), pentru a preîntâmpina inundarea terenurilor joase şi eroziunea laterală (cazul râului Moldova). Afluenţii de dreapta ai Moldovei, în cursurile lor inferioare şi-au înălţat progresiv talvegurile în propriile conuri de dejecţie, iar digurile existente sunt astăzi mult subdimensionate, ceea ce creează pericole potenţiale de inundaţii chiar şi în cazul unor ploi torenţiale, cu caracter accidental. În tronsonul dintre Valea Seacă şi Izvorul Malului s-a instalat o nouă generaţie de văi, cu caracter intermitent, care a secţionat adânc acumulativul râului principal, adâncindu-se până în nivelul argilo–marnos bazal. În sectoarele de obârşie, prin eroziune regresivă s-a conturat chiar o reţea de ravene, care alimentează micile cursuri de apă cu un volum însemnat de aluviuni în suspensie sau transportate prin târâre, pe care le depun înainte de confluenţă (cazul Izvorul Vitelor). Actualele amenajări pentru retenţia aluviunilor (pârâul Mesteacănului, Izvorul Vitelor, Izvorul Malului) sunt insuficient dimensionate sau practic nefuncţionale, ceea ce implică regândirea acestui fenomen de risc şi aplicarea unui complex coerent de măsuri şi lucrări cu caracter antieroziv. O altă problemă de perspectivă este aceea a resurselor de apă. Regiunea dispune de un potenţial hidrologic şi hidrogeologic însemnat, însă protecţia surselor din pânza freatică este practic nulă, ceea ce implică unele restricţii în valorificarea acestei resurse.

Pe ansamblu, deşi antropizarea districtului este cea mai intensă din întreaga regiune, iar pentru moment avem de-a face cu unele componente ale peisajului care sunt antrenate într-o dinamică regresivă (dar nu ireversibilă), nu putem vorbi de geosisteme în stadiul de rhexistazie, ci doar de un tip de peisaj în care structura elementelor constitutive şi relaţiile dintre ele sunt mai puternic artificializate, prin efectul activităţilor umane (geosisteme în parastazie).

10.2.9. Culoarul Slătioara – Gemenea

Acest district fizico–geografic de limită face parte din ulucul depresionar Slătioara – Brăteasa, care în sectorul nordic constituie limita dintre Masivul Rarău şi Munţii Stânişoarei. La nord de valea Gemenei, acest uluc este clar conturat şi de origine tectono–sculpturală, cu mici bazinete de eroziune şi înşeuări joase (Pasul Gemenea, 883 m), dispuse de-a lungul liniei de contact tectonic care separă zona cristalino–mezozoică de flişul intern. În fapt, culoarul Slătioara – Gemenea constituie un echivalent spre sud–est al Depresiunii Câmpulung Moldovenesc, peste Pasul Gemenea.

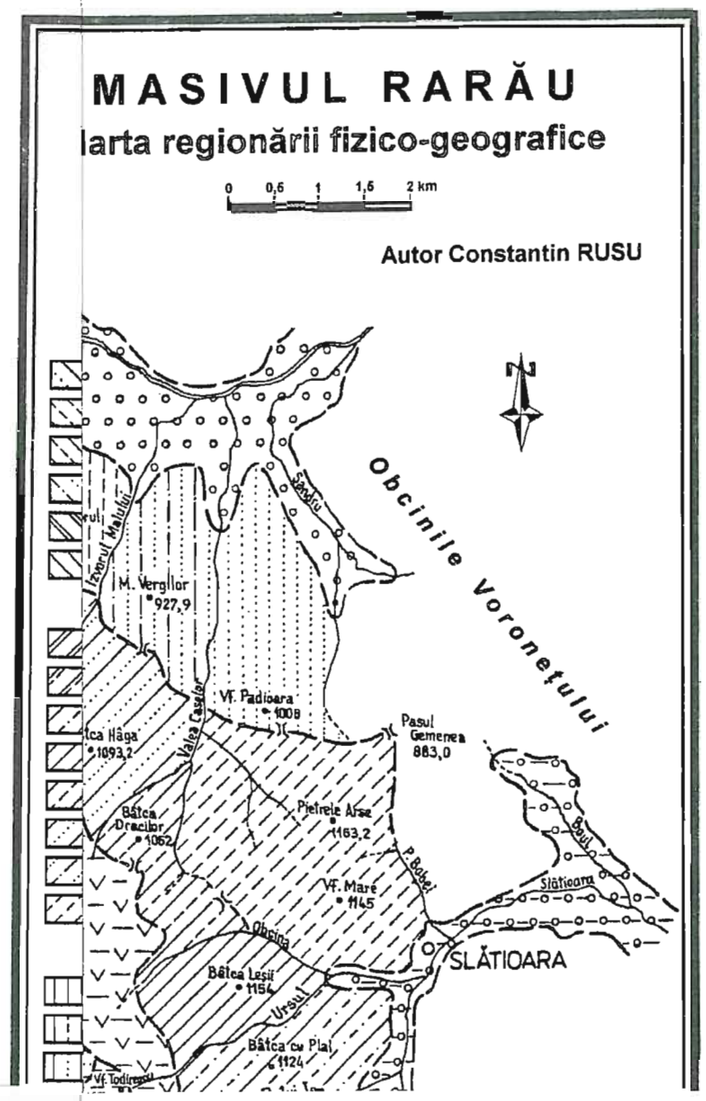
Relieful, cu vădite caractere depresionare, a fost intens modelat în ariile de obârşie ale unor văi instalate pe reţele de falii (Boul, Plotonița) sau pe linia contactului tectonic (pârâul Babei, Slătioara). Caracterul depresionar este întărit de aliniamentul înalt al Bâtcilor Slătioarei (1100–1300 m altitudine) şi de cel flişoid din est (Diacu – Arşiţa Caprei), cu circa 100–200 m mai scund.

Axul culoarului prezintă depozite aluviale cu grosimi variabile (mai mari în dreptul confluenţei Slătioara – Plotonița), modelate într-un sistem de terase de vale, iar spre contactul cu versantul se întâlnesc forme de racord de tipul glacisurilor. În ceea ce priveşte frecvenţa şi intensitatea proceselor denudaţionale, se constată diferenţieri evidente, în funcţie de alcătuirea litologică. Pe şisturi cristaline, în ariile despădurite îşi fac apariţia doar procesele de eroziune areolară, pe când în aria flişului acestea sunt dublate de ivirea unor alunecări superficiale sau chiar de organizarea unei reţele torenţiale (clina estică a Dealului Slătioara).

Fără a avea amploarea din Depresiunea Câmpulung Moldovenesc, terenurile despădurite ocupă cea mai mare suprafaţă, pădurile păstrându-se aproape integral doar în bazinul Plotoniţei, situat lateral de aria populată din lungul văii Slătioara.

Fondul pedologic este asigurat de entităţi tipologice cu caracter intrazonal (soluri aluviale şi protosoluri aluviale), la care se adaugă însă şi tipuri cu o repartiţie zonală (brune eu–mezobazice, brune acide), care coexistă în acelaşi etaj altitudinal, fiind dependente de natura materialului parental.

Culoarul Slătioara – Gemenea se înscrie armonios în peisaj, ca o subunitate de limită între vasta arie a flişului din est şi zona cristalino–mezozoică, la poalele sud–estice ale Rarăului, în preajma uneia dintre cele mai renumite rezervaţii ştiinţifice din ţară, Codrul Secular Slătioara.



foarte bine
geomorfologică
şi succesiunea
logic unitar, cu
ează o serie de
onei cristalino–
naş), dar şi cu
a interferenţa a
ctualele limite,
de 1650,5 m, o
pa munţilor cu

tan un moment
ografice care-l
ază oarecum pe
uţie a reliefului
un ritm specific
glacisurilor de
unui nivel al
00 m. Mişcările
le climatice din
ările succesive
ul Moldovei se
rea morfologiei

r şi proceselor
t în ansamblul
şi, care vor fi

parte integrantă
ientali. Faţă de
tuind un mare
inalul marginal
uportă depozite
ic şi pânzelor

11. CONCLUZII

Masivul Rarău reprezintă o unitate fizico–geografică foarte bine individualizată în cadrul Carpaților Orientali, printr-o evoluție geomorfologică îndelungată, în cadrul căreia aspectele tectono–structurale şi succesiunea condițiilor climatice au contribuit la modelarea unui sistem morfologic unitar, cu autentice valențe de unicitate. În cadrul acestui teritoriu se păstrează o serie de trăsături comune cu ale celorlalte unități montane care aparțin zonei cristalino–mezozoice (Lucina–Mestecăniş, sudul Munților Bistriței, Hăghimaş), dar şi cu multe particularități care permit detaşarea clară a acestui ansamblu la interferența a două unități structurale majore: cristalinul şi flişul carpatic. Între actualele limite, Rarăul ocupă o suprafață de 164,35 km², cu o altitudine maximă de 1650,5 m, o energie maximă de relief de peste 1000 m, încadrându-se în grupa munților cu înălțime mijlocie.

Ca şi în cazul unităților vecine, în evoluția acestui masiv montan un moment important l-a constituit „instalarea" principalelor artere hidrografice care-l delimitează, respectiv Bistrița şi Moldova, ale căror trasee se păstrează oarecum pe aceleaşi direcții încă din sarmațianul mediu. Ulterior, întreaga evoluție a reliefului s-a realizat în funcție de cele două nivele de bază, ceea ce a generat un ritm specific de adâncire al râurilor interioare, formarea acumulativului terasat, a glacisurilor de vale (Pojorâta, Depresiunea Câmpulung Moldovenesc), dar şi a unui nivel al umerilor de vale, a căror altitudine relativă urcă până la circa 300 m. Mişcările tectonice de înălțare din prima parte a Cuaternarului, cât şi variațiile climatice din Pleistocen au lăsat urme extrem de evidente în peisaj, înălțările succesive contribuind la individualizarea sistemelor de terase (care în cazul Moldovei se păstrează până la altitudinea relativă de 100–110 m) şi la complicarea morfologiei de ansamblu, prin crearea unor mezo şi microreliefuri specifice.

Masivul Rarău, prin multitudinea şi complexitatea formelor şi proceselor fizico–geografice care l-au generat, se individualizează pregnant în ansamblul grupei centrale, printr-o serie de caracteristici şi particularități, care vor fi prezentate succint pe componente ale cadrului natural.

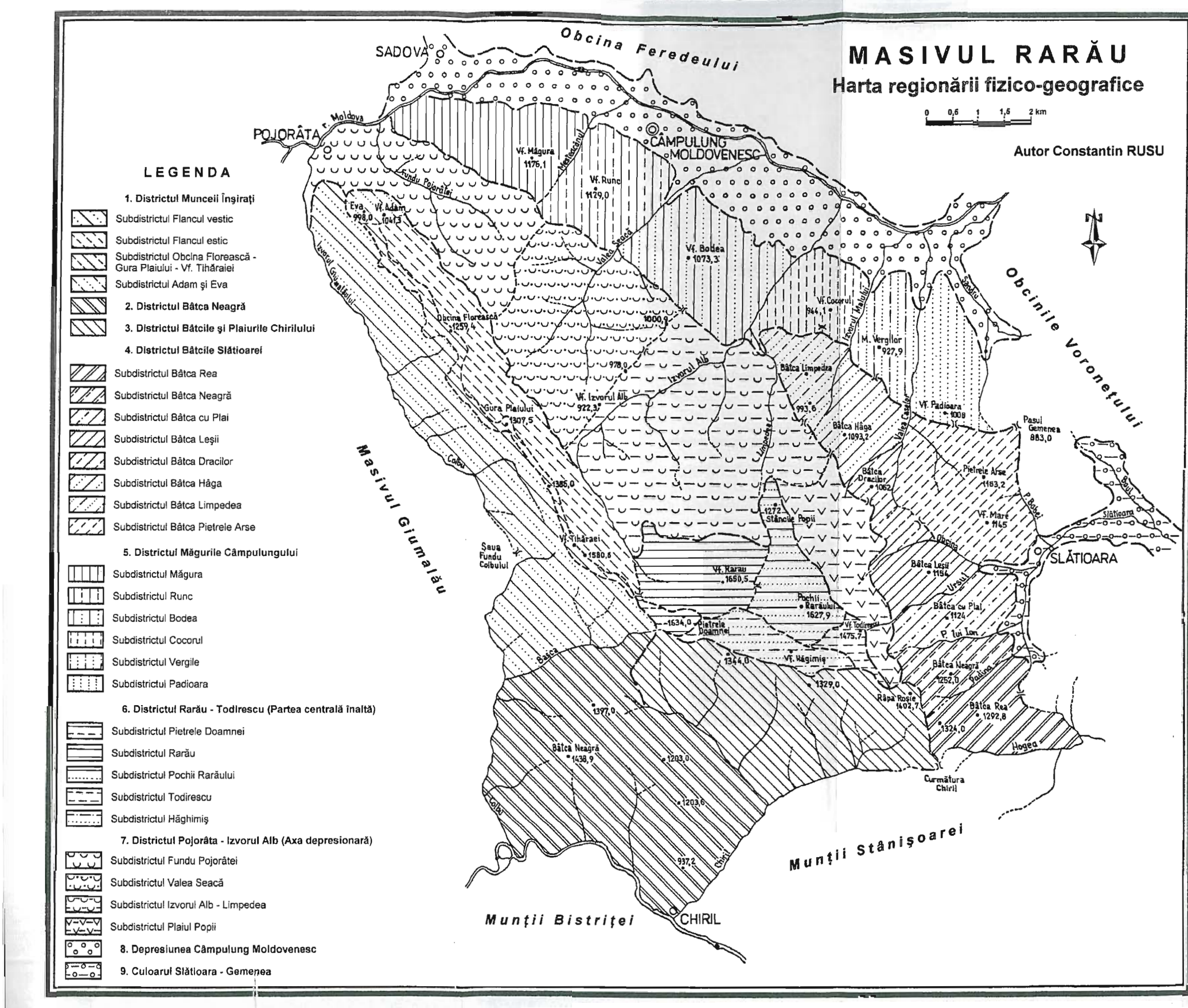
Sub aspect geologic, acest teritoriu este foarte complex, fiind parte integrantă a unității morfo–structurale cristalino–mezozoice din Carpații Orientali. Față de unitatea centrală, cuveta Rarău are o poziție marginală, constituind un mare sinclinoriu, situat în partea estică, cunoscut sub denumirea de *sinclinalul marginal extern.* Fundamentul cuvetei este alcătuit din şisturi cristaline care suportă depozite triasice, jurasice şi cretacice, ce aparțin autohtonului bucovinic şi pânzelor

MASIVUL RARĂU

Harta regionării fizico-geografice

0 0,5 1 1,5 2 km

Autor Constantin RUSU



transilvane. Siclinalul marginal al Rarăului prezintă o structură complicată, determinată de suprapunerea mai multor pânze de şariaj. Se disting două sisteme de pânze suprapuse: un sistem inferior sau grupul pânzelor central–est carpatice şi sistemul (grupul) pânzelor transilvane (superior). Sistemul inferior este alcătuit din pânze de soclu, atribuite Dacidelor mediane, care constituie coloana vertebrală a Carpaţilor Orientali, iar cel superior cuprinde pânze de cuvertură, care aparţin Dacidelor transilvane. Schiţarea structurii majore s-a realizat în mezocretacic, în timpul diastrofismului austric, dar evoluţia acestui ansamblu montan a continuat pe tot parcursul Mezozoicului, Cainozoicului şi al Cuaternarului, când s-a finalizat (în linii generale) înălţarea, la cote superioare actualei altitudini maxime. Formaţiunile petrografice care alcătuiesc teritoriul sunt foarte variate, coexistând diverse roci epi– şi mezometamorfice, alături de roci sedimentare diferite genetic, dar şi cu iviri de magmatite intrusive (foarte rare). Unele entităţi metamorfice conţin mineralizaţii de sulfuri polimetalice, iar altele, de origine sedimentară, sunt utilizate ca materiale de construcţii (calcare, dolomite, gresii, pietrişuri şi nisipuri). Prezenţa sinclinalului mezozoic suprapus (soclu şi cuvertură sedimentară) face ca Masivul Rarău să se detaşeze clar de celelalte masive cristaline, inclusiv de Giumalău.

Din punct de vedre al reliefului, Masivul Rarău se prezintă ca o cupolă cu altitudini mai reduse decât majoritatea masivele cristaline înconjurătoare şi mai mari decât munţii flişului, reprezentând o treaptă intermediară, caracteristică munţilor mijlocii. Raportat la structura geologică, ansamblul montan analizat constituie un sinclinal suspendat – deci o inversiune de relief – liniile majore nefiind concordante cu structura. În aceste condiţii, un rol esenţial în morfologie îl are componenta structural–petrografică, cu o gamă extrem de variată a mezo şi microformelor de relief. Larga extindere a faciesurilor calcaro–dolomitice a permis dezvoltarea reliefului carstic (exo– şi endocarst), mai bine reprezentat în partea centrală şi pe flancurile sinclinalului, dar care nu atinge amploarea şi spectaculozitatea celui din compartimentul sudic al sinclinalului marginal extern (zona Cheile Bicazului – Hăghimaş). În regiune se pot identifica fenomene şi procese morfogenetice care aparţin următoarelor sisteme de modelare: periglaciară, carstică, denudaţională, fluvio–denudaţională, fluvială, biotică şi antropică. Ca importanţă şi ca arie de răspândire, primele cinci categorii se impun pregnant, însă acestea se manifestă intercondiţionat, existând permanent o anumită suprapunere a mai multor categorii de morfosculpturi, datorită succesiunii mai multor tipuri morfoclimatice şi interferenţei proceselor care le generează. Caracteristicile morfosculpturale evidenţiază diferenţieri semnificative grefate pe unităţi tectono–structurale şi formaţiuni litologice, cu un reflex evident în aspectele generale ale reliefului. Prin ponderea pe care o ocupă, devine o certitudine faptul că versanţii constituie elementul cel mai dinamic, cu permanente modificări în timp. Tipul de relief cu cea mai lungă perioadă de evoluţie şi conservare a fost cel fluvio–denudaţional, care a evoluat permanent, dar diferenţiat în succesiunea condiţiilor climatice. Într-un spaţiu relativ restrâns se concentrează o gamă foarte largă de procese geomorfologice şi forme de relief care generează aspecte peisagistice

variate, majoritar diferite de cele ale unităţilor vecine. Din analiza stadiului morfogenetic actual putem conchide că ne situăm într-o regiune muntoasă cu un bilanţ negativ, căci actualul ritm de eroziune (circa 50 mm/10^3 ani) este mult mai redus decât cel al înălţării (3–4 mm/an, conform datelor lui *R. Ciocârdel* şi *M. Esca*, 1966).

Climatic, Masivul Rarău aparţine provinciei central–europene, în cadrul căreia ocupă o poziţie periferică nord–estică, cu un climat boreal montan. Altitudinal, se încadrează în ţinutul climatic al munţilor mijlocii şi se individualizează ca o subunitate distinctă în cadrul topoclimatului complex Rarău – Munţii Bistriţei. Acest masiv montan dispune de două staţii meteorologice amplasate în poziţii extreme: Depresiunea Câmpulung Moldovenesc (660 m altitudine) şi platoul superior (1536 m), ceea ce permite surprinderea unor importante particularităţi climatice. Sub aspect termic, desfăşurarea altitudinală a reliefului într-un ecart de peste 1000 m determină scăderea progresivă a temperaturilor medii anuale de la 6,4°C (Câmpulung Moldovenesc) la 2,2°C (Rarău). Se constată diferenţieri termice semnificative între versanţii însoriţi şi cei umbriţi (de circa 0,4–0,6°C), cât şi o uşoară asimetrie termică între văile joase şi înguste din vest (Bistriţa, Colbu, Izvorul Giumalăului) şi estul regiunii. Cantităţile medii anuale de precipitaţii se situează între 663,4 mm la Pojorâta, 695,7 mm la Câmpulung Moldovenesc şi doar 901,5 mm la Rarău, poate şi prin poziţia mai estică şi în „umbră" a masivului. Această ultimă valoare este sub cea normală nivelului altitudinal de peste 1500 m, dar acest lucru poate fi explicat prin amplasarea nejudicioasă a staţiei de înălţime, o lungă perioadă de timp. În ceea ce priveşte vânturile, predomină circulaţia vestică, atât ca frecvenţă cât şi ca viteză, în cadrul Depresiunii Câmpulung Moldovenesc, dar pentru staţia Rarău, direcţiile dominante sunt sudul şi nordul, ca rezultat al amplasării staţiei meteo Rarău, într-o înşeuare cu deschiderea pe axa menţionată (N–S). Potenţialul energetic eolian în Masivul Rarău prezintă valori moderate, între 214 kwh/m² la Câmpulung Moldovenesc şi 309 kwh/m² la Rarău, ceea ce justifică unele investiţii de acest gen doar la nivelul platoului superior. Pe baza particularităţilor climatice şi a caracteristicilor reliefului s-au separat şi individualizat două topoclimate complexe, caracteristice ansamblului Rarău–Munţii Bistriţei şi cel al Depresiunii Câmpulung Moldovenesc.

În privinţa resurselor de apă, putem conchide că Masivul Rarău constituie un important nod hidrografic, reţeaua de râuri care-l drenează fiind tributară celor doi colectori principali (Moldova – 75,25%; Bistriţa – 24,75%). Reţeaua hidrografică autohtonă are un caracter radiar şi se compune din ordine diferite de mărime (I–VI în sistem *Strahler*), implicit şi cu vechimi din ce în ce mai mari. Alimentarea râurilor este pluvio–nivală, iar debitele medii sunt condiţionate de factorul climatic şi caracteristicile reliefului, cu mari variaţii lunare, sezoniere şi anuale. Debitele minime anuale se grupează în ani şi perioade secetoase, iar cele maxime corespund intervalului primăvară–vară şi anilor bogaţi în precipitaţii.

Frecvent, în perioada de primăvară–vară se înregistrează debite foarte mari care produc viituri şi concentreză până la 75–80% din valoarea scurgerii medii multianuale. Scurgerea solidă rămâne dependentă de turbiditate şi debitul lichid, însă un rol important revine şi litologiei. Sub aspect hidrochimic, mineralizările sunt reduse (sub 200 mg/l), ceea ce deschide perspectiva utilizării unor ape de suprafaţă ca resurse potenţiale de apă potabilă. În ceea ce priveşte apele subterane, acestea sunt reprezentate doar prin componenta freatică, cu un caracter unitar şi relativ omogen spre periferia masivului. În interiorul ariei montane, discontinuitatea şi neomogenitatea reprezintă trăsăturile definitorii sub aspect hidrogeologic, cu o notă aparte pentru ariile calcaro–dolomitice, unde sursele existente participă activ la activitatea de carstificare. La marginea ariei muntoase stratul acvifer devine aproape continuu, mai ales în cazul acumulativului râurilor importante, cu debite dependente de cele ale cursurilor de apă. Fără a fi utilizate şi valorificate integral, resursele freatice creează condiţiile optime pentru dezvoltarea edilitară şi economică de perspectivă a regiunii.

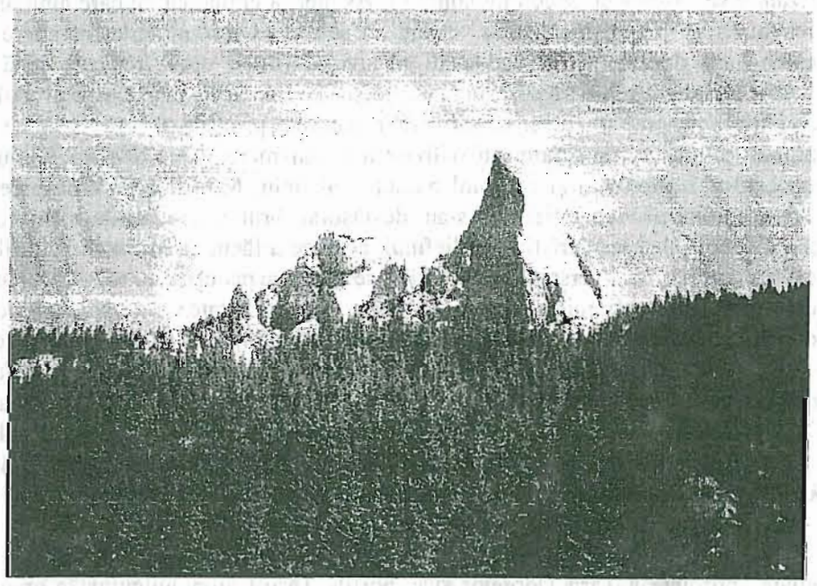
Analiza învelişului de sol indică complexitatea factorilor şi proceselor pedogenetice, cu un reflex vădit în varietatea tipologică, morfologică şi fizico–chimică. În Masivul Rarău se constată o mai slabă evidenţiere a zonalităţii verticale – care rămâne totuşi legitatea pedogeografică esenţială – dublată de o „mozaicare" a învelişului de sol, prin implicarea sub aspect pedogenetic a rocilor puternic carbonatate (cu formarea molisolurilor rendzinice) sau a altor factori locali, prin materializarea unor unităţi taxonomice care nu se supun zonalităţii. Învelişul de sol este diversificat la nivel de tip şi subtip, în cazul detalierii până la rangurile taxonomice inferioare. Predomină accentuat cambisolurile (care apropie această unitate fizico–geografică de aria flişului), urmate de spodosoluri, prin care se realizează tranziţia spre munţii cristalini. Nota specifică o constituie ampla dezvoltare a molisolurilor rendzinice, dar învelişul pedologic este completat prin unele umbrisoluri, precum şi cu întrepătrunderi sau enclave ale unor tipuri ce ies din aria zonalităţii. Deşi etajarea solurilor este mai slab exprimată faţă de masivele din jur – caracteristică pedogeografică marcantă şi definitorie a regiunii – această legitate nu poate fi însă omisă, realizîndu-se trecerea progresivă de la cambisoluri eu–mezobazice spre cele oligobazice, apoi spre spodosoluri (materializate aproape exclusiv prin soluri brune feriiluviale). Limitele principalelor două etaje: pedocambic şi pedospodic nu sunt însă unitare în interiorul masivului şi nici nu coincid cu ale unităţilor vecine, iar mozaicarea în cadrul asamblajului pedologic derivă din prezenţa molisolurilor rendzinice şi a subtipurilor adiacente (pseudorendzinic, rendzinic), condiţionate atât de prezenţa aflorimentelor calcaro–dolomitice cât şi de haotica distribuţie a klippelor, olistolitelor, rocilor bazice şi ultrabazice. Particularităţile menţionate imprimă Masivului Rarău un pronunţat caracter de individualizare pedogeografică, cu o personalitate pronunţată a majorităţii proceselor genetico–evolutive, ceea ce generează o notă specifică care se transmite pregnant în individualizarea fizico–geografică a regiunii.

Din punct de vedere floristic şi al vegetaţiei, ţinând cont de poziţia fito–pedo–climatică şi de marea bogăţie în elemente floristice, Masivul Rarău se detaşează ca un district bine individualizat al subprovinciei Carpaţilor Orientali, din provincia carpatică (dacică), regiunea euro–siberiană. Marea varietate oro–litologică, condiţiile climatice şi învelişul de sol constituie premise favorabile pentru instalarea unui covor floristic foarte bogat şi bine conservat. Flora Rarăului cuprinde aproape o treime din numărul total de specii spontane cunoscute în România. În repartiţia vegetaţiei se manifestă o tendinţă uşor estompată de etajare deşi larga dezvoltare a rocilor carbonatice (calcare, dolomite, brecii etc.) şi a solurilor rendzinice, cu asociaţii calcicole şi de stâncării, provoacă, adeseori, discontinuităţi marcante, care, pe arii limitate, atenuează sau chiar anulează această legitate biogeografică. Dintre toate etajele de vegetaţie, cel mai bine reprezentat este etajul molidului, la aceasta contribuind şi lucrările silvice, mulţi ani plantaţiile realizându-se exlusiv cu specii de conifere. Asimetria climatică de care aminteam se resimte şi în planul învelişului vegetal, în sensul că formaţiunile forestiere de amestec sunt dominante în sud–estul masivului (unde urcă frecvent până la 1200 m), în timp ce în partea vestică, molidişurile coboară până la nivelul văilor. Intervenţia antropică a cauzat modificări importante prin despăduriri, urmate de instalarea pajiştilor secundare, cu o frecvenţă mai mare în nord–estul Rarăului (zona cea mai populată) şi în golul montan subalpin. Modificările antropice în aspectul iniţial al vegetaţiei nu s-au desfăşurat brutal, ci într-un ritm lent, ţinându-se cont de caracteristicile reliefului, ceea ce a făcut ca în cazul măgurilor, bâtcilor, stâncăriilor şi versanţilor abrupţi să se păstreze pădurea, cu rol de protecţie a componentelor mediului expuse la factori de risc. Unicitatea unor specii relicte, valoarea celor rare sau pe cale de dispariţie, caracterul original al unor fitocenoze şi frumuseţea peisagistică au constituit premisele pentru înfiinţarea unor rezervaţii ştiinţifice de o inestimabilă valoare, precum Codrul Secular de la Slătioara, Pajiştile Seculare de pe Todirescu, Pietrele Doamnei, Cheile Moara Dracului, Cheile Bistriţei de la Zugreni, prin care se încearcă păstrarea nealterată a unor aspecte fizico–geografice cu valoare de unicat în Carpaţii româneşti.

Aşadar, la limita dintre grupele nordică şi centrală ale Carpaţilor Orientali, în imediata apropiere a Ţării Dornelor şi la porţile Ţării Câmpulungului, la graniţa dintre molcomul fliş şi măreţia cristalinului, în „umbra" Pietrosului Bistriţei şi Giumalăului, subjugând ca măreţie Obcinele Bucovinei, se află una dintre cele mai fascinante „minuni" ale istoriei naturale a teritoriului românesc: Masivul Rarău. Carpaţii intră în România *ca nişte munţi sălbatici şi întunecaţi*, vin strânşi în şiruri paralele, contorsionaţi şi greu de străbătut, dar capătă deseori grandoare şi măreţie, după cum, alteori, devin blânzi şi armonioşi, chiar dacă ascund o îndelungată şi zbuciumată evoluţie interioară. Câte ceva din toate acestea şi nu numai, cu o notă de armonie blândă, dar şi cu accente convulsive, de haos chiar, într-un spaţiu restrâns, spre marginea Bucovinei ni se înfăţişează, poate, tot ceea ce Carpaţii româneşti au mai reprezentativ: pitorescul şi fascinantul. Structuri geologice variate, vestigii paleontologice păstrate din negura timpului geologic, forme de

relief precis conturate sau desprinse uneori parcă dintr-o lucrare diavolească, o evoluție endocarstică cu o stranie lume vie a adâncurilor întunecate, în contrast cu armonia falnicilor codri, cromatica indefinibilă a pajiștilor și climatul tonifiant, toate sunt elemente de referință, care potentându-se reciproc, au generat acest ansamblu montan cu valoare de reper în domeniul carpatic. Asupra tuturor acestor aspecte am încercat realizarea, cu răbdare și discernământ, unei analize secvențiale, urmată de recompunerea într-un tot unitar, într-o lucrare cu caracter fizico–geografic.

În planul cunoașterii posibilitățile sunt nelimitate, motiv pentru care considerăm că demersul nostru reprezintă doar o etapă de cercetare, urmată de alte investigații proprii și de noi contribuții ale geografilor sau ale altor specialiști, căci interesul pentru această unitate de relief nu se va domoli niciodată.



Pietrele Doamnei

BIBLIOGRAFIE

ANGHEL GH., DONIȚĂ N., *Etajarea vegetației lemnoase și ierboase în teritoriul carpatic*. S.C.C.P. Măgurele-Brașov, Brașov, 1980.

APĂVĂLOAIE M., BARBU N., *Contribuții asupra distribuției cantităților de precipitații în partea nordică a Carpaților Orientali*, Lucr. Staț. „Stejarul", Ser. Geol.–Geogr., nr. 6, Pîngărați, 1975.

APĂVĂLOAIE M., APOSTOL L., *Caracteristicile inversiunilor termice în Depresiunea Dornelor*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 4, 1983, Univ. „Al. I. Cuza", Iași, 1984.

APĂVĂLOAIE M., APOSTOL L., *Inversje termieze w obnizeniach Karpat wschodnich jako postawa wyrozniana topoklimatow*, Proc. Internat. Symp. „Probl. of Contemp. Topoclimatology", Inst. Geogr. Spatiale Organization, Waszawa, 1988.

APOSTOL L., APĂVĂLOAIE M., *Contribuții la cunoașterea precipitațiilor atmosferice din „Țara Dornelor"*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 4, 1983, Univ. „Al. I. Cuza", Iași, 1984.

APOSTOL L., APĂVĂLOAIE M., PÎRVULESCU I., *Potențialul energetic eolian utilizabil în Masivul Ceahlău*, Lucr. Staț. „Stejarul", ser. Geol.–Geogr., nr. 8 , Piatra Neamț, 1985.

APOSTOL L., *Considerații asupra raportului între cantitățile semestriale de precipitații din România*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 7, 1986 , Univ. „Al. I.Cuza", Iași, 1987.

APOSTOL L., APĂVĂLOAIE M., *Les topoclimates de la Dépression Cracău-Bistrița*, Trav. de III–ème Simp. Internat. de Topoclimatologie, Inst. de Geogr., București, 1987.

APOSTOL L., APĂVĂLOAIE M., PÎRVULESCU I., *Contribuții la cunoașterea regimului precipitațiilor atmosferice în Obcinele Bucovinei*, Lucr. Staț. „Stejarul", ser. Geol.–Geogr., nr. 8, Piatra Neamț, 1988.

APOSTOL L., *Anomalii ale temperaturii aerului pe teritoriul Moldovei*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 9, 1988, Univ. „Al. I. Cuza", Iași, 1990.

APOSTOL L., RUSU C., *Aspecte privind temperatura aerului în Masivul Rarău*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 9, 1988, Univ. „Al. I. Cuza", Iași, 1990.

APOSTOL L., RUSU C., *Considerații asupra precipitațiilor atmosferice în Masivul Rarău*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 9, 1988, Univ. „Al. I. Cuza" Iași, 1990.

APOSTOL L., RUSU C., *Some Hygrometric Characteristics in the Rarău Massive*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", t. XXXVII, s. IIc, Geogr., Iași, 1991.

APOSTOL L, RUSU C., *Aspecte privind nebulozitatea în Masivul Rarău*. Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 10, 1990, Univ. „Al. I. Cuza", Iași, 1992.

APOSTOL L., RUSU C., PÎRVULESCU I., *Climatical Regionalization of Rarău Massif (Eastern Carpathians)*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", t. XXXVIII-XXXIX, s. IIc, Geogr., Iași, 1992.

ATANASIU I., *La masse cristaline et les dépots mésozoique des monts Hăghimaș dans la partie orientale de la Transylvanie*, Guide Exc. Assoc. Géol. Carp.–Balc., București, 1927.

ATANASIU I., *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului*, An. Inst. Geol. Roum., vol. XIII, București, 1928.

ATHANASIU S., *Geologische Beobachtungen in den nord-moldavischen Ostkarpathen*, Verh. geol. R.–A., 5, Wien, 1899.

ATHANASIU S., *Morphologische Skizze der Nord-Moldavischen Karpathen*, Bul. Soc. Șt., vol. VIII, nr. 3, București, 1899.

ATHANASIU S., *Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina*, Rap. activ. Inst. Geol. Rom., anii 1908–1909, București, 1913.

BALINTONI I., GHEUCA I., *Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv și tectonică în regiunea Zugreni–Barnar (Carpații Orientali)*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXIII/5, București, 1977.

BALINTONI I., *The Importance of the Ditrău Alkaline Massif Emplacement Moment for the Dating of the Basement Overthrusts in the Eastern Carpathians*, Rev. Roum. de Géol. Géophys., Géogr. S. Géol., Tome 25, București, 1981.

BALINTONI I., *Probleme structrale ale văii Bistriței între Dorna Arini și Zugreni (Carpații Orientali)*, D. S. Instit. Geol. Geofiz., vol. LXVI/5, București, 1981.
BALINTONI I., GHEUCA I., *Structura și litostratigrafia sectorului vestic al Cristalinului Bistriței între Dorna Arini și Drăgăioasa (Carpații Orientali)*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVII/5, București, 1982.
BALINTONI I., GHEUCA I., *Comentariu la harta unităților tectonice ale zonei cristalino–mezozoice a Carpaților Orientali, în regiunea dintre Valea Putnei și Muntele Budac*, D. S. Instit. Geol. Geofiz., vol. LXVII/5, București, 1982.
BALINTONI I., GHEUCA I., VODĂ AL., *Alpine and Hercynian over thrust Nappes from Central and Southern Areas of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone*, An. Inst. Geol. Geofiz., vol. LX, București, 1983.
BARBU N., *Poziția pedogeografică a României*, Bul. Soc. de Șt. Geogr. din R. S. R., vol. I (LXXI), București, 1971.
BARBU N. et al., *Considerații pedogeografice asupra Obcinelor Bucovinei*, Lucr. Conf. naț. de șt. solului, București, 1972.
BARBU N., IONESI L., *Etapele de evoluție geomorfologică a Obcinelor Bucovinei*, vol. „Realizări în Geografia României", Ed. Științifică, București, 1973.
BARBU N., *Obcinele Bucovinei*, Ed. Șt. și Enciclop., București, 1976.
BARBU N., *Relief structural des Obtchines de la Bucovine*, Studia geomorphologica Carpatho–Balcanica, XII, Krakow, 1978.
BARBU N., LUPAȘCU GH., RUSU C., *Considérations phytopédologiques et amelioratives sur les montagnes moyennes de la Roumanie*, Rev. Roum. de Geol., Géophys. et Geogr., t. XXV, 25, nr. 1, București, 1981.
BARBU N., *Considérations pédogéographiques générales sur les Carpathes Roumaines*, Rev. Roum. de Géol., Géophys., Géogr., Sér. Géogr. 28, București, 1984.
BARBU N., LUPAȘCU GH., RUSU C., *La converture du sol des Montagnes de Bistrița*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, t. XXX, s. IIb, Iași, 1984.
BARBU N., *Geografia solurilor României*, Centrul de multiplicare al Univ. „Al. I. Cuza" Iași, 1987.
BARBU N., IONESI L., *Obcinele Bucovinei, ghid turistic*, Ed. Sport–Turism, București, 1987.
BARBU N., *Regionarea pedogeografică a teritoriului României*, Terra, nr. 2, București, 1988.
BARBU N., LUPAȘCU GH., RUSU C., *Considerații pedogeografice asupra Carpaților Orientali*, comunic. Ses. Șt. a Univ. București, 1992.
BĂCĂUANU V., UNGUREANU IRINA, *Relieful depresiunii intramontane Câmpulung Moldovenesc*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 9, 1988, Iași, 1990.
BĂJESCU IRINA, CHIRIAC AURELIA, *Distribuția microelementelor din solurile din România*, Edit. Ceres, București, 1984.
BĂLĂCEANU V., MARIAN ELISABETA, *Solurile Carpaților românești*, Lucr. Instit. pentru cultura pajiștilor, Măgurele–Brașov. vol. X, București, 1985.
BĂNCILĂ I., *Geologia Munților Hăghimaș–Ciuc*, An. Inst. Geol. Rom., vol. XXI, București, 1940.
BĂNCILĂ I., PAPIU C. V., *Jaspurile triasice de la Pojorâta, Bucovina*, Bul. Șt. Acad. R. P. R., vol. V, București, 1953.
BĂNCILĂ I., *Geologia Carpaților Orientali*, Ed. Științifică, București, 1958.
BĂZĂC GH., *Influența reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României*, Ed. Acad., București, 1983.
BERCIA I., BERCIA ELVIRA., KRÄUTNER H., KRÄUTNER FLORENTINA, MUREȘAN M., *Unități tectonice structurale și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino–mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali)*, D. S. Com. de stat al Geol., vol. LIII/1, București, 1967.
BERCIA I., KRÄUTNER H., MUREȘAN M., *Pre–Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians*, An. Inst. Geol. Geofiz., vol. L, București, 1976.
BERTRAND G., *Paysage et géographie physique globale; esquisse méthodoogique*, Rev. géogr. des Pyrénées et du Sud–Ouest, 49, 1968.
BEDUANT F. S., *Voyage minéralogique en Hongries pendant l'anéee 1812*, Paris, 1822.

BELDIE AL., CHIRIȚĂ C., *Flora indicatoare din pădurile noastre*. Ed. Agrosilvică, București, 1967.
BLEAHU M., *Morfologia carstică*. Ed. Științifică, București, 1974.
BOGDAN OCTAVIA, TEODOREANU ELENA, *Contenue des cartes topoclimatique a différentes échelles*, Rev. Roum de Géogr. Géol. Géophys., ser. Géogr. t. XVII, 2, București, 1973.
BOGDAN OCTAVIA, TEODOREANU ELENA, MIHAI ELENA, NEAMU GH., *Principes d'élaboration des cartes topoclimatiques et leurs application a la carte topoclimatique de la Roumanie – échelle 1:1.500.000*, Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Sér. Géogr., t. XX, Bcureşti, 1976.
BOGDAN OCTAVIA, *Direcții noi în cercetarea geografică – Topoclimatologia*, St. și Cercet. de Geol., Geofiz., Geogr., Ser. Geogr., tom XXV, București, 1978.
BOGDAN OCTAVIA, *La régionalisation climatique des territoire de la Roumanie*, Rév. Roum. de Géol., Géophys., Géogr., Sér. Géogr, tom XXIV, București, 1980.
BOGDAN OCTAVIA, *Concepția și metodologia hărții topoclimatice a R. S. România*, Sc. 1:200.000, 1980.
BOGDAN OCTAVIA, *Criterii de bază în definirea topoclimatelor*, Stud. și Cercet. de Geofiz., Geol., Geogr., Ser. Geogr., t.XXX, București, 1980.
BOGDAN OCTAVIA (coord.), *Topoclimatologia României*, Instit. de Meteorologie și Hidrologie, București, 1987.
BOJOI I., *Munții Hăghimaș și zona Cheilor Bicazului. Studiu geomorfologic cu privire specială asupra carstului*, Rez. tezei de doctorat, Iași, 1976.
BONNEAU M., SOUCHIER B., *Pédologie. Tome 2. Constituants et propriétés du sol*, Ed. Masson, Paris, 1994.
BOȘCAIU N., *Flora și vegetația Munților Țarcu, Godeanu și Cernei*, Ed. Acad., București, 1971.
BUCUREȘTEANU Maria, RUSU C., *Chimismul solurilor din Masivul Rarău*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 8, 1987, Univ. „Al. I. Cuza", Iași, 1988.
CATANĂ C., *Studiul mineralogic și petrografic al unității gnaiselor de Rarău–Hăghimaș*, Rez. tezei de doct., Univ. Iași, 1989.
CĂLINESCU R., *Biogeografia României*, Ed. Științifică, București, 1969.
CERNESCU N. et al., *Raionarea pedogeografică a R. P. R.*, vol. „Realizări în geografia R. P. R., Ed. Științifică, București, 1958.
CHIFU T. și colab. (V. RUSU), *Cercetări ecologice în ecosisteme de brad afectate de uscare anormală*, Mem. Stud. Științifice, Seria IV, tom XIV, nr. 1, 1991, Ed. Acad. R. S. R., București, 1983.
CHIRIȚĂ C., MEHEDINȚI V., SPIRESCU M., *Solurile Carpaților Orientali*, Ghidul excursiilor celui de-al VIII-lea Congr. Internaț. de Șt. solului, tom 1, București, 1964.
CHIRIȚĂ C., PĂUNESCU C., TEACI D., *Solurile României*, Ed. Agrosilvică, București, 1967.
CHIRIȚĂ C., *Ecopedologie, cu baze de pedologie generală*, Ed. Ceres., Bucreşti, 1974.
CHIRIȚĂ C., VLAD I., PĂUNESCU C., PĂTRĂȘCOIU N., ROȘU C., IANCU I., *Stațiuni forestiere*, vol. II, Ed. Acad., București, 1977.
CHIȚU C., *Relieful și solurile României*, Ed. Scrisul Românesc, Craiova, 1975.
CIOBANU I., DIACONEASA B., ȘUTEU Șt., *Analiza polinică a tinovului Tăul Umed (com. Romuli, jud. Bistrița–Năsăud)*, Studia Univ. „Babeș–Bolyai", S. Biol., 2, Cluj–Napoca,1965.
CIOBANU I., *Analiza de polen în unele mlaștini de turbă din zona estică a Masivului Rodnei*, Contrib. bot., Cluj–Napoca, 1969.
CIOCÎRDEL R., ESCA H., *Încercare de sinteză a datelor cu privire la mișcările verticale recente ale scoarței terestre în România*, St. și Cercet. Geol. Geofiz., Geogr., seria Geofiz., tom IV, nr. 1, București, 1966.
COTEȚ P., *Câteva date noi asupra elementelor periglaciare din țara noastră*, An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza" Iași, s. II, f. 4, Iași, 1960.
COTEȚ P., *Geomorfologia României*, Ed. Tehnică, București, 1975.
COLIOS ELENA, *Folosirea datelor chimice ca indicator în diferențierea unor tipuri de roci carbonatice mezozoice din sinclinalul Rarău*, D. S. ale Inst. Geol., vol. LIV/2, București, 1969.

DAVID M., *Evoluţia reliefului în masivul Bistriţei Modoveneşti,* Extras din Rev. Şt. „V. Adamachi", vol. XXXV, nr. 1–2, Iaşi, 1949.

DAVIDESCU G., *Contribuţii la studiul climei şi al microclimatelor din Codrul Secular Slătioara*, An. Muz. Jud. Suceava, Vol. VI, Suceava, 1980.

DAVIDESCU G., *Observaţii geomorfologice pe teritoriul Codrului Secular Slătioara*, An. Muz. Jud. Suceava, vol. VI, Suceava, 1980.

DAVIDESCU G., *Cazuri de eroziune regresivă în bazinul hidrografic ale pârâului Slătioara (Rarău)*, An. Muz. Jud. Suceava, vol. VII, Suceava, 1982.

DAVIDESCU G., *Influenţa latitudinii în apariţia diferenţelor termice în Carpaţii Româneşti*, Lucr. Sem. geogr. „D. Cantemir", nr. 6, 1985, Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, 1985.

DIMITRESCU R., *Observaţii privind depozitele mezozoice şi tectonica regiunii Iacobeni,* S.S.N.G., Comunic. Geol. – Geogr., vol. I, Bucureşti, 1960.

DIMITRESCU R., *Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni,* D. S. Com. Geol., vol. LI, 1, Bucureşti, 1965.

DONISĂ I., HÂRJOABĂ I., *Observaţii geomorfologice auspra văii Bistriţei între Bicaz şi Piatra Neamţ,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", s. II (Şt. naturale), vol. V, Iaşi, 1959.

DONISĂ I., *Contribuţii la studiul geomorfologic al văii Bistriţei,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza"Iaşi, s. IIb, vol. VI, fasc. 4, Iaşi, 1960.

DONISĂ I., *Contribuţii la cunoaşterea geomorfologiei văii Bistriţei, între Broşteni şi Bicaz,* An. Şt. Univ. Iaşi, vol. VII, fasc. 2, s. IIb, Iaşi, 1961.

DONISĂ I., *Geomorfologia văii Bistriţei în amonte de Vatra Dornei,* An. Şt. Univ. „Al.I.Cuza" Iaşi, tom X, s. IIb, Geol. –Geogr., Iaşi, 1964.

DONISĂ I., *Geomorfologia văii Bistriţei.* Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti, 1968.

DONISĂ I., POGHIRC P., *Valea Bistriţei,* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti, 1968.

DONISĂ I., *Asupra vechimii reţelei hidrografice din partea nordică şi centrală a Carpaţilor Orientali,* Bul. Soc. de Şt. Geogr. din R. S. R., vol. 1 (71), Bucureşti, 1972.

DONISĂ I., DAVIDESCU G., *Unele particularităţi termice de pe teritoriul ţării noastre, condiţionate de relieful carpatic,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", tom XVIII, s. IIb, Iaşi, 1972.

DONISĂ I., BARBU N., IONESI L., *Etapele evoluţiei reţelei hidrografice din Carpaţii Orientali,* Realizări în Geografia României, Culegere de studii, Ed. Şt., Bucureşti, 1973.

DONISĂ I., ERHAN ELENA, *Curs de climatologie a R. S. România,* Iaşi, 1974.

DUCHAUFOUR Ph., SOUCHIER B., *Pédologie. Tome 1. Pédogenèse et classification,* 2-ème edition, Ed. Masson, Paris, 1983.

DUMITRESCU I., SĂNDULESCU M., *Probleme structurale fundamentale ale Carpaţilor Româneşti şi vorlandul lor,* An. Com. geol., t. XXXVI, Bucureşti, 1968.

ERHAN ELENA *Particularităţi ale climei din zona oraşului Câmpulung Moldovenesc.* An. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, secţ. II, 6, tom XXVI, Iaşi, 1980.

ERHAN ELENA *Contribuţii la studiul inversiunilor de temperatură din Depresiunea Câmpulung Moldovenesc.* Lucr. Sem. geogr. „D. Cantemir", nr. 1, Iaşi, 1981.

ERHAN ELENA *Parametrii meteorologici de importanţă practică pentru zona oraşului Câmpulung Moldovenesc*, Lucr. Sem. geogr. „D. Cantemir", nr. 9, 1988, Iaşi, 1990.

ERHAN V., *Studiul geologic al regiunii Valea Putnei – Giumalău (Carpaţii Orientali),* Stud. tehn. şi econ., Inst. Geol. Geofiz., I, 10, Bucureşti, 1974.

ERHART H., *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*, Exemples d'application, 2-ème ed., Paris, 1967.

ENCULESCU P., *Zonele de vegetaţie lemnoasă din România în raport cu condiţiile oro–hidrografice, climaterice, de sol şi de subsol,* Ed. Cartea Românească, Bucureşti, 1924.

ENCULESCU P., *Harta zonelor de vegetaţie a României în legătură cu solul,* Inst. Geol., Atlas Fiziografic şi Statistic al României, Foaia nr.3, Bucureşti, 1938.

FILIPESCU G. M., *Geologia Carpaţilor Orientali.* St. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., Seria Geol., vol. XII, nr. 1, Bucureşti, 1967.

FLOREA N., FRIDLAND M. V., *Solurile. Monografia geografică a României,* Ed. Acad. R. P. R., Bucureşti, 1960.

FLOREA N., MUNTEANU I., *Particularităţile cercetării şi cartării solurilor din regiunea de munte,* Studii pedologice, Bucureşti, 1963.

FLOREA N., MUNTEANU I., RAPAPORT C., CHIŢU C., OPRIŞ M., *Geografia solurilor României,* Ed. Ştiinţifică, Bucureşti, 1968.

FLOREA N., MUNTEANU I., *Solurile. Geografia României,* vol. I, Ed. Acad., Bucureşti, 1968.

GEAMBAŞU N. M., *Caracterizarea şi conservarea solurilor forestiere din Masivul Rarău*, Anuarul Muz. Jud. Suceava, vol. VII, Suceava, 1982.

GEAMBAŞU N. M., *Cercetări asupra solurilor şi staţiunilor forestiere din Masivul Rarău în vederea valorificării optime a potenţialului silvoproductiv.* Rez. Tezei de doct., Braşov, 1984.

GHEUCA I., *Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv şi tectonică, în regiunea Zugreni–Barnar (Carpaţii Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXIII/5, Bucureşti, 1977.

GRASU C., CATANĂ C., GRINEA D., *Flişul carpatic. Petrografie şi consideraţii economice,* Ed. Tehn., Bucureşti, 1988.

GRASU C., TURCULEŢ I., CATANĂ C., NIŢĂ M.L., *Petrografia mezozoică din compartimentul moldovenesc (Carpaţii Orientali),* Ed. Acad., Bucureşti, 1991.

GRÂNEANU A. şi colab., *Îmbunătăţirile pajiştilor slab productive cu Nardus stricta şi Vaccinium vitis–idaea prin administrarea diferitelor doze de azot.* Volum omagial „A X-a aniversare a Staţiunii experimentale agricole Podu Iloaiei", 1967.

GRIGORE M., *Reprezentarea grafică şi cartografică a formelor de relief,* Ed. Acad., Bucureşti, 1979.

GRIGORE M., *Munţii Semenic. Potenţialul reliefului.*, Ed. Acad., Bucureşti, 1980.

GUGIUMAN I. et al., *Unităţi şi subunităţi climatice în partea de est a R. P. R.*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. II, t. VI, f. H, Iaşi, 1960.

GUŞULEAC M., *Ein Urwaldgebiet der Bukowina stirbt.* Czern. Allg. Zeitg. Nr. 101, 1932.

HERBICH F., *Neue Beobachtungen in den Ostsiebenburgischen Karpathen,* Verh. geol. R.–A., Wien, 1873.

HERBICH F., *Das Székler‚and,* Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Anst., V, Budapest, 1878.

HÂRJOABĂ I., CREŢU L., *Tentaţia convecţiei,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", tom XXX, s. IIb, Geol.– Geogr., Iaşi, 1984.

IANOŞ GH., GOIAN M., *Solurile Banatului. Evoluţie şi caracteristici agrochimice*, Ed. Mirton, Timişoara, 1995.

ICHIM I., *Cu privire la unele fenomene periglaciare din Carpaţii Orientali,* în „Realizări în geografia României", Bucureşti, 1973.

ICHIM I., *Munţii flişului dintre valea Moldovei şi valea Bistriţei,* Rez. Tezei de doct., Iaşi, 1973.

ICHIM I., *Munţii Stânişoarei. Studiu geomorfologic,* Ed. Acad., Bucureşti, 1979.

ICHIM I., RĂDOANE MARIA, *Tendinţe în tranzitul de aluviuni şi în dinamica patului albiilor din bazinul rîului Putna (Vrancea),* Hidrotehnica, 30, 5, Bucureşti, 1985.

ICHIM I., RĂDOANE MARIA, URSU C., DUMITRESCU G., *Model de regresie multiplă progresivă pentru evaluarea producţiei de aluviuni din bazine hidrografice mici,* Hidrotehnica, 31, 10, Bucureşti, 1986.

IDRICEANU TR., ERHAN V., POPA GH., *Studiul petrografic şi chimic al gnaisului din chiuveta Rarăului,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, tom XII, s. IIc, Iaşi, 1966.

ILIE M., *Cercetări geologice în regiunea Rarău – Câmpulung Moldovenesc – Pârâul Cailor,* An. Inst. Geol. vol. XXX, Bucureşti, 1957.

ILIE I., *Tipologia, folosirea şi fertilitatea solurilor din Carpaţii româneşti,* Terra nr. 1 şi 3, 1984.

ILIESCU MARIA COLLETE *Manifestări electrice atmosferice pe teritoriul României,* Ed. Acad., Bucureşti, 1989.

ILIEŞ GR., ILIEŞ M., *Contribuţii la cunoaşterea cuvetei Pojorâta,* „Natura", nr. 6, Bucureşti, 1953.

IONESCU V., *Combaterea eroziunii solurilor,* I. D. T., Bucureşti, 1972.

IONESI L., *Flişul paleogen din bazinul Văii Moldovei,* Ed. Acad., Bucureşti, 1971.

IULIAN C., LAZĂR P.D., *Energia eoliană,* Ed. Şt. şi Encilop., Bucureşti, 1985.

JOJA T., MUTIHAC V., MUREŞAN M., *Cristaline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Capathians (Northern) Sector,* Lucr. Inst. Geol., Congr. XIII, Sess. Prague, Guide to excursion, 46 AC, 1968.

KONONOVA M. M., BELCIKOVA N. P., *Gumus glavneişih tipov pociv S.S.S.R., ego priroda i puti abrazovaniia, Pocivovedirie,* 3, Moskva, 1956.
KRÄUTNER TH., *Cercetări geologice în cuveta marginală mezozoică a Bucovinei, cu privire specială la regiunea Rarăului,* An. Inst. Geol. Rom. vol. XIV, Bucureşti, 1929.
KRÄUTNER TH., *L'extrémité sud de la couvette marginale mésozoique de la Bucovina,* C.R. Inst. Geol. Roum., vol. XIX, Bucureşti, 1933.
KRÄUTNER H., KRÄUTNER FLORENTINA, *Litostratigrafia seriei de Tulgheş, din pânza de Putna, în regiunea Botuş–Breaza (Carpaţii Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LX/1, Bucureşti, 1974.
LEANDRU V., *Vegetaţia forestieră din bazinul mijlociu şi superior al râurilor Bistriţa şi Moldova,* Ghidul celei de a V-a Conf. de geobotanică, 1965.
LEANDRU V., STANCIU G., *Contribuţii la cunoaşterea vegetaţiei forestiere din rezervaţia ştiinţifică Slătioara.* Comunicări de Botanică, Bucureşti, 1967.
LILLIENBACH, Lill de *Journal d'un voyage géologique en Bukovine, en Transylvanie et dans le Marmorosch,* Mém. de la Soc. Geol. de la France, vol. I, Paris, 1834.
LUNGU LUCIA, *Flora şi vegetaţia mlaştinii turboase din lunca Neagra Broştenilor de la Cristişor,* Rez. Tezei de doct., Centrul de Cercet. Biol., Cluj, 1971.
LUPAŞCU ANGELA, *Cercetări sporo–polinice în tinovul de la Poiana Stampei – „Putredu" şi Pasul Prislop.* Studii şi Cercet. de Geogr. (sub tipar), Bucureşti, 1996.
LUPAŞCU ANGELA, VOLONTIR NINA *Cercetări sporo–polinice în zona Pasului Prislop* (manuscris), 1996.
LUPAŞCU GH. et al., *Solurile Munţilor Ceahlău,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. II, t. XXV, Iaşi, 1979.
LUPAŞCU GH., RUSU C., BARBU N., TODERIŢA MARIA, LUPAŞCU ANGELA, (1984), *Solurile din partea nordică a Munţilor Stânişoarei,* Lucr. Semin. geogr. „D.Cantemir", nr.4-1983, Iaşi.
LUPAŞCU GH., RUSU C., ANDREIAŞI N., SECELEANU I., *Consideraţii pedo–geografice asupra teritoriului judeţului Suceava,* Lucr. Sem. geogr. „D. Cantemir", nr. 6, 1985, Iaşi, 1986.
MACOVEI G., *Aperçu géologique sur les Carpates Orienthales,* Guide Exc. Assoc. Géol. Carp.–Balc., Bucureşti, 1927.
MARIN I., *Metode şi calcule în meteorologie şi climatologie,* Univ., Bucureşti, 1986.
MARIN I., *Măsurători şi calcule în meteorologie şi climatologie,* Fac. Geol.–Geogr., Univ. Bucureşti, 1986.
MARTINIUC C., *Interpretarea geomorfologică a unităţilor geostructurale ce alcătuiesc teritoriul R. P. Române,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. II, T. II, f. 2, Iaşi, 1960.
MARTINIUC C., DONISĂ I., HÂRJOABĂ I., *Geomorfologia teritoriului oraşului Vatra Dornei,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", s. IIb, vol. VIII, Iaşi, 1962.
MARTONNE EMM. DE, *Les Alpes de Bucovine et leurs abords,* Lucr. Inst. Geogr., Cluj, vol. I, Cluj, 1922.
MAYER R., *Bericht über morphologischen Studien in den Estkarpathen,* An. I. G. R., XVII, 1936.
MERLESCU E., TEŞU C., *Solurile României,* Inst. Agron. Iaşi, 1982.
MIHAI GH. I., *Pedologie cu elemente de geologie,* Ed. Did. şi Ped., Bucureşti, 1964.
MIHĂILESCU V., *România. Geografie fizică,* Atelierele Grafice Socec Co, S.A., Bucureşti, 1936.
MIHĂILESCU V., *Observaţii morfologice în nordul Rarăului,* Com. Acad. R. P. R., IX, 6, 1960.
MIHĂILESCU V., *Carpaţii Sud–Estici de pe teritoriul R. P. Române,* Ed. Şt., Bucureşti, 1963.
MIHĂILESCU V., *Geografia fizică a României,* Ed. Şt., Bucureşti, 1969.
MILLER P. G., *Struktura, genezis i voprosî raţionalnogo ispolzovania landşafta Cernogori v ukrainskih Karpatah,* Lvov, 1963.
MITITELU D., BARABAŞ N., *Flora şi vegetaţia judeţului Bacău.* St. şi com. Muzeul de Şt. Nat., Bacău, 1977.
MITITELU D., DĂSCĂLESCU D., ŞTEFAN N., VIŢELARIU GH., BARABAŞ N., DAVIDESCU G., LUPAŞCU GH., TODERIŢĂ MARIA, *Cercetări sinecologice în rezervaţia „Codrul secular Slătioara – Judeţul Suceava".* St. şi com. Muz. Şt. Nat. Bacău, 1979–1980, Bacău, 1980.

MOJSISOVICS E., *Weber die Belemnitiden – Geschlecht Aulacoceras,* Hauer. Jahrb. geol. R.–A.. XXI, Wien, 1871.
MORARIU T., DONISĂ I., *Terasele fluviale din România,* St. şi cercet., Acad. R. S. R., s. Geogr., i, Bucureşti, 1968.
MORARIU T. et al., *Le stade actuel des recherches sur le périglaciaire de la R. P. Roumanie,* Recueil d'études géographiques, Bucureşti, 1960.
MORARIU T., *Raionarea fizico–geografică a Carpaţilor Orientali,* în „Omagiu lui Tr. Săvulescu", Ed. Acad., Bucureşti, 1959.
MORARIU T., POSEA GR., MAC I., *Regionarea geomorfologică a Carpaţilor Orientali şi a Carpaţilor de Curbură,* Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., s. Geogr., tom XXVII, nr. 1, Ed. Acad., Bucureşti, 1980.
MORARIU I., *Vegetaţia şi flora Masivului Rarău.* SSNG, A V-a Conferinţă de geobotanică (Ghid), Bucureşti, 1965.
MUHLDORF A., *Der Urwald von Slătioara. Ein Naturschutzgebiet in d.Bukowina.* Jahrb. d. Siebenbusg karpathenver, 1926.
MUICĂ ECATERINA CRISTINA, *Studiu fizico-geografic al Munţilor Vâlcanului cu privire specială asupra vegetaţiei,* Rez. Tezei de doct., Bucureşti, 1984.
MUREŞAN M., TĂNĂSESCU ANCA, IONCICĂ MAGDALENA, *Concordanţa de vârstă între metamorfismul regional proterozoic al granitoidelor de Hăghimaş şi cel al seriei de Bretila–Rarău (Carpaţii Orientali),* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXI, 5, Bucureşti, 1975.
MUREŞAN M., *O nouă ipoteză privind pânzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino–mezozoice a Carpaţilor Orientali,* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXII/5, Bucureşti, 1976.
MUREŞAN M., *Rélations entre le massif alcalin de Ditrău et les nappes de charriage des Carpathes Orientales,* An. Inst. Geol. Geofiz., vol. LX, Bucureşti, 1983.
MUREŞAN M., *Nappes de charriage a mètamorphites de la partie méridionale de la zone cristallino–mesozoique des Carpathes Orientales.* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVIII/5, 1981, Bucureşti, 1984.
MUTIHAC V., *Consideraţii asupra doggerului din sinclinalul marginal (Rarău–Breaza),* St. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., s. Geol., tom X, nr. 1, Bucureşti, 1965.
MUTIHAC V., CHELARU ELENA, CÎRSTOV ELENA, *Noi date asupra triasicului din Rarău,* An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, ser. Şt. Nat., vol. XII, Iaşi, 1966.
MUTIHAC V., *Probleme de stratigrafie şi tectonică privind sinclinalul Rarăului,* Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz., ser. Geol., vol. XI/2, Bucureşti, 1966.
MUTIHAC V., *Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului,* D. S. Com. Geol., vol. LII, nr. 1, Bucureşti, 1966.
MUTIHAC V., *Structura geologică a complexului nordic din sinclinalul marginal extrem,* Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti, 1968.
MUTIHAC V., *Structura geologică a sinclinalului marginal extrem la nord de Valea Moldovei,* D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LIV/3, Bucureşti, 1969.
MUTIHAC V., *Evoluţia zonei central carpatice în orogeneza alpină,* Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz., Geogr., ser. Geol., vol. XV/2, Bucureşti, 1970.
MUTIHAC V., NAUM TR., *Morfostructura şi morfolitologia sinclinalului Rarău–Lucina,* Bul. Soc. Şt. Geol. R. S. R., vol. XIII, Bucureşti, 1971.
MUTIHAC V., IONESI L., *Geologia României,* Ed. Tehn., Bucureşti, 1974.
MUTIHAC V., *Modéle géostructural concerrant la chaine alpine centrale et sud–est européenne.* Rev. Rom. Géol. Géophys, Géophys., Géogr., série Géol., 32, Bucureşti, 1988–1989.
NEAMU GH., BOGDAN OCTAVIA, TEODOREANU ELENA, *Harta topoclimatologică a R. S. România. Principii şi metode,* Stud şi Cercet. de Geofiz., Geol. şi Geogr., ser. Geogr., tom XVII, c, Bucureşti, 1970.
NEDELCU L., *Unitatea tectonică de Chiril, o nouă unitate bucovinică a Carpaţilor Orientali, în regiunea dintre Muntele Giumalău şi valea Puzdra,* Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geol., tom XXVII, Bucureşti, 1982.
NEGULESCU E. G., STĂNESCU V., FLORESCU I. I., TÎRZIU D., *Silvicultura,* vol. I, Ed. Ceres, Bucureşti, 1973.

NEMEŞ I., *Une nouvell espèce de lépidoptère de Roumanie: Coleophora bucovinella n. sp.*, Revue Roumaine de Biologie, serie de Zoologie, Tome 13, nr. 1, Bucureşti, 1968.
NICOLAU T., *Gnaisul de Rarău*, Arh. Soc. Ştiinţe Iaşi, 1905.
NIMIGEANU G., *Oraşul Câmpulung Moldovenesc*, „Natura", nr. 6, Bucureşti, 1949.
NORDON A., *Résultats sommaires et provisoires d'une etude morphologique des Carpats Orientales roumaines*, C. R. Congr. Internat. Géogr., Paris, II, f. i., 1933.
OLARU L., *Analiza palinologică a turbei de la Poiana Zvoriştei*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. IIb, tom. XI, Iaşi, 1965.
ORGHIDAN N., *Văile transversale din România*, Ed. Acad., Bucureşti, 1969.
PATRULIUS D., () — *La couverture mésozoique des massifs cristallins des Carpates Orientales*, Ann. Inst. Géol. Hung., vol. XLIX, 1, Budapesta, 1960.
PATRULIUS D., JIPA D., ŞTEFĂNESCU M., *Le flisch tithonique – néocomien des Carpates Roumaines*, Asoc. Géol. Carp.–Balc., Congr. VII, Part, II, 1, Sofia, 1965.
PAUL K. M., *Zweiter Berich aux der Bukovina*, Verh, Geol. R.–A., Wien, 1872.
PAUL K. M., *Beitrage zur Geologie der Bukovina*, Verh. Geol. R.–A., Wien, 1873.
PAUL K. M., *Die Trias der Bukovina*, Verh. Geol. R.–A., Wien, 1874.
PAUL K. M., *Grundzuge der Geologie der Bukovina*, Jahrb. Geol. R.–A., XXVI, Wien, 1876.
PĂUNESCU C., *Soluri forestiere*, Ed. Acad., Bucureşti, 1975.
PÉCSI M., *The dynamic of quaternary slope evolution and its geomophological representation. L'Evolution des versants*, Colloque international de géomorphologie l'Univ. de Liège, 1967.
PITULEA G., *Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales*, Rev. Roum. de géol., géoph. et géogr., s. géol., 11/2, Bucharest, 1967.
PITULEA G., LEMNEA MARIA, *Contribuţii privind distribuţia elementelor radioactive în şisturile cu grafit din Carpaţii Orientali*, Stud. şi Cercet. de Geol., Geofiz. Geogr., ser. Geol., tom XV, nr. 2, Bucureşti, 1970.
PÎRVULESU I., APĂVĂLOAIE M., APOSTOL L., *Consideraţii asupra legendei hărţilor topoclimatice, la scara 1:200.000*, Lucr. Staţ. „Stejarul", ser. Geol.–Geogr., nr. 9, Piatra Neamţ, 1984.
POP EM., *Spectrul polinic al terasei de la Colăcel*, Congr. I al naturaliştilor din România, D. S. şi Comunic., Cluj, 1928.
POP EM., *Analize de polen în turba Carpaţilor Orientali (Dorna–Lucina)*, Bul. Grăd. Bot. şi Muz. Bot., Univ. Cluj, tom IX, nr. 3–4, Cluj, 1929.
POP EM. *Contribuţii la istoria vegetaţiei cuaternare din Transilvania*, Bul. Grăd. Bot. şi Muz. Bot. Univ. din Cluj, tom. XII, nr. 1–2, Cluj-Napoca, 1932.
POP GR., *Calpionellids and Age of Some Basinal sits of the Rarău Syncline (East Carpathyans)*, D. S. Inst. Geol., vol.72–73/4, Bucureşti, 1987.
POP GH., *Introducere în meteorologie şi climatologie*, Ed. Şt. şi Enciclop., Bucureşti, 1988.
POPESCU GR., PATRULIUS D., *Stratigrafia cretacicului şi a klippelor exotice din Rarău (Carpaţii Orientali)*, An. Com. Geol., vol. XXXIV, partea a II-a, Bucureşti, 1964.
POPESCU VOITEŞTI I., *Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques*, Rev. Muz. Geol. Min., vol. III, Univ. Cluj, 1929.
POPESCU VOITEŞTI I., *Exposé synthétique sommaire sur la structure des regions carpathiques*, Bul. Soc. Roum. Geol., vol. V, Bucureşti, 1942.
POPESCU ARGEŞEL I., IOSEP I., *Depresiunea Cîmpulung. Observaţii geomorfologice*, Com. şi ref. geomorf., Suceava, 1972.
POPOVICI D., CIUBOTARU C., *Influenţa îngrăşămintelor şi amendării cu calciu asupra producţiei şi compoziţiei floristice la două asociaţii vegetale de pajişti din jud. Suceava*, Cercet. agron. din Moldova, vol. I., Iaşi, 1972.
POPOVICI D., CIUBOTARU C., *Succesiunea vegetaţiei pe câteva tipuri de pajişti sub influenţa unor tratamente*, Lucr. şt., SCCP. Măgurele–Braşov, Braşov, 1977.
POPOVICI D., CIUBOTARU C., CHIFU TH., DAVIDESCU G., HAMUŞTEAC I., *Pajiştile din Munţii Giumalău–Rarău*. Lucr. şt. ale I.C.P.C.P. Măgurele–Braşov, vol. X, Bucureşti, 1985.
POPP N., *În excursie prin nordul României*, Bul. Soc. Rom. Geogr., vol. XLVII, Bucureşti, 1928.
POPP N., JOSEP I., PAULENCU D., *Judeţul Suceava*, Ed. Acad., Bucureşti, 1973.

POSEA GR., IELENICZ M., POPESCU N., *La carte des unités périglaciaire de la Roumanie*, St. Geomorph. Carp.–Balc., III, Krakow, 1969.
POSEA GR., POPESCU N., *Etapele morfogenetice ale Carpaţilor româneşti*, Lucr. simp. de geogr. fiz. a Carp., Bucureşti, 1972.
POSEA GR., POPESCU N., IELENICZ M., *Relieful României*, Ed. Şt., Bucureşti, 1974.
POSEA GR. et al. *Geografia de la A la Z*, Ed. Şt. şi Enciclop., Bucureşti, 1986.
PREDA D., *Sur présence d'une tectonique Cimmérienne dans les Carpathes Orientales*, C. R. l'Inst. Géol. Roum., vol. XXIV, Bucureşti, 1940.
PREDA D., ILIE M., *Nouvelles contributions à la géologie de la covette externe des Carpathes de Bucovina*, C. R. Inst. Géol. Roum. vol. XXIV, Bucureşti, 1940.
PUIU ŞT., *Pedologie*, Ed. Ceres., Bucureşti, 1980.
PUIU ŞT. et al. *Pedologie*, Ed. Did. şi Ped., Bucureşti, 1983.
PUŞCARU-SOROCEANU EVDOCHIA şi colab., *Păşunile şi fânetele din R. P. R. Studiu geobotanic şiagroproductiv.*, Ed. Acad., Bucureşti, 1963.
PUŞCARIU V., *Fauna ocrotită din Carpaţii Româneşti*, Studii şi comunicări de ocrotirea naturii, Suceava, 1970.
RACLARU P., *Vegetaţia pajiştilor din Masivul Rarău*, Comunic. de botanică, Bucureşti, 1967.
RACLARU P., *Flora şi vegetaţia Munţilor Rarău*, Rez. Tezei de doct., Bucureşti, 1970.
RACLARU P., *Flora de la Pietrele Doamnei*, Studii şi comunicări de Ocrotirea naturii, Suceava, 1973.
RACLARU P., *Completări în flora Cormofitelor din Munţii Rarău (I)*. St. şi cercet., Biologie vegetală, Acad. R. S. R., T. 29, Nr. 2, Bucureşti, 1977.
RACLARU P., *Graminées des Monts Rarău*, An. Univ. Bucureşti, s. Biol., Bucureşti, 1977.
RACLARU P., *Completări la flora Cormofitelor din Munţii Rarău (II)*, Studii şi cercet.de Biol., ser. Biol. Veget., Acad. R. S. R., t. 31, nr. 1, Bucureşti, 1979.
RĂDOANE N., *Determinarea reţelei de drenaj în bazinele hidrografice Oanţu şi Pângăraţi*, Bul. Şt., I. I. S., Suceava, secţ. Geogr., Suceava, 1984.
RĂDOANE MARIA, ICHIM I., *Problema efluenţei aluviunilor condiţionată de ordinul reţelei hidrografice*, Hidrotehnica, 32, 2, Bucureşti, 1987.
RĂDOANE N., *Studiul proceselor geomorfologice actuale şi microrelieful creat de ele din bazinele râurilor Pângăraţi şi Oanţu din Carpaţii Orientali*, Rez. Tezei de doct., Iaşi, 1988.
RĂDULESCU I., *Cristalinul Bistriţei. Stratigrafia şi structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaţilor Orientali*, Stud. şi Cercet. de Geol. Geofiz. Geogr., ser. Geol., tom XIV, nr. 1, Bucureşti, 1969.
RĂDULESCU I., *Consideraţii privind structura geologică a munţilor Bistriţei*, St. şi Cercet. de Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geol., tom XV, nr. 1, Bucureşti, 1970.
RĂVĂRUŢ M., TURENSCHI E., MITITELU D., *Contribuţie la studiul geobotanic al pajiştilor din bazinul Moldovei*, Lucr. Şt., Inst. Agron., Iaşi, 1979.
REY R., *Civilizaţia montană*. Ed. Şt. şi Enciclop., Bucureşti, 1985.
ROŞU I. şi colab., *Contribuţii la stabilirea valorii nutritive a pajiştilor naturale din regiunea submontană (Dărmăneşti–Bacău) şi alpină (Rarău–Suceava)*. Lucr. Şt. Inst. Agron. Iaşi, 1962.
ROŞU AL., *Geografia fizică a României*, Ed. Did. şi Ped., Ediţia a II-a, Bucureşti, 1980.
RUSSO SĂNDULESCU D., *The Ophiolites from the Rarău and Hăghimaş Synclines – Their Structural Position, Age and Geotectonic Evolution*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVI/5, Bucureşti, 1981.
RUSU C., BARBU N., LUPAŞCU GH., *Consideraţii pedogeografice asupra Masivului Giumalău*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 4, 1983, Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1984.
RUSU C., (1984) — *Particularităţi pedo-geografice în Masivul Rarău*, Lucr.Staţ. „Stejarul", vol.8, Ser. Geogr., Piatra Neamţ.
RUSU C., *L'étude des sols du Massif de Rarău*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, t. XXXIII, s. IIb, Iaşi, 1987.

RUSU C., LUPAŞCU ANGELA, *Cercetări privind componenta materiei organice din solurile Masivului Rarău*, Lucr. Semin. geogr. „D. Cantemir", nr. 7, 1986, Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1987.

RUSU C., APOSTOL L., *Le régime du vent et l'évolution du potential utilisable de l'énergie éolienne dans la Massif Rarău*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, tom XXXVII, s. IIc, Geogr., Iaşi, 1991.

RUSU C., APOSTOL L., *Consideration on the Meteorological Phenomena and Processes in the Rarău Massif*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, tom XXXVIII – XXXIX, s. IIc., Geogr., Iaşi, 1992.

SAVU M., *Le cristalline de Bistriţa. La région Dorna Broşteni. (Districts Câmpulung et Neamţ)*, Ann. Scient. de l'Univ. de Jassy, tome XXIV, fasc. 1, Iaşi, 1938.

SAVU M., *Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor în sinclinalul marginal din Bucovina*, D. S. Com. Geol., vol. XXXIX, Bucureşti, 1953.

SAVU AL., *Monografia geografică a R. P.Române, vol. I, Geografia fizică*, Ed. Acad., Bucureşti, 1960.

SAVU AL., *România. Sinteză geografică*, Ed. Şt. şi Enciclop., Bucureşti, 1975.

SAVU AL., *Geografia României, vol. III, Carpaţii Româneşti şi Depresiunea Transilvaniei*, Ed. Acad., Bucureşti, 1987.

SĂNDULESCU M., *Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a sinclinalului Rarăului (sect. central)*, D. S. Inst. Geol., vol. LIX/5, Bucureşti, 1973.

SĂNDULESCU M., *Corelarea seriilor mezozoice din sinclinalul Rarău şi Hăghimaş*, (Carpaţii Orientali), D. S. Inst. Geol., vol. LIX/5, Bucureşti, 1974.

SĂNDULESCU M., *Studiul geologic al părţii centrale şi nordice a sinclinalului Hăghimaş*, An. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXV/5, Bucureşti, 1975.

SĂNDULESCU M., *Contribuţii la cunoaşterea stratigrafiei şi a poziţiei tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei. (Carpaţii Orientali)*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXII/5, Bucureşti, 1976.

SĂNDULESCU M., SĂNDULESCU JANA *Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales*, Carp.–Balk., Geol. Assoc. 7th Congr., I, Sofia, 1965.

SĂNDULESCU M., TOMESCU CAMELIA, IVA MARINA, *Date noi cu privire la microfaciesurile şi biostratigrafia formaţiunilor mezozoice din sinclinalul Rarău*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXII/4, Bucureşti, 1976.

SĂNDULESCU M., *Nouvelles données sur les formations mesozoiques de la région de Tarniţa–Ostra*, D. S. Inst. Geol. Geofiz., vol. LXVI/5, Bucureşti, 1981.

SĂNDULESCU M., KRÄUTNER H., BALINTONI I., RUSSO SĂNDULESCU D., MICU M., *The Strcture of the East Carpathians. (Moldavia–Maramureş Area)*, Inst. Geol. Geoph., 12th Congr. C.B.G.A., Guidebook Series Nr. 21, Bucureşti, 1981.

SĂNDULESCU M., *Geotectonica României*, Ed. Tehn., Bucureşti, 1984.

SEGHEDIN T., RĂDUCU ANA, *Rezervaţiile naturale din ţinuturile Sucevei*, C.I.C.A. Suceava, 1969.

SEGHEDIN T., *Rezervaţiile naturale, cunoaşterea şi protecţia lor în jud. Suceava*, Stud. şi com. de Ocrotirea naturii, Suceava, 1970.

SÎRCU I., *Contribuţii la studiul suprafeţelor de nivelare din partea nordică a Carpaţilor Orientali româneşti*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. II, t. VII, I, 1961.

SÎRCU I., *Geografia fizică a R. S. România*, Ed. Did. şi Ped., Bucureşti, 1971.

SÎRCU I., BARBU N., PAULENCU D., *Masivul Rarău. Unele observaţii geomorfologice*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, s. II, t. VII, Iaşi, 1971.

SÎRCU I., BARBU N., PAULENCU D., *Contribuţii cu privire la geomorfologia Masivului Rarău*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", tom XVIII, s. IIc, Iaşi, 1972.

SOKOLOVSKI A., *Szkice fitosocjologiczne z lasow Rumunii (Phyto–sociological Sketches from Forests of Romania), Fragmenta floristica et geobotanica*, Ann. XIX, Warszawa, 1973.

SPIRESCU M., BĂLĂCEANU V. *Zonalitatea în solurile din Carpaţii sud–estici*, Lucr. conf. naţ. asupra solurilor montane şi alpine, 1969.

STĂNOIU I., *Asupra prezenţei unor calcare liasice în succesiunea depozitelor mezozoice din flancul vestic al sinclinalului Rarău; (Carpaţii Orientali)*, D. S. ale Com. Geol., vol. LII/1, Bucureşti, 1966.

STĂNOIU I., *Contribuţii la cunoaşterea liasicuului şi aalenianului din materialul exotic asociat depozitelor de tip wildfliş din sinclinalul Rarău (Carpaţi Orientali)*, D. S. ale Com. Geol., vol. LIII/1, Bucureşti, 1967.

STRECKEISEN A., HUNZIKER C. I., *On the Origin and Age off the Nephelines Syenite Massif of Ditrö (Transylvania, Roumania)*, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54/1, Bucureşti, 1974.

SURDEANU V., *Studiul alunecărilor de teren din valea mijlocie a Bistriţei (zona munţilor flişului)*, Teză de doct., Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, 1987.

ŞTEFĂNESCU D., *La zone du flysch carpathique en Bujcovine entre Păltinoasa et Câmpulung de Moldavie*, Bul. Soc. Geol. Rom., III, Bucureşti, 1937.

ŞTEFĂNESCU GR., *Relaţiune sumară asupra lucrărilor Biroului Geologic în judeţele Bacău, Tecuci, Neamţ, Suceava şi Dorohoi*, An. Biur. Geol., III, Bucureşti, 1885.

ŞTEFUREAC TR., *Cercetări sinecologice şi sociologice asupra bryophytelor din Codrul Secular Slătioara*, Mem. Acad. Rom., Ser. III, T. XVI, Nr. 27, Bucureşti, 1941.

ŞTEFUREAC TR., *Rezervaţia Codrul Secular Slătioara*, Ghidul geobotanic pentru Moldova de Nord, Bucureşti, 1965.

ŞTEFUREAC TR., *Importanţa rezervaţiilor naturale din Regiunea Suceava*, Comunic. de bot., Bucureşti, 1967.

ŞTEFUREAC TR., *Relicte şi endemisme în flora rezervaţiei naturale din Bucovina*, Stud. şi com. de Ocrotirea naturii, Suceava, 1970.

ŞTEFAN N., şi colab., *Contribuţii la studiul geobotanic al pădurilor din bazinul Gemenea (jud. Suceava)*, An. Muz. Jud. Suceava, vol. VIII, Suceava, 1985.

TĂNĂSESCU F., PITULEA G., BĂNCILĂ F., *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea şi Grebcu*, D. S. Com. Geol., vol. XLIX/2, Bucureşti, 1963.

TRICART J., CAILLEUX A., *Cours de géomorphologie. La modelé périglaciaire*, Paris, 1961.

TRICART J., *Précis de géomorphologie. Géomorphologie dynamique generale*, Ed. Sedes, Paris, 1977.

TUDORAN P., *Ţara Zarandului. Studiu geoecologic*, Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti, 1983.

TUDOSE D., *Istoricul cercetărilor geomorfologice în Carpaţii Orientali. Studii şi cercet. ştiinţifice*, Inst. Pedag. din Bacău, 1972.

TUDOSE D., *Munţii Bistriţei. Studiu geomorfologic*, Rez. Tezei de doct., Iaşi, 1974.

TUFESCU V., *România. Natură, om, economie*, Ed. Şt., Bucureşti, 1974.

TUFESCU V., *Pe valea Moldovei*, Ed. Şt., Bucureşti, 1970.

TURCULEŢ I., *Masivul Rarău*, Rev. „Natura", nr. 2, 1959.

TURCULEŢ I., *Contribuţii la cunoaşterea Cretacicului din cuveta Rarău*, An. Şt. Univ. Iaşi, vol. IX, s. IIb, Iaşi, 1963.

TURCULEŢ I., *Stratele cu Aptychus din cuveta mezozoică a Rarăului (Carpaţii Orientali)*, An. Şt. Univ. Iaşi, vol. IX, s. IIb, Iaşi, 1964.

TURCULEŢ I., *Asupra prezenţei toarcianului şi aalenianului în cuveta Rarău. (Carpaţii Orientali)*, An. Şt. Univ. Iaşi, vol. XII, s. IIb, Iaşi, 1966.

TURCULEŢ I., *Asupra liasicului mediu din cuveta Rarău–Breaza*, Bul. Soc. Şt. Geol. R. S. R., vol. XIII, Bucureşti, 1971.

TURCULEŢ I., *Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice şi eocretacice din cuveta Rarău–Breaza*, Inst. Geol., Şt. teh. şi econ., Seria J., nr. 10, Bucureşti, 1971.

ŢOPA EM., *Călăuza monumentelor naturii din Moldova*, Iaşi, 1969

UNGUREANU IRINA, *Hărţi geomorfologice*, Ed. Junimea, Iaşi, 1978.

UNGUREANU IRINA, *Au sujet de la régionalisation géographique*, An. Şt. Univ. Oradea, 1996.

UHLIG V., *Bau und Bild der Karpathen.* Wien und Leipzig, 1903.

UHLIG V., *Uber die Tecktonik der Karpathen Sitzungsber*, d. k. Akad. d. Wiss., CXVI, Wien, 1907.

UHLIG V., *Das Vorkommen der Werfener Schichen in Valea Seacă bei Kimpolung, in der Bukowina*, Jahrs. k. k. Geol. R.–A., Bd. LV, Wien, 1910.

UJVARI I. *Geografia apelor României*, Ed. Şt., Bucureşti, 1972.

URDEA P., *Munţii Retezat. Studiu geomorfologic.*, Rez. Tezei de doct., Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1989.
URDEA P., *Munţii Retezat. Studiu geomorfologic*, Edit. Acad., Bucureşti, 2000.
VALENCIUC N., ION I., *Peştera de la Rarău. Date ecologice asupra coloniilor de lilieci din această peşteră.*, An. Univ. "Al. I. Cuza", Iaşi, 1964.
VELCEA VALERIA, SAVU AL., *Geografia Carpaţilor şi a Subcarpaţilor*, Ed. Did. şi Ped., Bucureşti, 1982.
VINOGRADOV A. P., *Geochimia redkih i rasseiannîh himiceskih elementov v pocirah.*, Izd. Akad. Nank, SSSR, Moskva, 1957.
VODĂ AL., VODĂ DOINA, *Date noi asupra litostratigrafiei şi structurii geologice a regiunii dintre pârâul Dorna şi Neagra Şarului*, D. S. Inst. Geol., Geofiz., vol. LXVI/5, Bucureşti, 1981.
VOLTZ V., *Weber eine Korallenfauna aus dem Neocom der Bukovine*, Beitr. Geol. Pal. Ost.–Ung., XV, Wien, 1903.
ZANELLI SOFIA, *Distribuţia substanţelor humice în unele soluri de munte din Masivul Bucegi. Solurile Munţilor Bucegi*, Lucr. Conf. Naţ. de Pedologie, Azuga, 1969, Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti, 1971.
ZĂVOIANU I., *Clasificarea cursurilor torenţiale din punct de vedere morfohidrografic*, Stud. cerc. de geol., geofiz., geogr., s. Geogr., t. XVII, nr. 1, Bucureşti, 1970.
ZĂVOIANU I., *Morfometria bazinelor hidrografice*, Ed. Acad. R. S. R., Bucureşti, 1977.
WALTER B., *Die Erzlagerstätten der sudlichen Bukovina*, Jahr. Geol. R.–A., XXVI, Wien, 1876.
WISCHMEIER V. H., *Relation of Soil Erosion to Drop and Soil Menagement*, International Water Erosion Simposium, Praga, 1970.
* * * *Geografia fizică a R. P. R.*, Litogr. Min. Înv., 1955.
* * * *Monografia geografică a R. S. Române*, vol. I, Ed. Acad., Bucureşti, 1960.
* * * *Harta geobotanică a R. P. R.*, 1:500.000, 1960
* * * *Atlas climatologic al R. S. R.*, C. S. A., I. M., Bucureşti, 1965.
* * * *Clima R. S. R.*, vol. II, C. S. A., I. M. H., Bucureşti, 1966.
* * * *Harta geologică a R. S. R., foaia Rădăuţi*, 1:200.000, 1968.
* * * *Harta pedologică a R. S. R.*, 1:500.000, 1971.
* * * *Harta pedologică a R. S. R.*, 1:1.000.000, Atlasul R. S. R., 1978.
* * * *Atlas R. S. R.*, Ed. Acad., Bucureşti, 1972–1979.
* * * *Sistemul român de clasificare a solurilor*, ICPA, Bucureşti, 1980.
* * * *Geografia României*, vol. I, Ed. Acad., Bucureşti, 1983.
* * * *Geografia României*, vol. III, Ed. Acad., Bucureşti, 1987.

THE RARĂU MASSIF. A STUDY IN PHYSICAL GEOGRAPHY

ABSTRACT

As part of the Carpathians, the Rarău Massif offers a large variety of aspects to be studied by specialists in environmental as well as technical sciences. This mountainous region has been studied intensely from different perspectives (especially from a geological one) and important studies have been elaborated on certain components of the environment. However, no synthesis of physical geography has been elaborated so far, although specialists in the field have thoroughly studied many particular aspects.

The Rarău Massif is **situated** in the central–Northern part of the Eastern Carpathians. From a morpho–structural point of view, this region belongs to the Crystalline–Mesozoic area of the Eastern Carpathians, and it is situated at its Eastern border, as an upstanding syncline.

The Northern limit is very clearly marked by Obcinele Bucovinei, along the Moldova River Valley, between the small town of Pojorâta and Moldova's confluence with the Şandru Stream. The Eastern limit is not so clearly marked. It begins with the Şandru Valley, then it goes through the Gemenea Gorge (883 m), follows the Babei Valley, the upper course of Slătioara, the saddle in the East of the Diacu Mountain (962 m) and ends in the Hogea Valley (a tributary of the Gemenea River). The Southern limit follows the Chiril Valley, goes through the Chiril Saddle (1215 m) and ends in the Hogea Valley. The Western limit follows the course of the Giumalău Spring, goes through the deep gap (1295 m) from Fundu Colbului and ends in the Colbu Valley (that being the border between the Rarău and Giumalău Massifs). The total area of the Rarău Massif, within the above mentioned limits, is 162.35 km^2.

From a **geological** perspective, the Rarău Massif corresponds to the "external marginal syncline" of the Crystallino–Mesozoic area, within the Northern part of the Eastern Carpathians. This "syncline" is also known in literature under the name of "the Rarău Cuvette" (or Rarău–Breaza). This "syncline" is filled with Mesozoic deposits, and the flanks are made up of metamorphic pre–Alpine deposits.

The litho–stratigraphical composition of the Rarău Massif is very complex, with alpine and pre–Alpine geological formations belonging to different structures, both from a structural point of view, as well as from a petrochemical point of view.

The prealpine metamorphical formations include the Negrişoara formation, the Bretila–Rarău group, the Chiril formation and the Tulgheş group, which has the largest spatial extension and the highest litho–stratigraphical complexity ($T_{g\,1\text{-}5}$).

In the "Rarău syncline" the Alpine sedimentary formations belong to the following nappes: Bucovinic, Sub–Bucovinic and Transylvanian. The Bucovinic sedimentary layer, together with its pre–Alpine foundation (made up of crystalline schists) occupies the largest part of the "Rarău" syncline. The Sub–Bucovinic sedimentary deposits, driven in the front of the Bucovinic Nappe, are very poorly represented, and the Transylvanic deposits are found in the form of sedimentary klippes included in the mass of the Bucovinic Wildflysch.

The Bucovinic sedimentary is made up of Triassic, Jurassic and Cretaceous deposits. Among the Triassic ones, the most important are the Triasic dolomites (Campillian–Anissian) on the flanks of the syncline; the Jurassic is poorly represented (calcarous–dolomitic facieses and jaspers), and the Cretaceous is represented by the Muncelu sandstone–conglomerates and by the Wildflysch formation. All these lithological formations act differently in the genesis of landforms and soils.

The Transylvanian Nappes are present under the form of klippes and as covering patches (the Rarău Peak – Pietrele Doamnei), included in the mass of the Wildflysch. Their age is Triassic, Jurassic and Cretaceous.

In the North–Eastern extremity of the Rarău Massif, the sedimentary rocks of the Ceahlău and Teleajen Nappes appear on the surface.

From the perspective of plate tectonics, the marginal syncline of Rarău presents a complicated structure caused by the overlapping of several thrust–sheets. In the North–Eastern part of the Rarău, the nappes belonging to the Eastern Carpathian flysch are present, and they are represented by the Ceahlău Nappe, by the Curvicortical Flysch Nappe and by the Audia Nappe. In the Rarău Massiff, the system of the central–Eastern Carpathian Nappes occupies the largest area, with a considerable extension of the Bucovinic Nappe, which corresponds to the frontal part of this system, being overlapped by the Ceahlău Nappe. The Transylvanian Nappes include deposits that belong to the Transylvanian series occupying an alohtone position. On the whole, the Transylvanian Nappes occupy small areas, in the form of several covering patches in Rarău, Pietrele Doamnei and Piatra Şoimului.

In Rarău, the metamorphic rocks from the Rarău–Bretila, Chiril and Negrişoara Groups come to the surface. The carbonatic rocks include dolomites and dolomitic limestone (on the flanks of the syncline), as well as limestone (in the area of Hăghimiş – Pietrele Doamnei – Piatra Zimbrului – Rarău, continued, to the South, with Pochii Rarăului and Todirescu). The syncline is filled with marl–clay and clay deposits (pelitic rocks) of the Wildflysch, with jaspers and clastic rocks (sandstone, conglomerates). Very seldom, magmatic intrusive rocks appear.

In the studied area, mineralizations of polymetallic sulphides ($T_{g\ 3-4}$ formations, barite) (in the green schists), radioactive ore ($T_{g\ 3-4}$) can be found, and useful rocks are exploited (Triassic dolomites and limestone).

The **landforms** of Rarău present an overall morphology that proves the clear individuality of this area. This region is an almost isodiametric massif, clearly detached from the neighbouring units. The external marginal syncline, South of the

Moldova valley, has impressive dimensions, but beyond the Chiril Saddle it is only represented by an alignment.

The general characteristics of the morphology demonstrate *the differentiated evolution of landforms*, as a result of the litho–stratigraphical and tectonic complexity. One can talk of a *gradual disposition of landforms*, especially to the North and East, but not to the South and West. Similar to other mountainous regions, a certain *proportionality of landforms and a concentration of forms* according to the specifics of the region can be noticed. The main orographic nucleus is represented by the *high plateaus*, which are usually slightly inclined, dominated by flattened peaks (Rarău, Todirescu), fragmented by saddles and valley springs.

The escarpments are associated to the calcareous or calcareous–dolomitical plateaus. The most representative is the North–Eastern escarpment of Rarău, 2 km in length. In all the Eastern half of the Northern and central group *prolongued interfluvial summits* are developed, most often adapted to the geological structure (the "obcina" type). This type of landform, with *interfluvial summits* is very well represented only on two sides of the massif, the Western and Eastern respectively. Another aspect of the overall morphology is represented by the *isolated heights*, situated above the level of the summits, or detached from the hydrological network, the hummock landforms (Măgura, Runc, Bodia, Cocorul) and the "bâtca" landforms (Bâtca Leşii, Bâtca cu Plai, Bâtca Neagră, Bâtca Rea).

The morphologic picture of the Rarău Massif is completed by the *depressions*. Some of them are situated along important river valleys (Moldova), in "*areas of relative geographical discontinuity*", and having the role of physical–geographical limit (the Câmpulung Moldovenesc Depression, the Pojorâta Depression). The *morphology of the slopes and of the coupling surfaces* is very interesting and causes specific features. The *valleys* introduce special morphological aspects, with different profiles of the slopes: linear, in steps, abrupt, concave, convex , mixed etc.

From a morphometrical point of view, the Rarău Massif belongs to the middle and low mountains, surrounded by large and deep valleys, fragmented by a dense valley network, with slopes having different inclinations.

From a hypsometrical point of view, the massif is situated between 590 m (at the confluence of the Şandru Stream with the Moldova River) and 1650.5 m (the Rarău Peak), that is a maximum difference of 1060.5 m (1061.1 m), with an approximately radiar–concentrical disposal of the altitudinal steps. For the area of 164.35 km^2 of the Rarău Massif, the average value of the maximum altitude is 1080.96 m, and of the minimum altitude is 798.68 m. The average altitude of the massif is, in these conditions, 939.82m, which corresponds to the upper limit of the low mountains, and is close to the inferior limit of the middle mountains.

The lowest values of the landform fragmentation density (under 1 km/km^2) corresponds to the water sheds, to the wide interfluves and to several calcareous–dolomite plateaus. The highest values, over 5 km/km^2, characterize small areas in only one portion of the Fundu Pojorâtei Valley. The largest areas have density

values between 1–2 and 2–3 km/km^2, due to the contribution of the slope valleys, with all their supply networks.

The "energy of the relief" presents a large range of values, from less than 100 m up to 500 m. The maximum values, between 500–600 m, characterize small areas. The largest areas fall in the categories of 200–300 m and 300–400 m. Approximately 75% of the Rarău Massif has an "energy of the relief" between 200 and 400 m. The average maximum energy has a value of 294.16 m (absolute maximum 555 m), and the average minimum energy has the value of 76.74 m. Therefore, the average "energy of the relief" in the massif is of 185.45 m, premise for a certain degree of homogeneousness.

In the Rarău Massif the declivity varies greatly. The horizontal surfaces characterize the top of the low and medium terraces of the Moldova and Bistrița Rivers and the quasi–horizontal surfaces accompany the high terraces and several alluvial fans. There are also slightly inclined morphological surfaces, within 3–5°, and they can be found in the high areas, too. The areas with declivity between 5–15° are very frequent, with a significant occurrence at the contact with the flysch and in the central part of the syncline, in the area of the Wildflysch. Areas with declivity between 15° and 30° are very well represented on both sides of the syncline, in Măgurile Câmpulungului, as well as in the West of the region. The abrupt slopes, with declivity between 30 and 50°, are less frequent on the two dolomite sides, characterizing the slopes of the valleys that penetrate those alignments transversally. The morphological surfaces with the highest declivity values (over 51°) can be found throughout the territory, but they occupy small areas.

According to their resistance against the action of the modelling agents, four representative lithological complexes have been identified: the lithological complex with very high resistance to modelling (Triassic and Cretaceous limestones, Triassic dolomites, Cretaceous breccias and megabreccias); the lithologic complex with high resistance (the meso–metamorphic crystalline schists of the Negrişoara and Chiril formations and of the Bretila–Rarău group; the epi–metamorphic crystallyne schists of the Tulgheş group), the lithologic complex with average resistance (flysch type deposits, sandstone, calcareous sandstone and marl–sandstone, conglomerates and microconglomerates, jaspers, marl); the lithologic complex with low resistance (Wildflysch deposits; clay with blocks, black clay schysts).

By an interconnective analysis of the three factors (structural, tectonic and lithologic) four morpho–structural units have been classified: *the morphostructural unit of the crystalline schists (Bâtca Neagră–Munceii Înşiraţi)*, characteristic to several pre–Alpine tectonical units (included in the nappe category), situated in the foundation of the Bucovinic Nappe: Rarău, Pietrosul Bistriței, Chiril and Putna; *the calcareous–dolomitic morphostructural unit (Rarău)* that coincides with the remains of the Transylvanian nappes and with the dolomitic flanks of the syncline; *the morphostructural unit of the sandstone–conglomerates and of the marl (Măgurile Câmpulungului)* including the extreme North–East and East of the Rarău

Massif (the Sadova extension); *the morphological unit of the Wildflysch (Pojorâta–Izvorul Alb)* corresponding to the sedimentary layer of the Bucovinic Nappe.

The range of structural and petrographycal landforms is wide and highly differentiated in the territory. This type of landforms is represented by tectonical and lithological *escarpments*, a small number of *hogbacks*, proving, from place to place, the morphostructural ensemble, *"cueste"*, quite frequent in a massif where the geological strata are diversely inclined and folded. *The structural plateaus* are not well represented in the landscape, and the *structural summits* are diffficult to notice, mainly because in most cases they have been remodelled by several agents.

The residual landforms and the fields of blocks are a result of a complex evolution, but they maintain their structural character. Only isolated, some unstable, oscillating stones appear, due to the direct influence of the external agents, mainly water with CO_2 and wind. *The lithological witnesses* remain detached in the landscape due to selective modelling, and they are a consequence of the hardness of certain rocks and of some tectono–structural peculiarities.

The rock levels and the lithological steps are characteristic to the same central part of the massif. Three lithological steps have been identified (1320–1350 m, 1380–1400 m and 1460–1470 m), followed by another level on the Eastern, dolomitic side, at 1020–1040 m in altitude.

The correspondence of structure with lithology reveals the presence of distinct situations, corresponding to the longitudinal, diagonal, transversal and tectonic contact valleys. *The longitudinal valleys* occupy smaller areas or they correspond to certain sectors of larger valleys. In this category we can include the small valleys, mainly those of the 3rd and 4th degree, while for valleys of superior ranking, the longitudinal character is seldom met. *The transversal valleys* represent almost 40% of the total, and they are characteristic to certain river sectors of different size ranks. *The diagonal valleys* are very well represented in a intensely folded mountainous region, made up of different tectono–structural units. The diagonal character is very easily noticed in areas with significant lithological diversity, but it is favoured also by the presence of some tectonic accidents. *The tectonic contact valleys* are mainly created by rivers of small ranks. At the contact of the Crystalline–Mesozoic area with the Eastern–Carpathian flysch a *tectono–erosive flumme* has developed, clearly marked in the morphology, making the Eastern limit of the massif clearer. In the central–Northern part of the Rarău massif, on a marl–clay lithologic complex with blocks, a clear *depression corridor* has been created by differentiated erosion, the tectono–structural contribution being backed by the denudational evolution of landforms.

The karstifiable rocks are characterized by an important percentage of the soluble component (over 60% of the total volume of the rock). On the whole, limestone is found on an area of 180.87 hectares, with a higher frequency in the central–Southern part, in the basins of Izvorul Alb (119.33 hectares) and Chiril (36.24 hectares). The dolomites are more frequent (930.36 hectares), mainly on the flanks of the sycline, in the basins of Slătioara (280.63 hectares), in the Caselor Valley (195.89 hectares) and Chiril (120.02 hectares). With a total area of 1121.23

hectares, the karst rocks represent only 7.57% of the whole massif. The clasto–karst rocks generate sporadic and less typical karst forms. In this category, the calcareous breccia and megabreccia are included (499.55 hectares) as well as the sandstone–limestone, calcareous sandstone and calcareous micro–conglomerates (201.71 hectares), that are disseminated in the territory. The karstifiable rocks represent a total area of 1772.49 hectares, that is 11.96% of the whole territory.

The underground karst *is represented by the karst–pits and caves, while the underground channels, upstanding tunnels and grottoes are less characteristic.*

The karst pits from the North–Eastern escarpment of the Rarău Summit and from Pietrele Doamnei indicate an intense underground circulation of water in the past, as compared to the present. The active karst pits connect certain surface landforms (dolines of the funnel type) with underground active cavities. The most representative such forms are next to the Todirescu Peak, and on the Rarău Plateau (next to the Pastoral Chalet).

The caves are not so numerous in the Rarău Massif. The best studied is Peştera Liliecilor (Cave of Bats), situated on the Rarău plateau (at 1480 m), North of the Pastoral Chalet (approximately 900 m North of the Pietrele Doamnei Peak). This cave contains 6 chambers, very close one from another, the last three being superimposed. The passage from one chamber to another is made on a vertical wall, with variations in level of 1–6.5m. The total length of the cave is 100 m and the variation in level is 50m.

The lapieses are well represented and they are present throughout the limestone area. The main types of lapieses are: linear, tubular and mixed. These are all included in the category of nude lapieses. The pluvial lapieses are poorly represented. *The sinkholes* are less developed, and also few in number (due to the stratigraphic and tectonic position the dolomitic masses not favouring the appearance and evolution of such sinkholes). Regarding the shape of the sinkholes, the funnel and plate types are the most characteristic. As for their size, the sinkholes in the Rarău Massif are predominantly small (3–10 m in diameter), followed by the very small ones (under 3m in diameter) and the average sinkholes (10–30 m in diameter). *The hums* are extremly rare. These forms did not meet optimum conditions for an advanced karst evolution. *The dry valleys (the karst "sohodol"-s)* appeared from regular valleys that had lost their water to the underground, through calcareous blocks and cracks/fissures. The most typical dry valley sector is situated in the downstream of the gorge created by Pârâul lui Ion (John's Stream). *The karst gorges* have a mixed origin, karst and river based. The situations of the Pârâul lui Ion and especially Moara Dracului (the Devil's Mill) are very representative, where these evolution phases are obvious. *The fossil karst* is difficult to discover, due to the stratigraphic presence in the form of nappes, which hides the contact surfaces between the limestone masses of different age.

During the Pleistocene, the Rarău Massif was not affected by glaciations, although the altitude of the central part could have made it possible. The periglacial morphogenesis has a poligenetic character, with forms of accumulation and destruction generated by the manifestation of gelifraction, nivation, solifluction,

creep, etc. The forms of destruction are relics, mixed or present, while the forms of accumulation are predominantly old. Within the first category, representative are the *gelifraction escarpments and the cornices of the talus. The gelifraction witnesses* can be met in the form of isolated heights or groups of solitary peaks. *The gelifraction tracks* are more numerous in the Măgurile Câmpulungului and in the Munceii Înşiraţi. The nivation processes had an important role in the periglacial modelling, the present effect being greatly diminished. *The nivation niches* are rare, and they are met only on the summits and less on the slopes. The nivation niches are rarely circular, very often prolonged, frequently without drainage, with variations in level of 3–5 m and diameters of 10–20 m. A very interesting phenomenon is represented by the existence of the *nivation tracks ("scochine")*, which appear on the summits, paradoxically, where the hardness of rocks is very high. The identified nivation tracks have widths of up to 50 m, depths of 7–10 m, with some variations in the longitudinal profile. The combined action of gelifraction, nivation and other periglacial processes caused the appearance of *the cryonivation (crioplanation) terracettes,* which can be found at altitudes of over 1200 m. *The solifluction slopes* have developed in significantly wide areas, especially where fragmentation is reduced. *The slope funnels formed by solifluction* can be found in the upper courses of some elementary valleys. *The sliding blocks* have a higher occurrence rate on the Western side of the Rarău's Muncei Înşiraţi, mainly at altitudes of over 1100–1200 m. A special place in the periglacial morphosclupture of Rarău is occupied by the small *nivo–karst depressions*, which have undergone a mixed modelling process: nivation and karst processes. Several such forms can be found on the plateau between the Pastoral Chalet and the Cave of Bats.

The forms of accumulation are closely related to the intensity of gelifraction and solifluction. In the Rarău Massif numerous taluses can be found, *fixed* (relics) as well as *active* (mobile). Those belonging to the first category have impressive dimensions, proving the scale of the periglacial processes in the Pleistocene. The imense talus path at the basis of the Pietrele Doamnei Peak reveals the fact that only approximately 1/3 of the initial height belongs to the present escarpment. The thickness of the talus reaches 60–70 m (almost 1/3), and the imense calcareous body is burried in the Wildflysch mass up to at least 1/3 of the initial height. The active taluses hold a smaller percentage, not only in frequency, but mainly in area. *The fields of blocks* are characteristic to the quasi–horisontal or slightly inclined surfaces, and they include numerous fragments resulted from cryogenic processes. Small fileds of blocks can also be found next to the soil mottlings, klippes and breccia bodies, due to frost–defrost processes. *The periglacial glacises* include both forms of erosion and of accumulation. The forms of erosion are not so well represented in the Rarău Massif, because the lateral erosion has destroyed them or has systematically broken them up. The forms of accumulation are well repersented, not only as solifluction glacises but mainly as gelifraction glacises and as slope deposits, subjected to rolling down and sliding.

The processes creating the denudational landforms are collapses, landfalls, rockrollings (caused by gelifraction and by the submination of some local levels), gravitational and thermal creep, superficial landslides, landslides, solifluction, mud flows. *The interfluvial summits* are differentiated according to the size–based rank of the rivers they separate and also according to their type. Thus, one can found summits of slope intersection, summits of selective modelling and denudational residual surfaces. *The peaks* reflect the personality of the mountainous massif, and their maximum altitude indicate their belonging to a certain altitude level assemblage. Their variety is caused by the characteristcs of the *"external marginal syncline"*, with its dominant tectono–structural and petrographical typical characters. *The "bâtca" landforms* are not so imposing in the general landscape, although the local toponimy abundantly uses this term. *The saddles and gaps* have an important role in establishing the limits of the massif, such as the Fundu Colbului Saddle (1298 m) as the feature separating the Rarau Massif with the Giumalău Massif, the Chiril Saddle (1212 m) and Gemenea Gorge (883.0 m), that separate the Rarău Massif from the Stânişoara Mountains. *The microrelief made by the wind fellrocks* is not so imposing in the landscape, but it does cover large areas.

Of all the denudational landforms, *the landslides* are the most important, due to their high frequency as well as to their active role in landscape modelling. Considering the basic types of movement, the landslides can be divided into: landfalls (of small proportion), rotational landslides (seldom found in contemporary forms), translation landslides, landflows (very rare) and complex landslides. The translation landslides are dominant, both those of blocks and those of thick layers. As for the character of the movements, the landslides that can be found in the Rarău Massif are: delapsive landslides (sliding), detrusive landslides (pushing) and mixed landslides. The landslides from the upper basin of Izvorul Alb belong to the detrusive category (partially modifying the toponimy of the valley), and the landslides from the Giurgalău basin are mainly delapsive.

The most representative in the Rarău Massif is *the landslide from the Izvorul Alb basin.* This landslide is also among the largest from the Crystalline–Mesozoic area of the Eastern Carpathians. The sudden movement of the deluvium, in July 1976, caused a landslide of great proportions, of around 2200 m in length, an average of 150 m in width and a thickness of the deluvium that ranges between 4–5 m to 23–25 m (an average of 15 m). The volume of the mass slid is approximately 45 million m^3. The slide caused the destruction of 36 hectares of forest and the damaging of almost 2 km of the access road to Rarău.

For studying the valleys, we have used the Strahler system, as this model establishes a logical basis for comparison, considering the influence of different factors. The 1st and 2nd degree valleys represent over 80% of the total length of the hydrographical network. The 3rd degree valleys are grouped into 107 hydrographical basins, with a reception area of 114.73 km^2. These hydrographical basins are small (an avearge of 1.07 km^2, with extreme values between 0.19 and 3.75 km^2). There are 26 4th degree valleys, covering an area of 128.75 km^2, with an avearge of 4.95 km^2 for each basin. The size of these basins ranges between 1.63

and 11.50 km^2. The total length of the hydrographical basins is 636.9 km, and therefore the density of the drainage network has the value of 4.95 km/km^2. The average area of a 5th degree basin is 16.27 km^2, with extreme values ranging between 7.66 and 30.60 km^2. The 6th degree valleys are only represented by the Chiril River basin (27 km^2). On the whole, the values of the drainage densities decrease with the increase of the size–based ranking, from 1103.20 m (for the 3rd degree) to 1188.00 m (for the 6th degree).

The elementary valleys are those of small rankings (1st and 2nd). Their evolution was achieved by torrential erosion processes (including regressive erosion), by chemical erosion, as well as by typical denudation processes (solifluction, creep and, quite seldom, mass movements). The problem of the *valley steps* is very interesting. In the Rarău Massif, the situation is very similar to that in the Stânişoara Mountains, where one cannot talk about the presence of a landform level, although the role of valley evolution in the creation of the valley banks cannot be denied. *The furrows and runnels* are not frequent, and they are generated by torrential erosion of low intensity, although the relief indexes are high, and highly inclined slopes cover large areas. There are many small runnels and furrows (less than 2 m in depth), and their density is reduced (under 100 m/hectare) and average (101–350 m/hectare).

The proluvial–coluvial glacises were formed at the base of the slopes, parasiting the 4–6 m terraces as well as the higher ones. They have small dimensions and the thickness of the deposits is up to 5–6 m. They have the highest frequency of occurrence in the East and North–East, at the contact between the slopes and the 8–10 m terraces of Slătioara, the terraces of 4–6 m of Moldova and those of 13 m of Bistriţa.

The fluvial erosion landforms include the active banks, the stream channels, the riffles and the scarps between the channels, the waterfalls, the gorges, as well as the lateral and bottom erosion holes that are formed in the calcaro–dolomitical sectors. The most important are the river beds and their morphometrical elements depend on the size–based ranking of the river. The riverbeds' morphogenetic equation varies, being the result of a number of different parameters. The dominance of erosion and transport processes can be noticed inside the cuvette; erosion, transport and accumulation in the crystalline zone in the West; transportation (and less erosion) on the Northern and Eastern sides of Rarău.

The system of terraces of the Moldova River includes both valley terraces as well as slope terraces. In the first category, the floodplain steps, with relative altitudes of 0.5–1 m, 1–2 m and 2–3 (4) m, as well as the terraces of 4–6 m, 8–10 (12) m and 16–20 m are included. With very few exceptions, all these terraces are moulded in the same accumulative complex, and this fact is confirmed by the morphometrical, petrographical and textural analysis of the different profiles. The slope terraces can be found only in the Câmpulung Moldovenesc Depression, and they are represented by fragmented high steps: 30–40 m; 50–60 m; 80–90 m; 100–110 m.

Between its confluence with the River Colbu and its confluence with the River Chiril, the River Bistrița crosses an impressive sector of gorges, known as the Zugreni Gorges. Within this sector the terraces are almost absent, and the valley terraces appear in the downstream of the gorge (the steps of 0.5–1.0 m, 1–2 m, 2–3 m, 5–7 m, 10–15 m). As for the age of the valley terraces, we estimate that the high steps belong to the Wurm and late glacial periods while the floodplain terraces are of Holocene age. For the 16–20 m (25 m) terrace, we can admit that the accumulation of the gravel belongs to the W1–W2 interstage and its detachment was achieved in the W2 stage. In the case of the 8–10 m (12 m) terrace, we consider that the gravel was accumulated in the W2–W3 interstage, and the morphological detachment was realized in W3. The 4–6 m terrace belongs to the Lateglacial period (late Pleistocene) when the cold climate (often dry as well) alternated with the warm climate. The detachment of this terrace level was achieved in the Boreal, and this fact was confirmed also by *C. Martiniuc, I. Donisă, I. Hârjoabă* (1962), in the case of the 2–3 m terrace from Vatra Dornei. As for the 1–2 m terrace, its accumulative phase corresponds to the Atlantic (moderately warm and humid), and the detachment happened in the Subboreal. The 0.5–1 m terrace is a present one.

Weathering was extremely intense in the climatic conditions of the Pleistocene, but today this process is present only in reduced areas, and its intensity is reduced as well. It affects only the portions where the rocks come to the surface, irrespective of their origin, although the rhythm of weathering is directly linked with the rock's genesis, with its mineralogical composition and physical–mechanical features. The chemical weathering was weaker in the interglacial periods, as well as in the Lateglacial period, when physical weathering alternated with chemical weathering, while in the Holocene, the chemical weathering was clearly favoured.

The creep was very active in the Pleistocene, and it continues to participate in the modelling of the slopes. This process is typical for the slightly fragmented slopes, with an inclination exceeding 14–16°. In the Rarău Massif, different types of creep can be found: soil creep, talus creep and rock creep (this last one is more rarely met, but it was very active in the conditions of the periglacial climate). The solifluction maintains an important role at altitudes of over 1400m, and below this limit its participation to landscape modelling is insignificant. The pipkrake phenomenon is not representative for the modelling of landforms. Both processes have been very active in the Pleistocene, when they contributed to the appearance and development of the periglacial pavement, of the solifluction terraces and of other surface forms (polygonal soils), which were destroyed by postglacial processes. Collapses are frequent in the case of morphotectonical and lithological escarpments, as well as in the case of quarries. Landfalls occur mainly in the chemically weathered layer or in the soil horizons. Rock rollings contribute to the accumulation of materials in talus cones or to the formation of some contact glacises at the bases of slopes.

The intensity of the superficial erosion has reduced values for the largest part of the territory, due to the protective role of the meadow vegetation (mainly spontaneous hay fields) and forests. On the fields where grazing has been very intense or on the cultivated fields next to the populated centers, on the slopes with high inclinations, the superficial erosion becomes visible through the partial removal of the soil horizons (Chiril, Pojorâta, Câmpulung Moldovenesc, Slătioara). The vertical erosion (linear–torrential) causes the appearance of a network of runnels, furrows, ravine systems and complex torrential organisms, and they all lead to the horizontal and vertical fragmentation of landforms. Although the extent of torrential erosion is relatively reduced, through three–dimensional evolution, it turns areas unproductive.

In certain cases, the upper part of the Rarău plateau, as well as the slopes in the upper third, exposed to the various predominant winds, are affected by corrasion, in direct link with wind velocity and intensity. This phenomenon is present mainly in the cold season, when it doesn't snow, and it is specific to the Rarău plateau, to Pietrele Doamnei, Pochii Rarăului and Todirescu Peak.

All important mineral springs that come to the surface at the base of the calcareous–dolomitic massifs present important degrees of overall mineralization, especialy of the bicarbonatic type. The data from the field literature indicates relatively high values of chemical weathering for the mountainous massifs. *N. Rădoane*, 1988, indicates values of 54.2 mm/1000 years for the chemical weathering in the Pângărați basin (Stânișoarei Mountains) and 76.7 mm/1000 years in the Oanțu Basin (Tarcăului Mountains). *P. Urdea*, 1989, indicates the value of 47.44 mm/1000 years in the Retezat Mountains. In such conditions, we can appreciate an avearge of 50–70 mm/1000 years for the chemical weathering rate in the Rarău Mountains.

The old landslides were produced alternatively or simultaneously with the solifluctions at the end of the Wurmiam and beginning of the Holocene. All the landslides are stabilized, but in certain situations they can be reactivated. Another generation of landslides corresponds to the relatively recent past, dating back from the last centuries. The present lanslides are now in full swing, but they affect small areas. For the future, there is the risk that old sliding deluvia from slopes with reduced stability be reactivated (the Limpedea Valley, the Izvorul Alb Valley, the Toancele Valley etc).

Prognoses for the production of alluvia for the small hydrographical basins are usually made by means of indirect methods, due to the high cost of the measuring equipment.

The statistical and typological analysis of the morphometrical control variables point out a series of typical characters and spatial differentiations of the alluvia production in the Rarău Massif. *The alluvia production* specific for the 3rd degree basins ranges between 40–70 t/km^2/year (for the hydrographical basins situated on crystalline schists and also on limestone and dolomites) (the absolute minimum – the Padina Stream, 43.17 t/km^2/year); 600–800 t/km^2/year in the area of the internal flysch (exceeding this limit in some cases: Șandru – 868.07

t/km^2/year, Valea Caselor – 862.38 t/km^2/year); the absolute maximum value corresponds to a 3rd degree basin belonging to the Şandru River, and it is 932.96 t/km^2/year. In the case of 4th degree basins the same large range of values can be observed, with major differentiations according to the affiliation to a certain lithologic group. In the area of the crystalline schists, on limestone, dolomites and wildflysch, the values range between 60–80 t/km^2/year, with a minimum value of 56.74 t/km^2/year in the case of the upper stream of the Izvorul Alb and a maximum value of 555.34 t/km^2/year in the Şandru Basin. The 5th rank basins are not exceptions from this rule. The avearge value is around 104.24 t/km^2/year, with extremes between 53.63 t/km^2/year (Colbu) and 1013 t/km^2/year (Şandru).

The annual average erosion rate in the 107 3rd degree basins (114.73 km^2) is 77.87 mm/1000 years, with great spatial variations (between 21.58 mm/1000 years and 466.48 mm/1000 years). For the 5th degree basins (with an area of 146.43km^2), the value of the average erosion rate decrease to 52.12mm/1000 years. If the alluvia production is carried–forward to the total area of the Rarău massif, the average erosion rate is around 50mm/1000 years.

Generally, by comparing the data referring to the erosion and denudation rate with the rhythm of the neotectonic movements, we can conclude that this mountainous region has a negative morphogenetic balance. If we consider the data of *R. Ciocârdel* and *H. Esca* (1966), who stated that the uplifting rhythm in this region is of 3–4cm/year, the value of the highest present erosion rate is almost 10 times lower.

From a **climatic** point of view, genetic climatic factors as well as the main climatic elements were studied.

The average multi–annual value of solar radiation is around 105 kcal/cm^2/year, out of which, around 80 kcal/cm^2/year are recorded in the warm season (IV–IX). Global solar radiation increases in the high regions, until up to 110 kcal/cm^2/year between 1200 and 1400 m, and slightly decreases to the top of the massif to around 107 kcal/cm^2/year. The highest monthly average values are recorded in July (12.5 – 14.5 kcal/cm^2/month) and the lowest values are recorded in December (2 – 3 kcal/cm^2/month).

The *Western circulation* is the most frequent (45%) and it has a predominant influence on the type of climate. The *polar circulation* is present 30% of the year, penetrating the country from North–West. The *tropical circulation* is present 15% of the year, securing the transport of wet tropical air from the Mediterranean Sea. The *blockage circulation* is present 10% of the year.

In the studied area of Rarău, the typical characters of the active surface cause a wide complexity and variation of the climatic processes. Altitude is the main variable, determining the vertical zoning of all the climatic processes and phenomena. Thus, the annual average temperature decreases in altitude, with a temperature vertical gradient of 0.5 – 0.7^{0}C/100m, the annual average relative humidity increases with 1–1.5%/100m, the average annual cloud–coverage increases with 0.1 tenths/100m.

The annual average air temperature ranges between 6.4°C at Câmpulung Moldovenesc and 2.2°C at Rarău, with a general gradient of 0.48°C for 100 m of altitude. The average temperature of January presents differences between the Northern and the Southern areas. The maximum difference of temperature between the two slopes, at 1000 m of altitude, is 2°C. The average temperatures of January range between +0.8°C and -12.0°C at Câmpulung Moldovenesc and between -2.8°C and -13.6°C at Rarău. The average temperature of July has almost constant values on the two slopes, 16.5°C at Câmpulung Moldovenesc and 11.4°C at Rarău. The average monthly thermal amplitude records the highest values during the winter months (for both stations), with maximum in February (12.4°C at Rarău and 14.8°C at Câmpulung Moldovenesc). The lowest monthly thermal amplitude is recorded in summer, with minimum in July. The absolute minimum temperature recorded at Câmpulung Moldovenesc had the value of -31.6°C (January, 7th, 1954), and it was recorded in the same year when the absolute maximum occurred (36.0°C). The absolute minimum temperature recorded at Rarău had the value of -28.4°C (in January) and the absolute maximum had the value of 29.0°C (in July). The absolute thermal amplitude is therefore higher at Câmpulung Moldovenesc (67.6°C) than at Rarău (57.4°C).

The monthly distribution of average air pressure reveals that the Rarău Massif belongs to the 3rd baric type, characteristic to Transylvania, Maramureş and to the low areas of mountainous regions, with the lowest value recorded in April and the highest in October. The absolute maximum for the interval 1961–1985 was recorded in December 1963 (969.1 mb at Câmpulung Moldovenesc and 867.1 mb at Rarău). The absolute minimum for the same interval was recorded on the 3rd of December 1976 (901.2 mb at Câmpulung Moldovenesc and 810.6 mb at Rarău).

The Western winds have the highest frequency at Câmpulung Moldovenesc, followed by the Eastern winds. At Rarău, due to the channeling of air masses and to the frequent exchanges between the Bistriţa Valley and the Moldova Valley (through the saddle between Rarău and Giumalău), the Southern and Northern winds are prevailing. The maximum frequency of the velocity classes is that of 0–1 m/s (68.4%) at Câmpulung Moldovenesc (68.4%), and of 2–5 m/s at Rarău (42.88%). The atmospheric calm has moderate values at Rarău (31.5%) and relatively high values at Câmpulung Moldovenesc (52.3%).

The wind's energy potential in the Rarău Massif has moderate values, between 214 kwh/m^2 at Câmpulung Moldovenesc and 309 kwh/m^2 at Rarău (usable wind energy). Although the average velocity is reduced (1.8 m/s at Câmpulung Moldovenesc and 3.0 m/s at Rarău), the high frequency of high velocity classes (over 10 m/s) results in a relatively high wind energy as compared to other stations.

The annual average precipitation in the area ranges between 663.4 mm at Pojorâta and 901.5 mm at Rarău. The multi–annual average values calculated for a period of 50 years, range between 443.6 mm at the Rarău station and from 493.6 mm to 1345.7 mm and 969.7 mm, and this underlines the uneven character of the highlands. The distribution of precipitation on semesters reveals the fact that

73% of the fall of precipitation is recorded in the warm season (IV–IX). The degree of continentality is quite significant and it is also revealed by the report of the average precipitation fallen during the warm season (V–X) and that fallen during the cold season (XI–IV), the *Angot ratio* exceeding 2.5. The average monthly precipitation ranges between 21.3 mm at Pojorâta and 38.8 mm at Rarău, in December; 110.1 mm at Pojorâta and 147.0 mm at Rarău in June. The absolute monthly minimum occur in January–February and the absolute maximum in May and July. The number of days with precipitation ≥ 0.1 mm ranges between 150.7 at Câmpulung and 178.8 at Rarău. The number of days with precipitations ≥ 20 mm is higher in the low area, where more favourable conditions for the falling of very large amounts of precipitations in 24 hours occur (9.6 at Câmpulung Moldovenesc and 8.8 at Rarău respectively).

In order to establish the climatic and topoclimatic features of this area, the Peguy and Walter–Lieth climograms recorded for the two stations were of great assistance. The main characteristic revealed by the Peguy climograms was the cold and humid character of the months of November, December, January, February and March at Câmpulung Moldovenesc, and the cold and humid character of the months of November, December, March, April, May and especially the very cold character of the months of January and February at the meteorological station of Rarău. The Walter–Lieth climograms, which are more complex, revealed the general climatic features of the area in which the meteorological stations are situated. The distribution of the "de Martonne" dryness index reveals the cool and relatively humid character of the region. The placing of the area in a *certain climatic province sector* is according to its position on the European continent. The Rarău Massif, as well as the whole North–Eastern part of the Eastern Carpathians, are situated in the climatic province sector of *Baltic influences*.

The climatic region corresponds to the altitude level climate and, for the studied area, is the climatic region of *middle and low mountains*. *The climatic sub–region* is the *Eastern Carpathians* (and it is delimited according to the general climatic conditions specific to each large landform unit). *The climatic district*, differentiated on the basis of the relatively homogenous climatic conditions that generate the development of a certain type of vegetation, is that of *forest and mountain meadow*. The studied area includes parts of two complex topo–climates: *the Rarău – Bistriței Mountains complex topo–climate* and *the Câmpulung Moldovenesc Depression complex topo–climate*.

Aspects of the **hydrography** have also been of interest in this study.

The main hydrographic collector is the Moldova River, which collects the water courses from most of the territory (75.25%). Only for a very small area, situated in the South–West of the studied region, the drainage of the waters is made by the Bistrița River (24.75%). The elementary valleys (the first and second class) represent 80% of the total length of the hydrographic network, the third class valleys are 107 in number, 26 are of fourth class, 9 of fifth class and only one (Chiril) is a sixth class valley. The above mentioned hydrographic network collects the waters from 192.54 km^2, but the bordering rivers (Izvorul Giumalău, Colbu, Chiril, Hogea and Slătioara) have their hydrographic basins spreading in the neighbouring units as well (Giumalău and Stănișoara). The average density of the hydrographic network corresponds, in general, to the fragmentation density. The average value for the whole area is 2.12 km/km^2, with slight differences in the case of two collecting basins: 2.16 km/km^2 for the Moldova basin and 2.00 km/km^2 for the Bistrița basin.

The entrance of the Moldova River in this area is marked by its confluence with Izvorul Giumalăului, and the confluence with the Șandru Stream is the point where it leaves the area. Between these points, the Moldova River has a total length of 16.45 km (average downfall – 6.38 m/km). The Bistrița River enters this area with the Bistrița Gorges at Zugreni and, for 5.10 km of its most spectacular sector, represents the border between the Rarău and the Bistriței Mountains. The valley, with an average downfall of 6.47 m/km, is extremely narrow and it lacks the accumulation forms all the way to Chiril. The Moldova River, with a hydrographic basin of 4326 km^2 and a length of 205 km, crosses the studied area on 16.45 km. An analysis of the river flow at the Fundu Moldovei hydrological station (1953–1994) indicates an multi–annual average value of 3.49 m^3/s. At the Prisaca Dornei hydrological station, the annual average flow is double (7.00 m^3/s). At the Fundu Moldovei hydrological station, the highest flow is recorded in April (6.69 m^3/s), with an extension in May as well (6.64 m^3/s). At Prisaca Dornei, the highest monthly average value is recorded in May (12.66 m^3/s). The least flow is recorded in the winter months (December–February). The lowest value is recorded in January (1.32 m^3/s at Fundu Moldovei and 2.80 m^3/s at Prisaca Dornei). The highest seasonal flow is recorded in spring (5.55 m^3/s at Fundu Moldovei, 10.21 m^3/s at Prisaca Dornei) and summer (4.89 m^3/s and 10.27 m^3/s, respectively). The lowest seasonal flow is recorded in winter (1.45 m^3/s and 3.13 m^3/s respectively) and in autumn (2.07 m^3/s and 4.40 m^3/s). The maximum monthly flow was recorded in May 1970: 24.50 m^3/s at Fundu Moldovei and 32.40 m^3/s at Prisaca Dornei. The lowest annual flow was recorded in 1986 and 1990 at Fundu Moldovei (2.04 m^3/s) and in 1950 at Prisaca Dornei (2.75 m^3/s). The minimum flow was recorded in January 1964 (0.55 m^3/s at Fundu Moldovei and 1.01 m^3/s at Prisaca Dornei).

The Bistrița River has a length of 278.8 km and a hydrographic basin of 7.042 km^2, but the input of the tributaries collected from the Rarău Massif is reduced (24.75% of the total area of the massif). The average annual flow of the Bistrița River at the Dorna Arini hydrological station has the value of 24.11 m^3/s, with significant monthly variations. The lowest monthly flow is recorded in January (8.81 m^3/s), and after that, it increases progressively, until the maximum value is reached, in May (56.38 m^3/s). The highest seasonal flow is recorded in spring (41.05 m^3/s), followed by that recorded in summer (30.6 m^3/s), then autumn (15.41 m^3/s) and winter (10.30 m^3/s). The highest annual average flow was recorded in 1970 (42.05 m^3/s). The monthly absolute maximum was recorded in May 1970 (156 m^3/s).

The transportation of alluvial deposits in suspension or dragged by the rivers represents the most dynamic element in the present evolution of landforms. The average value of the suspended alluvia discharge is 2.31 kg/s for the Moldova River. The calculated specific solid discharge (for the 657 km^2 of the basin) has an average value of 1.11 t/hectare/year, that is below the average of the country's specific solid discharge (1.35 t/hectare/year) (*I. Ujvari*, 1972), but still belongs to the category of rivers with high solid discharge (1.0–10.0 t/hectare/year). In Bistrița's case, the average value of the suspended solid discharge is 3.56 kg/s, with great variations in time. The superficial solid discharge upstream the Dorna Arini hydrometric station (for 1687 km^2 of the basin), indicates a value of 0.67 t/hectares/year, and thus places this river in the moderate class (0.5–1.0t/hectares/year).

In the area of the crystalline schists, the phreatic waters are accumulated especially in the mantle rock, which cannot guarantee very large resources. In the North–Western part of the Rarău Massif (Măgurile Câmpulungului) the springs are rare, they flow unsteadily and they appear in the lower parts of the slopes. The mineralization of these springs is reduced (under 100 mg/l). In the central part of the massif the phreatic level is close to the surface, it has a lens–like character and when it surfaces it forms a dense network of springs with reduced flow. The accumulation of the phreatic waters in the wildflysch deposits, lithological formations with a remarkable capacity for cation exchange, contributes to their acquiring substances in an ionized state, with a predominance of Ca^{2+}, HCO_3^- (slightly calcic and bicarbonate phreatic waters). The phreatic waters in the karst regions are well represented, too. The fragmentation of the calcareous–dolomite masses, the presence of diaclaces and of crack lines as well as of great chaotic accumulations of blocks, contribute to an active circulation of water in the karst. While the intermittent springs are absent, the karst springs in Rarău are very frequent, and some of them have high and constant flows. These springs surface at the edge of the calcareous plateau or at the contact with the Wildflysch mass, some of them having high flows (4–5 l/s).

All physical–geographical factors are responsible for the formation, accumulation and dynamics of the phreatic waters. On the basis of the climatic, lithologic and morphologic conditions, hydrogeologic regions and sub–regions can be identified, but considering the entire complex of natural factors, as well as the typical characters of each element, it is difficult to make a hydrogeologic regionalization of the area.

The main characteristics of the **vegetation** in the Rarău Massif have also been studied.

P. Raclaru (1970) mentioned the existence of 1019 cormophyte species in the natural flora of this massif (and also the existence of 731 infraspecific units), species belonging to 396 genera and 91 families, representing 28% of the total natural species in Romania. The elements of Northern origin (holarctic) are represented by Euro–Asian phytoelements – 28.6%, European – 13.3%, circumpolar – 11.2% and central–European – 6.9%. The elements of Southern origin (submediterranean and Balkan–Dacian) and Eastern origin (Pontic and continental) represent only 13.0% of the total. The elements of alpine origin are remarkably well represented (4.5%). A large number of endemisms can also be found (5.6%). The cosmopolite species represent 4.7% and the adventitious species 1.3%.

The Rarău Massif belongs to the Euro–Siberian region, to the Carpathian subregion, to the Dacian Carpathians province, to the Eastern Carpathians sub–province, to the area of Bistrița, Bârgău and Călimani Mountains (that is the South–Western part of the Rarău Massif), and to the area of the Transylvanian–Moldavian flysch (that is the North–Eastern part of the Rarău Massif).

The predominant type of vegetation is represented by the spruce forests, which can be found from the lowest level of the landforms up to the upper limit of the forest, that is from 600–650 m to 1600 m. The spruce and fir forests can be found mainly on the North–Eastern side of the Rarău Massif, and they represent only 10–18% of the total forested area (*N. Geambaşu*, 1984). The fir forests spread between 750 and 1150 m. The mixed forests present an uneven distribution, with a notable presence in the Eastern and Southern parts of the Massif. The beech tree is present up to 1200m and, here and there, in combination with spruce, up to 1400 m. In the central, high part of the Massif, at altitudes between 1550 and 1653 m, the *subalpine level* can be found, "enlarged" by human intervention.

The largest part of the Rarău Massif (65–70%) is covered with *forests*. The forested area includes spruce (Piceetum carpaticum), the association of spruce and fir tree (Abieti–Piceetum) or spruce and beech tree (Piceeto–Fagetum carpaticum). Pure fir forests (Abietum dacicum) or beech forests (Fagetum carpaticum) occupy reduced areas, having a relict character.

Meadows in the Rarău Massif are mainly of secondary origin. The dominant associations of these meadows are Festucetum amethystinae and Festucetum saxatilis, apart from which groups of Poa alpina, Festuca supina, Carex sempervirens ş.a. also grow. The mesophyll meadows are dominated by Festuca rubrae montanum. The mesophyll associations that make up the main body of the meadows and hay fields in the studied area are included in the Molinio–Arrhenatheretea.

The mixed forests correspond to certain superior favourability classes and they belong to the 1st and 2nd production classes, with a wood mass of around 800–1000 m^3/hectare for mature trees (over 80 years old). The forests in the level of the spruce correspond to different production classes. Those with medium productivities are specific to the oligomesotrophical and mesotrophical soils. The highest productivity values for meadows from the level of beech trees – coniferous trees association correspond to the neutral or slightly acid soils, with a humidity regime relatively constant in time (1st and 2nd favourably classes). The meadows from the level of the spruce are most often of the Festuca rubra type, with a very wide ecological optimum. The meadows of subalpine character, situated at altitudes of over 1500m are represented by primary and secondary phytocoenosis. The nutritional value of these meadows is very poor (8th to 9th classes).

The description of the **soil layer** starts with some *quantitative notes on the contents of organic matter.* The highest values are found in horizon A, with significant differentiations according to the soil type: rendzinic–lithomorphic soils (14.19–28.26%), spodosols (8.38–25.26%), oligobasic cambisols (5.34–20.80%), eu–mesobasic cambisols (5.33–17.03%) and umbrisols (9.79–15.84%).

The total organic Carbon is best represented in the soils rich in humus, specially the rendzinic ones, but also in certain horizons (Bhs), with a specific evolution. *The huminic acids* are more reduced than the fulvic ones, with differentiations depending on the soil type, on the bioclimatic conditions and local typical characters of bioaccumulation. *The fulvic acids* can be found in high concentrations in the oligobasic cambisols (18.09–34.09% of the total Carbon) and spodosols (70–78% of the total Carbon, in the Bhs horizon). The participation of *the humins* to the total Carbon is very high (50–60%).

Soil mapping was achieved by using "The Romanian System of Soil Classification", ICPA Bucharest, 1980, based on the morphogenetic classification, in which the defining elements are the diagnostic horizons and the typical characters.

Molisols are represented by the typical rendzina (RZti), the cambic rendzina (RZca) and the lithical rendzina (RZls). The productivity of rendzinic–lithomorphic soils is very different. *Cambisols* constitute the dominant feature of the soil layer. In the Rarău Massif, cambisols are represented by eu–mesobasic brown soils (BM) and acid brown soils (BO). *Spodosols* represent a distinct pedogenetic unit which covers the West and South of the Rarău Massif. From this point of view we may conclude that the Rarău Massif represents the Eastern limit of spodosols for the respective latitude. The spodosols class includes: ferrilluvial brown soils (PB) and podzols (PD). *Umbrisols* are situated at the upper limits of the massif, and they are represented by typical black acid soils (NOti). *Under–developed, fragmented soils* include the less frequent lithosols (LSti), regosols (RS), erodisols (ER), alluvial protosols (AA) and alluvial soils (SA).

The soil layer of the Rarău Massif is very diversified for each type and subtype, even mosaic–like if we are to consider classes of inferior rank (variety, family, species, variant); the predominant soils are the cambisols, followed by spodosols and rendzinic mollisols. The altitudine–based zoning is not so clearly expressed as it is in the neighbouring mountainous massifs, due to the geochemical characteristics and mainly due to the large presence of the carbonated rocks (dolomites, limestone, breccias). The complete zoning remains to be presented in the future, illustrating the presence of the cambisols covering the lower parts of the Massif and the spodosols (seldom umbrisols) the upper ones. The presence of the calcareous–dolomitic rocks causes the formation of rendzinic mollisols. This characteristic represents the main factor of diversification of the soil layer and of attenuation of the altitudinal zoning.

The Pedogeographical Regionalization of the Rarău Massif was achieved by taking the soil as the central element of the physical–geographical

complex, and as it covers the landform sub–units differently, several pedogeographical units have been identified:

The Unit of cambic soils (A)
The Unit of spodic soils (B)
The Unit of rendzine–lithomorphic soils (C)
The Unit of alluvial soils (D).

The Rarău Massif represents one of the most endowed mountainous region from the point of view of the natural riches and **reserves** have been created for their protection. *The forest reserves* include Codrul Secular Slătioara (274.24 hectares), with a protected area of 580 hectares. *The floristic reserves* include Pajiştea Todirescu Rarău, with an area of 44 hectares, while *the geological, paleontological and geomorphological reserves* are more numerous: The Pietrele Doamnei Reservation, The "Moara Dracului" Gorges, The Bistriţa Gorges (The Zugreni Gorges) and the "Stratele cu Aptychus" paleontological reservation. In the Rarău Massif other natural riches are protected: Piatra Buhii, Piatra Şoimului and Piatra Zimbrului.

In our opinion, the idea of creating the *Rarău Massif National Park*, on an area of about 10 km^2 , is a good one. The proposed perimeter will include: Piatra Şoimului – Pietrele Doamnei – Piatra Zimbrului – Rarău Plateau (with the Cave of Bats) – Pochii de Sus–Pochii de Jos – Todirescu – Codrul Secular Slătioara.

In order to locate the Rarău Massif in units of superior rank, mathematical gradations (1st to 6th classes) as well as the following taxonomic categories: domain, sub–domain, region, sub–region, area and sub–area can be used.

Thus, *the Domain* (1st class unit) is the ***Romanian Carpathians***, the *sub–domain* (2nd class) is the ***Eastern Carpathians***, the *region* (3rd class) is the ***Moldo–Transylvannic Carpathians (the Central Group)***, and the *sub–region* (4th class) is the high central (crystalline) part of the ***Bistriţei Mijlocii Mountains***. As categories of superior rank we also mention ***the Giumalău–Rarău*** *area* (5th class) and *sub–area* (6th class), representing the ***Rarău Massif***. These taxonomic units have been identified on the basis of morphotectonic and morphostructural criteria.

For units of inferior ranking, the notions of *district* and *sub–district* were used.

The districts were delimited on the basis of structural–lithological, morphological criteria, and taking into account the phyto–pedologic assemblage. *The sub–districts* were defined based on the phyto–pedological facies, on the characterizing topo–climates, on the hydro–geological typical characters. These elements delimit territorial entities (*geo–systems*) that can be found in stages of dynamic equilibrium (*biostasis*) and of relative equilibrium (rhexistasis).

Thus, nine districts have been identified: ***Munceii Înşiraţi, Bâtca Neagră, Bâtcile şi Plaiurile Chirilului, Bâtcile Slătioarei, Măgurile Câmpulungului, Rarău–Todirescu (the high central part), Pojorâta–Izvorul Alb, the Câmpulung Moldovenesc Depression*** and ***the Slătioara–Gemenea Corridor***, each of them including one or several sub–districts.

CONTENTS

FOREWORD (NICOLAE BARBU) 7

1. INTRODUCTION 13
   1.1. Aims and objectives 13
   1.2. Geographical location and limits 14
   1.3. History of the research 18

2. GEOLOGY OF THE RARĂU MASSIF 21
   2.1. History of geological research 21
   2.2. Stratigraphy and lithology 23
   2.3. Tectonics 34
   2.4. Petrographic considerations 38

3. LANDFORMS 45
   3.1. Morphographic and morphometric aspects 45
   3.2. Genetic types of landforms 57
   3.3. Present geomorphologic processes and tendency of landforms evolution 107

4. CLIMATE 123
   4.1. History of the climatic research 123
   4.2. Research methods 124
   4.3. Genetic factors of the climate 126
   4.4. Characterization of the main climatic elements and phenomena 129
   4.5. Climatic and topo-climatic divisions 186

5. WATERS 193
   5.1. Hidrographic network 194
   5.2. Underground waters 207

6. FLORA AND VEGETATION 213
   6.1. History of flora and vegetation research 213
   6.2. General considerations. Evolution and succession of flora and vegetation 214
   6.3. Flora 218
   6.4. Vegetation 220
   6.5. Natural productivity and economic importance 226

7. FAUNA 235

8. SOILS 239
8.1. Pedogenetic processes in the Rarău Massif 239
8.2. Dynamics of the main chemical elements with pedogenetic significance 258
8.3. Distribution of several microelements in the soils of the Rarău Massif 259
8.4. Spatial distribution and the characteristics of the soils in the Rarău Massif 262
8.5. Pedogenetical regions in the Rarău Massif 329
8.6. Pedogeographical conclusions 335

9. PROBLEMS CONCERNING NATURE PRESERVATION IN THE RARĂU MASSIF 337
9.1. General Considerations 337
9.2. Forest reserves 337
9.3. Floristic reserves 342
9.4. Geological, paleontological and landforms reserves 344
9.5. Other reservations 348

10. PHYSICO–GEOGRAPHICAL REGIONS OF THE RARĂU MASSIF 351
10.1. General considerations 351
10.2. Physico-geographical units 355

11. CONCLUSIONS 381

BIBLIOGRAPHY 387

ABSTRACT 399

CONTENTS 419