

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

ANUARUL

MUZEULUI DE ȘTIINȚE NATURALE
PIATRA NEAMȚ

seria

GEOLOGIE-GEOGRAFIE

V

(1980 — 1982)

EXTRAS



PIATRA NEAMȚ

1986

PROBLEMA SUPRAFETELOR DE EROZIUNE (DE NIVELARE) DIN / CARPAȚII ORIENTALI.

IONIȚA ICHIM

A B S T R A C T

In the Eastern Carpathians we identified two regional surfaces of appianism, between paeogen and neogen age (Carpathian pedepain and Carpathian pediment) and local surfaces of appianism, developed in connection with local base level represented by river chanel in report of river order.

Condițiile de evoluție. În cercetările cu privire la suprafețele de eroziune (nivelare) aproape fără excepție, s-a plecat de la schema stabilită de Em. de Martonne (1907) în Carpații Meridionali, neevaluându-se întotdeauna particularitățile de evoluție ale Carpaților Orientali în raport cu celelalte mari unități carpatice din țara noastră. Acesta constituie unul dintre motivele pentru care, în prezent ne aflăm în fața unor rezultate, adesea contradictorii, inclusiv în folosirea unei nomenclaturi acordată pe considerente locale. Încercarea făcută de Gr. Posea și colab. (1974) de a restrânge și uniformiza această nomenclatură sub care sînt cunoscute local diferite suprafețe, nu a reușit să înlăture toate neajunsurile ce decurg din această stare de lucruri. Într-un fel, cauza este obiectivă: pentru a surprinde caracterul unitar al evoluției reliefului Carpaților Orientali românești în relație strînsă cu vorlandul și spațiul intracarpatic, autorii citați au acordat atenție principală *sensului morfogenetic* al suprafețelor; *sensul morfologic* al suprafețelor, respectiv prezența lor ca realități morfologice în relieful actual, a rămas subordonat, întrucîtva, celui morfogenetic pe care, majoritatea cercetătorilor anteriori l-au avut în vedere pentru spații restrînse. De aici decurge dificultatea racordării unor suprafețe care au avut extindere în întregul lanț carpatic, sau dimpotrivă se întîmplă că suprafețe locale, formate pe bazine hidrografice sînt menționate în contextul unor suprafețe cu dezvoltare regio-

nală. Iată de ce este nevoie de a prezenta câteva dintre condițiile morfostructurale și morfosculpturale specifice Carpaților Orientali în raport cu Carpații Meridionali și Munții Apuseni.

Din punct de vedere morfostructural, Carpații Orientali au o pregnantă zonalitate de la vest la est, în care se remarcă: a) prezența în partea centrală a unei mase cristaline cu acoperitură de sedimente mezozoice (cristalinul ocupă o suprafață cu mult mai mică decât în Carpații Meridionali), fracturată pe direcții predominant transversale, în horsturi și grabene; b) prezența celei mai întinse arii de roci sedimentare din regiunea muntoasă (aria flișului) prinsă în structuri cutate, în general, cute solzi (la nord de Suha Mică au o mare desime) și pînze de șariaj cu decolări de zeci de Km (în special la sud de valea Bistriței); structuri suprapuse pe un sistem de fracturi transversale și longitudinale ale fundamentului; c) prezența, în vest, a celei mai importante mase magmatice alpine din Carpați. Realizarea acestei zonalități a avut loc în procesul subducției Platformei Moldovenești, care după H. Stille (1953 cf. M. Bleahu, 1974) a început în cretacic, cînd Carpații Orientali erau „un arc insular, caracter tipic zonelor de subducție” (M. Bleahu, 1974). Punerea în loc a structurilor s-a făcut într-un proces de simultanietate al mișcărilor de înălțare cu cele de șariaj, produse — în concepția lui L. Ionesi (1971) — pe fracturi direcționale (corespunzătoare frunților pînzelor de șariaj), sub forma unei „translații” spre est. În acest fel, s-au asigurat anumite condiții de continuitate a evoluției unor morfosculpturi „peste” fazele de paroxism orogenic (I. Ichim, 1974, 1979).

Cronologic, realizarea eșafodajului morfostructural al Carpaților Orientali, exceptînd flișul transcarpatic, s-a făcut concomitent, de la vest la est (o dovedește vergența estică a cutilor) dar și dinspre nord spre sud (o dovedește vîrsta din ce în ce mai nouă a aceluiași unități structurale, spre sud, dar și contactul dintre orogen și vorland, orogenul șariind în nord peste sarmațianul inferior, apoi peste sarmațianul mijlociu și cel inferior, ca de la sud la latitudinea orașului Bacău să șarieze peste termeni ai pliocenului). În consecință, va trebui să înțelegem seama de acest aspect major în racordarea și paralelizarea vîrstelor unor suprafețe la scara întregului lanț carpatic. Despre influența tectonicii mai adăugăm că, în fazele paroxism structurale vechi au fost reactivale pe fracturi de fundament, inclusiv pe cele de tip transversal. Au avut loc basculări ale unor compartimente morfostructurale ce a determinat o diferențiere a altitudinilor în cadrul aceleiași suprafețe, nu numai de la un masiv la altul ci chiar în limitele unui singur masiv. De exemplu, R. Mayer (1932) și Th. Kräutner (1938) au presupus că bascula-

rea blocului Rodnei a dus la o înclinare spre sud a suprafețelor de eroziune. Un lucru este însă mai verosimil, și anume: ridicarea generală a cristalinelui Tisa-Ciuc a constituit principala cauză a deformării suprafețelor de eroziune în lungul Carpaților Orientali. Suprafețele mai vechi se află la înălțimi mai mari în nord, iar cele mai noi au înălțimile mai mari în partea de sud. Intr-un fel, există o „întretăiere în foarfecă” asemeni fenomenului de deformare a teraselor fluviale în zonele de contact morfotectonic. Evident, în cazul în care ne referim, fenomenul trebuie privit la o altă scară, deși extremitatea de nord-vest (cristalinul Preluca) face excepție, dată fiind situația de contact cu bazinul transilvan.

Pentru că uneori se exagerează la aprecierea rolului tectonicii în deformarea suprafețelor, reamintim și un aspect ce depășește ca interes cadrul regiunii, și anume: aprecierea raporturilor între eroziune și compensația izostatică⁴). Astfel, după desăvîrsirea pediplenei carpatice și pînă la începutul miocenului, grosimea depozitelor acumulate pe aria flișului ne permite să presupunem o coborîre generală a nivelului acestei pediplene cu 200 m pînă la circa 600 m, față de poziția ce o avea în faza finală de formare. Dacă ținem cont că aceste valori reprezintă circa 1/5 din eroziunea (în coloană sedimente) ce a fragmentat pediplena, este de înțeles că reconstituirea exclusiv pe criterii altitudinale a acestei suprafețe, trebuie privită cu multe rezerve. Același raționament este valabil și pentru alte suprafețe, mai ales că lipsa de masivitate a Carpaților Orientali, în raport cu alte masive muntoase de pe glob, nu a oferit condiții de conservare, în aria centrală, a suprafețelor mai vechi, fără să fie modificate radical de eroziune.

În sfîrșit, legat de specificitatea condițiilor geologice, sînt semnificative și diferențierile de altitudine pe care le impune alcătuirea litologică. Noi am calculat, pe baza analizei elementelor morfometrice ale văilor elementare de ordinul I și II că între complexul grezo-conglomeratic albian și stratele de Hangu este un coeficient de rezistență relativă la eroziune de circa 1,5 (I. Ichim, 1973).

În ceea ce privește specificitatea de evoluție morfosculturală, în contextul cercetării suprafețelor de eroziune sînt de reținut cîteva aspecte de bază:

⁴) A. Holmes (1945 cf. S. Schumm, 1977) a arătat că eroziunea unei coloane de 1200 m sedimente este compensată de circa 3/4 prin acumulare, în cazul de față egală cu circa 900 m ridicare. J. Gilluly (1949, citat tot de S. Schumm, 1977) arată, plecînd de la ideea lui Holmes, că între ritmul eroziunii și al peneplanării, ca urmare a compensației, este un raport de 1:5.

— În primul rând, pe flancul vestic al Carpaților Orientali, în tortonian există o rețea hidrografică viguroasă ce pătrunde până pe aria flișului în domeniul stratelor de Sinaia rețea care avut continuitate și în sarmațian, fiind dezorganizată de vulcanism (I. Ichim, 1979). În același timp, lipsa faciesurilor grosiere din tortonianul și bugloviaanul din Platforma Moldovenească dintre Siret și Moldova (Bica Ionesi, 1968) poate avea semnificația unui relief șters, cu o energie mică pe flancul estic, pentru că aceste faciesuri au fost depuse în imediata vecinătate a orogenului ce se află în plin proces de șariaj. Am făcut această remarcă întrucât mulți cercetători consideră că mișcările moldave au distrus tot ce s-ar mai fi putut păstra din fazele anterioare. O astfel de opinie, ar însemna de fapt negarea principiului continuității proceselor de diastrofism și celor de denudație, cu schimbarea periodică a raporturilor dintre ele (ajustate întotdeauna de compensația izostatică); mai mult, înseamnă acceptarea teoriei davisienne în latura sa exagerată.

— În al doilea rând, există o continuitate a traseelor principalelor artere hidrografice, pe actualele direcții din sarmațianul inferior, pentru Suceava, Moldova și poate Suha Bucovineană (N.Barbu, 1976); din sarmațianul mijlociu, pentru Bistrița, Ozana, Cracău, Cuejdiu (I. Donisă, 1965, 1968), Suha Mică, Râșca, Sabasa etc. (I. Ichim, 1979); din sarmațian pentru Trotuș, în cursul superior, și din pliocen pentru cursul mijlociu (I. Donisă și colab., 1973). În linii mari, în dacian, principalele râuri din regiunile de curbură (Buzău, Bîsca, până la Prahova) se instalează pe actualele trasee (M. Ielenicz, 1973). Prin urmare, începînd din sarmațianul inferior și pînă cel mai tîrziu în dacian, evoluția reliefului din Carpații Orientali a intrat sub controlul bazinelor locale de modelare cu continuitate în actual pe aceleași trasee. Acest aspect major nu poate fi ignorat în încercările de paralelizare sau racordare la unele nivele regionale, a suprafețelor cu dezvoltare locală, pe bazine hidrografice. Mai ales că în ultimul caz, raportarea altitudinilor se face în cote relative față de fundul actualelor văi (I. Ichim, 1974, 1979), punct de vedere care nu este nou, el a fost adoptat pentru Carpații polonezi de către M. Klimaszevski, (1948, 1965).

Concluzia generală a specificității condițiilor de evoluție a suprafețelor de eroziune în Carpații Orientali este diferențierea a două etape distincte: una, a formării *suprafețelor de eroziune cu extindere regională (suprafețe carpatice)* și o etapă a formării suprafețelor locale, pe bazine de diferite ordine. Cea de a doua etapă s-a instalat succesiv de la nord la sud cu

începere cel puțin din sarmatianul inferior și până în dacian, dar nu s-a terminat. Aceasta ne arată că începînd cu nivelele de relief din sarmatian, practic nu poate fi vorba de o sincronizare a vîrstei (în limitele aceleiași altitudini între Carpații Meridionali și cei Orientali). Deci caracterizarea extinderii suprafețelor sau nivelelor de relief trebuie făcută distinct pentru cele două etape.

a 1). *Suprafețele carpatice regionale* au avut o dezvoltare generală și sincronă în toți Carpații. În formarea și etalarea lor în altitudine, efectul bazelor locale de modelare (cu continuitate în actual) nu este semnificativ. În acest sens, din cercetările de pînă acum rezultă că se poate vorbi de trei nivele de suprafețe în Carpații Orientali, unul socotit sincron cu „Platforma Borăscu” și două, considerate corespondente ale „Platformei Rîul Șes” cu cele două nivele. Încercarea de a găsi echivalent și suprafeței Gornovița în toți Carpații Orientali, indiferent sub ce nume, se justifică cel mult în regiunea de curbură. Mai la nord, arterele hidrografice (Suceava, Moldova, Bistrița etc.), în timpul formării aceste suprafețe, deja impuseseră o autonomie a evoluției pe bazine hidrografice, ceea ce determina și o coborîre generală a interfluviiilor, îndeosebi pe arla flișului, sub același control al bazelor locale.

Cea mai veche *suprafață carpatică regională*, care se păstrează ca realitate în morfologia actuală, este în Munții Rodnei, la 1800-2000 m, menționat mai întîi de R. Mayer (1932), apoi de A. Nordon (1933), iar T. Morariu (1937) îi dă denumirea de „platforma Nedeilor”. I. Sîrcu (1961, 1978) contestă prezența acestei suprafețe dar este reconsiderată de P. Cotet (1973 și apoi de Gr. Posea și colab. (1974) ca echivalentă a suprafeței Borăscu, ca mărturie a *pediplenei carpatice*. Ca suprafață exhumată se întîlnește în masivul Preluca, la circa 800 m, menționată prima dată de A. Nordon (1933) care a considerat-o preocenă și cercetată în detaliu de Gr. Posea (1962) care-i stabilește corespondenți în toți Carpații. Cu privire la vîrstă, cel mai mult o consideră preocenă sau danian-paleocenă (Gr. Posea și colab. (1974), sau chiar cretacică (P. Cotet, 1973). Credem că depozitele danian-paleocene, constituite din argile roșii-vișinii, ce apar în valea Iodisorului (în apropiere de Muntele Tibles) și la Polana Botizei ar putea fi considerate corelativul acestui suprafețe. Nu este exclus ca această suprafață exhumată să fie prezentă și în alte masive cristaline (în munții: Maramureșului, Bistriței, Giurgeului). Poziția altitudinală mai coborîtă, dar mai ales lipsa unor raporturi clare cu depozitele corelative, nu a permis pînă acum să se avanseze o astfel de ipoteză. În ceea ce privește geneza, cele mai multe argumente despre condițiile

morfoclimatice, nu numai pentru teritoriul țării noastre, ci de pe cuprinsul întregului sistem carpatic (Gh. Pop, 1962; V. Sînțin, 1967) conduc la acceptarea ideii că pediplanația a fost procesul principal (P. Coteț, 1973; Gr. Posea și colab., 1974).

Cea de a doua *suprafață carpatică regională* ce poate fi identificată și în Carpații Orientali a fost menționată în Munții Rodnei de R. Mayer (1932) ca suprafață miocen-superioară; de A. Nordon (1933) ca suprafață preburdigaliană, iar T. Morariu (1937) îi consacră numele de „Platforma Bătrîna”. Ulterior a fost menționată și în alte masive muntoase: în Munții Bistriței, „Platforma Ciungilor” (M. David, 1949); în Munții Maramureșului, „Suprafața Cerbului” (I. Sîrcu, 1961, 1971); în Munții Lăpușului, „suprafața pretortoniană” (Gr. Posea, 1962); în Munții Ciucaș, „Suprafața Chirușca” (M. Ielenicz 1973) etc. Gr. Posea și colab. (1974) au propus unificarea acestei nomenclaturi în denumirea „Suprafața Plaiurilor I”, pe care o socotesc ca o treaptă corespunzătoare „Suprafeței Rîul Șes 1”, pentru care generalizează vîrsta pretortoniană din Țara Lăpușului. Cu privire la vîrstă sînt și alte puncte de vedere. Cercetările făcute de I. Sîrcu (1961) și N. Barbu (1976), pornind de la ideea că faza moldavă a distrus morfosculiturile anterioare, o consideră de vîrstă sarmatian. Se pare însă că precizările făcute de M. David (1949) cu privire la datarea helvețian a acestei suprafețe, sînt susținute de cercetări mai recente asupra depozitelor corelate. Astfel, P. Polonic și Gabriela Polonic (1967) arată că depozitele de molasă indică realizarea (în helvețian) a unei suprafețe apropiată de aspectul unei penepene, oricum cu o energie mică a reliefului, fragmentată spre sfîrșitul helvețianului. Prin urmare, vîrsta pretortoniană este mai plauzibilă. Altitudinea la care este dată această suprafață este de 1600-1800 m în M. Rodnei; 1600-1800 m în M. Maramureșului; 1500-1700 m în Obcina Lucina; 1500-1600 m în Masivul Giurgeului; 1600-1700 m în M. Hășmaș; 1600-1700 m în regiunea de curbură etc. Cu puține excepții resturile acestei suprafețe (lipsită de scoartă de alterare) se află în prezent în domeniul solurilor alpine. În ultima parte a Cuaternarului a fost inclusă în întregime etajului gelifracției, încît astăzi, în multe cazuri este acoperită de cîmpuri de blocuri pe care s-a dezvoltat un strat strat de sol.

Există și o a treia suprafață ce poate fi socotită ca avînd o extindere regională, dar prezenta ei ca realitate morfologică, excipînd cîteva situații, nu se evidențiază predominant. În general, această suprafață a fost identificată prin recordarea unor culmi larg rotunjite în toți Carpații Orientali și denumită de A. Nor-

don (1933) ca „suprafața de eroziune sarmațiană”. Local a fost denumit: „Suprafața plaiurilor înalte” (N. Rădulescu, 1937); „Suprafața Poiana Mărului”, în Perșani (N. Orghidan, 1939) „Suprafața Bida” în Munții Bistriței, la 1530-1400 m (M. David, 1949); „Nivelul Zimbroida”, în Munții Bîrgău, la 1400 m (I. Sîrcu, 1957); „Suprafața Mestecăniș” la 1300-1400 m de I. Sîrcu (1961) și N. Barbu (1976); „Suprafața Țării Lăpușului” la circa 600 m (Gr. Posea, 1962); „Suprafața Sbolna Frumoasă”, la 1750 m, în Munții Vrancei (V. Tufescu, 1972); „Suprafața Podu Calului” în regiunea de curbură la 1300-1500 m (M. Ilencz, 1973) etc. Iar pe bordura vestică a Carpaților Orientali, respectiv în Subcarpații Transilvăneni, este menționată ca „Suprafața de nivelare peritranșilvană”, la circa 1000-1200 m, de vîrstă sarmațiană mediu (I. Mac, 1973).

Observăm din cele prezentate că există o nomenclură extrem de variată, că există o mare diversitate de altitudini, pe o diferență de nivel de cca 800 m. că vîrsta este menționată în intervalul dintre sarmațian și pliocen superior (I. Sîrcu, 1978, socotește „Suprafața Rotunda” din Munții Rodnei, ca vîrstă, chiar în willafranchian). Gr. Posea și colab., 1974) au propus includerea acestor suprafețe în nivelul „Plaiurilor II”. Diferențele de altitudine sînt puse pe seama tectonicii, a diferențelor de litologie, cu toate că argumentele rămîn la modul general, fără exemplificări de natură cantitativă. Nu trebuie însă neglijat faptul că suprafețele de nivel converg spre nord, unde trec în suprafețe de eroziune locală (reamintim că principalele riuri, cel puțin de la nord de Trotuș, își organizaseră o evoluție autonomă, pe bazine, funcție de bazele locale de modelare).

Referitor la vîrstă sînt cunoscute o serie de controverse „Platforma Rîul Șes”, pe un interval de timp ce cuprinde miocenul și pliocenul. Paradoxal, dar aproape toți autorii au dreptate într-o mare măsură în datările menționate. Iată de ce: în datarea vîrstei suprafețelor, așa cum atrage atenția L.C. King (1967), (citindu-l pe Cahen, 1954) se disting în mod obligatoriu trei vîrste, o *vîrstă locală* (stabilită în unul din punctele suprafeței) o *vîrstă inițială* (se referă la începutul formării suprafeței) și o *vîrstă terminală* (se referă la desăvîrșirea suprafeței sau întreruperea evoluției ca suprafață de nivelare). În cazul nostru, în contextul continuității condițiilor morfoclimatice în intervalul mio-pliocen, este clar că cele două trepte de relief fac parte din același complex morfogenetic, ca o suprafață nedesăvîrșită de tip pediment, suprafață pe care o denumim *pedimentul carpatic*. Evoluția acestei suprafețe s-a individualizat pe masive cu regim morfotectonic diferențiat, iar din sarmațianul

inferior (cel puțin în nordul Carpaților Orientali) și pe bazine hidrografice. Din aceste cauze, racordarea pe spații întinse a acestui nivel, la aceleași altitudini, este extrem de dificilă. Vîrsta inițială este foarte probabil miocen inferior, respectiv aquitanian, interval de timp cînd aridizarea climatului s-a impus inclusiv în formarea celor mai importante depozite de evaporite. Pe uscat, acestei etape i-au corespuns intense procese de pedimentare, pe gradientii locali din jurul marilor pediplenei carpatice. Mișcările tectonice au introdus anumite discontinuități dinamice, dar un efect major în evoluția acestei suprafețe l-a avut pragul de accentuare a pluviozității din sarmațianul inferior. Aceasta a fost principală cauză a detașării celor două importante nivele (a doua și a treia suprafață carpatică regională) pe fondul dezvoltării pedimentului, căci ulterior, îndeosebi în pliocen, condițiile de pedimentare au revenit, nu cu aceeași intensitate, dar au continuat să aibă un rol important în modelarea reliefului pe gradientii impuși de adîncirea rețelei hidrografice. S-au format pedimentele de vale cu instalarea definitivă a principalelor artere hidrografice, practic nu mai putem vorbi de continuarea evoluției pedimentului carpatic. Poate că la nord de valea Bistriței, dar și în bazinul Tarcăului și Bîcazului rîurile de ordinul IV—VI să se fi adîncit în acest pediment cu înclinare generală spre bordura Carpaților și spre axul principalelor văi. Este doar o presupunere, căci respectivele rețele hidrografice au dus la o coborîre generală a acestor suprafețe, încît raportarea lor actuală trebuie făcută în altitudini relative față de fundul văilor, pe ordine de mărime.

a) *Suprafața de eroziune locale*

Cu instalarea rețelei hidrografice ale cărei direcții de drenaj s-au menținut în linii mari, pînă astăzi, a început etapa formării suprafețelor locale de eroziune, ceea ce corespunde anumitelor nivele de vale în sens Gr. Posea și colab. (1974); dar aceasta numai ca sens de evoluție și nu ca vîrstă, vîrsta lor fiind în raport cu ordinul de mărime al rețelei hidrografice și vechimea acestora.

Noi am diferențiat în Munții Stînișoara, unde am aprofundat studiul acestor nivele locale, două nivele interfluviiale (pe ordine de mărime) și un nivel al interfluviului Moldova—Bistrița cu înălțimi relative de 550—650 m față de fundul Bistriței și 600—750 m față de Moldova. Abaterile de circa 100—150 m față de menținerea aproape constantă a altitudinii acestui nivel în tot lungul său (între vf. Bălsescu și Muntele Vărătec), sînt date, în sens pozitiv, de rocile mai dure, iar în sens negativ, de înșeuările de obîrșle (I. Ichim, 1974, 1979). Se mai diferențiază

un al doilea nivel, cel al interfluviilor ce separă văile de ordinul IV—V, situat la 300—400 m alt. relativă Ambele nivele, în cazul Munților Stînișoarei sînt sarmatiene și au avut ca nivel general de început al evoluției, suprafața pedimentului carpatic.

Situații asemănătoare pot fi reconstituite și la sud de valea Bistriței, pregnant exprimate în bazinul râului Tarcău. Mai în sud se trece în nivelul de cote absolute ce corespunde „Platformei Predealului” pe care a delimitat-o G. Vîlsan (1939) și considerată cu mult timp mai înainte de A. Nordon (1933) ca fiind generală în toți Carpații Orientali la 900-1000 m, în plus arăta-se că spre axul carpatic altitudinea acestei suprafețe se ridică la 1400 m. Raportînd acest nivel la cote relative față de fundul văilor constatăm că presupusa deformare „dispare”. Este o dovadă că și în acest caz, deci inclusiv în domeniul nivelului Gornovița (echivalentul din Carpații Orientali) ne aflăm în limitele suprafețelor locale de eroziune, care înspre curbura sînt mai noi, în general pliocene.

Nivelul glacisurilor de vale este situat sub nivelul interfluviilor mai mari de ordinul III. În prezent, acest nivel este fragmentat într-o succesiune de umeri de vale, prin a căror recordare, în profil longitudinal al versanților, se obține în întregime linia topografică a nivelului original (I. Ichim, 1974; 1979). Ca și în cazul nivelelor locale interfluviale, noi am cercetat în detaliu situația acestui nivel de glacisuri în M. Stînișoara și am extins observațiile în Munții Maramureșului, Bîrgăului, Tarcăului, Vrancei și Gîrbovei. Concluzia la care am ajuns este că baza acestui glacis se află la circa 120—140 m alt. relativă, iar partea superioară pînă la 400—500 m, aici incluzîndu-se cele două nivele de umeri de vale, generalizate de Gr. Posea și colab., (1974), precum și „nivelul Moldovița” delimitat de N. Barbu (1976) în Obcinilele Bucovinei, dar și pedimentului pliocen-superior menționat de I. Mac (1973) și bordura vestică a Carpaților Orientali.

Reconstituirea în acesată manieră a nivelului glacisurilor de vale „rezolvă”, după părerea noastră, în limitele condițiilor morfo-climatice proprii pliocenului, așa-numita lipsă a unor suprafețe generalizate în toți Carpații, precum și „lipsa” depozitelor corelative ale acestei etape, din fața Carpaților și Subcarpaților de la nord de Trotuș, căci în depozite de terasă nu sînt, întrucît terasa cea mai înaltă din Depresiunea Cracău Bistrița, reprezintă pe anumite sectoare interfluviul, și este acumulată direct peste depozitele sarmatianului mijlociu. Or, între vîrsta pliocen-superior a acestei terase și termenul de retragere a țărmlui sarmatic este o lungă perioadă.

Ramificarea ortogonală a rețelei de văi elementare, în raport cu gradientul glacisurilor, a determinat apariția de înșeuări la obârșia văilor de ordinul I, care prin conjugarea lor de pe cele două suprafețe opuse ale versanților, a dus la detașarea de umeri (I. Ichim, 1974, 1979). Aplicînd acest raționament al fragmentării glacisurilor se înlătură erorile ce decurg în mod „obiectiv“ din neracordarea altitudinală în cote absolute a unor nivele de umeri de vale. Acești umeri fac parte din aceeași suprafață morfogenetică (glacisul de vale), iar formarea lor pe întreaga diferență de nivel a unui glacis, a putut avea loc simultan (I. Ichim, 1979). Ca o concluzie: formarea glacisurilor de vale a avut loc în pliocenul mediu-pliocenul superior, cînd în întregul șir al Carpaților au avut loc astfel de procese, așa cum au menționat pentru Carpații polonezi M. Klimaszewski (1965) și L. Starkel (1965); pentru Carpații de pe teritoriul Cehoslovaciei (M. Luknic, 1965), pe teritoriul Ungariei (Z. Pinczes, 1970) etc, iar spațiul montan de pe teritoriul țării noastre nu putea face excepție. Fragmentarea acestor glaciesuri a avut loc în Cuaternar, concretizîndu-se în formarea unei succesiuni de umeri de vale, pe nivele relative distincte (în unele cazuri) dar de aceeași vîrstă.

B I B L I O G R A F I E

- BARBU, N. (1976), **Obcîinle Bucovinei**, Ed. șt. encicloped., București.
- COTET, P. (1973) **Geomorfologia României**, Ed. tehnică, București.
- DAVID, M., (1954), **Evoulția reliefului din Basivul Bistriței Moldovenesti**, DONISA, I., (1965), **Aspecte din evoluția văii Bistriței. Faza prepliocenică.** Anal. Univ. „A.I. Cuza“ din Iași, Secțiunea a II-a, b. geol-geografie, vol. X.
- DONISA, I. (1968), **Geomorfologia văii Bistriței**, Ed. Acad. R.S.R. București.
- DONISA, I. N. BARBU, L. IONESI (1973) **„Etapete evoluției rețelei hidrografice din Carpații Orientali, în Realizări în Geografia Românească**, Ed. șt. București.
- ICHIM, I., (1973) **Rôle de la structure et de la lithologie dans la morphologie des vallées des Monts Stnișoara**, Stud., Geomorpho-Carpatho-Balcanica, vol. VII., Krakowia.
- ICHIM, I. (1974), **Problema nivelelor de relief din Munții Stnișoara**, Studia Universitatîs „Babeș-Bolyai“ series Geographia, F.2 Cluj.
- ICHIM, I., (1979), **Munții Stnișoara. Studiu geomorfologic**, Ed. Acad. R.S.R., București.

- IELENICZ, M., (1973), Aspecte privind evoluția Carpaților de curbură în „Realizări în Geografia Românească”, Ed. șt., București.
- IONESI, BICA (1968), Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei, Ed., Acad., R.S.R., București.
- IONESI, I., (1971), Fișul paleogen din bazinul văii Moldovei, Ed., Acad., R.S.R., București.
- KING, L., C., (1967), Morphology of the earth, Second edition, Oliver and Boyd, Edinburg and London.
- KLIMASZEWSKI, M., (1965), Développement géomorphologique des Carpates Occidentales polonaises, Geogr., Polonica, nr. 9., Warsaw.
- TH., KRAUTNER, (1938), Das Kristaline Massiv von Rodna (Ost-Karpathen), An., Inst. geol., Rom., vol. XIX, București.
- LUKNIC, M., (1965), Les vestiges des surfaces d'aplanissement dans les Carpates Occidentales, Geogr., Polonica, nr. 9., Warsaw.
- MAC, I., (1973), Subcarpații transilvăneni dintre Mureș și Olt, Ed., Acad., R.S.R., București.
- MARTONNE, EMM., (1907), Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie, Paris.
- MAYER, R., (1932), Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpathen, An., Inst. geol., vol. XVIII, București.
- MORARIU, T., (1937), Viața pastorală în Munții Rodnei, Șt., și cercet. geogr., vol. II, București.
- NORDON, A., (1931), Resultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpates Orientales Roumaines, C.R. Congr., Intern., géogr., t. II, f. 1, Paris.
- ORGHIDAN, N., (1939), Observații morfologice de partea ardelenă a Munților Vrancei, în Bul. soc., geogr., t. LVIII.
- PINCZES, Z., (1970), Planated surfaces and pediments of the Bukk Mountains, în Problems of relief Flanation, Akademia Kiado, Budapest.
- POLONIC, P., GABRIELĂ POLONIC (1967), Miocenul subcarpatic dintre valea Sucevei și valea Cracăului, D.S. Com., Geol., LII, București.
- POF, GH., (1962), Istoria morfogenetică a vechii suprafețe de eroziune Fărcaș din Munții Gilăului (Munții Apuseni), St., Univ. „Babeș-Bolyai”, series Geographia, VII, f. 1, Cluj.
- POSEA, GR., (1962), „Țara Lăpușului”, Ed. șt. București.
- POSEA, GR., N. POPESCU. M., IELENICZ (1974), Relieful României, Ed. șt., București.
- RĂDULESCU, N., (1937), Țara Vrancei. Geografie fizică și umană, București.
- SCHUMM, S., (1977), The fluvial system, John Wiley and Sons. New York, London, Sydney, Toronto.
- SINTIN, V., (1967), Uvedenie v paleoclimatologii, Nedra, Leningrad
- SIRCU, I., (1957), Cîteva aspecte de geomorfologie din Munții Bîrgăului, Probleme de geografie, vol. IV, Ed. Academiei, R.S.R., București.
- SIRCU, I., (1961), Contribuții la studiul suprafețelor de nivelare din partea nordică a Carpaților Orientali românești, Anal., șt. Univ., „Al. I. Cuza”, Iasi, seria a II-a, t. VII, f.1.
- SIRCU, I. (1971), Geografia fizică a R.S.P., Ed. didact. și ped., București.
- SIRCU, I. (1978), Munții Rodnei, Ed. Acad., R.S.R., București.
- TUFESCU, V., (1972), Nivele de aplatizare a reliefului la Curbura Carpaților, sept., 1970, București.
- VÎLSAN, G., (1939), Morfologia văii superioare a Prahovei și a regiunilor vecine, în Bull. Soc., rom., geogr., t. LVIII, București.