

COMITÉ D'ETAT POUR LA GÉOLOGIE  
INSTITUT GÉOLOGIQUE  
ÉTUDES TECHNIQUES ET ÉCONOMIQUES

---

SÉRIE C

*Pédologie*

Nr. 16

# ÉTUDES PÉDOLOGIQUES

VI

BUCAREST

1970



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL GEOLOGIC  
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

---

SERIA C

*Pedologie*

Nr. 16

---

# STUDII PEDOLOGICE

VI

BUCUREŞTI

1970



Institutul Geologic al României

## C O N T E N U

### (Résumés)

	Page
<b>N. Cernescu</b> , Vie et oeuvre (oraisons funébres — 28 IV 1967) . . . . .	7
<b>M. Popovăț</b> , M. Opris. Étude micromorphologique des sols. Aspects micromorphologiques des processus argilo-illuviaux dans les sols lessivés . . . . .	39
<b>N. Florea</b> . Méthode pour comparer les données de l'analyse chimique des eaux phréatiques afin de les classifier et de les interpréter au point de vue pédologique . . . . .	75
<b>M. Spirescu</b> . Loesse und fossile Böden . . . . .	120
<b>A na Conea</b> . Matériaux originaux et sols enfouis de la Plaine de Burnas . . . . .	152
<b>H. Asvadurov, Al. Z. Manea, P. Vasilescu</b> . Matériau originel et genèse d'un certain sol lessivé de Culmea Virful Codrului . . . . .	183
<b>M. Buza, P. Ghinea, Angela Teodorescu</b> . Sols des terrasses du Danube entre Turnu Măgurele et Giurgiu . . . . .	202
<b>Marcela Neacșu, Maria Constantinescu, Elena Bugeag</b> . Les sols des collines de piémont situées au N des Monts de Plopiș . . . . .	231
<b>Camelia Rapaport, Angela Popovăț</b> . Étude pédo- géographique dans les Subcarpates du Buzău (bassin de la rivière Bălăneasa) . . . . .	259
<b>Ruxandra Atanasescu, V. Bălăceanu, M. Cicotti, Adriana Conescu, Elena Găță, Evdochia Pușcaru-Soroceanu, M. Spirescu</b> . Contributions à l'étude des sols des prés alpins et subalpins des Monts de Făgăraș . . . . .	297
<b>N. Florea, M. Cicotti</b> . Humus des sols châtaignes de steppe . . . . .	310
<b>M. Spirescu, Ștefana Roman, Al. Bălăceanu, P. Vasilescu</b> . Relations chronologiques entre les dépôts de couverture de Pintenul Măgurii et des terrasses de la Prahova . . . . .	334
<b>N. Florea</b> . La plaine à soucoupes, un stade dans l'évolution des plaines loessiques . . . . .	353



## C U P R I N S

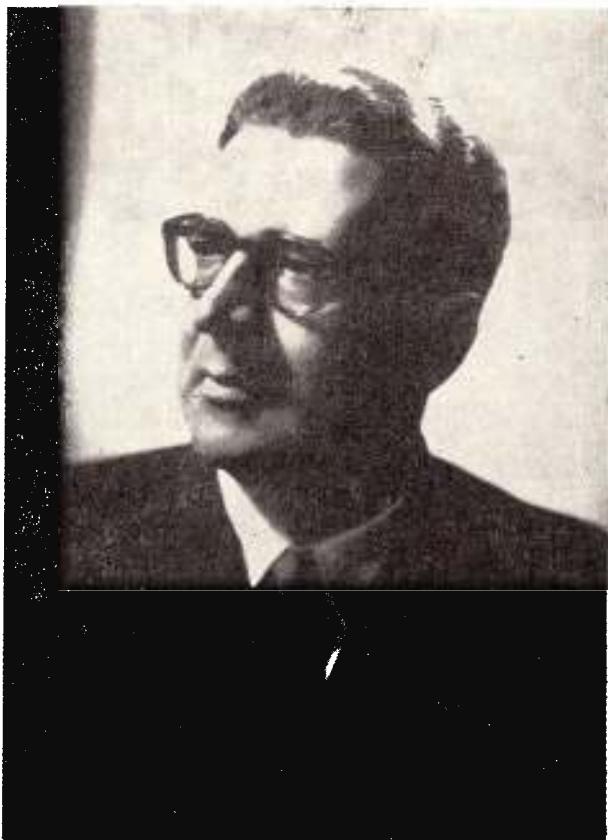
Pag.

N. Cernescu   Viața și opera (cuvântări rostite la adunarea de doliu din 28 aprilie 1967) . . . . .	7
M. Popovăț   M. Opriș. Cercetarea micromorfologică a solurilor. Aspecte micromorfologice ale proceselor argilo-iluviale în solurile silvestre podzolice . . . . .	27
N. Florea. Metodă de prelucrare a datelor analizei chimice a apelor freatici în vederea clasificării și interpretării lor din punct de vedere pedologic . . . . .	43
M. Spirescu. Loessuri și soluri fosile . . . . .	79
Ana Conea. Materiale parentale și soluri fosile în cîmpia Burnasului . . . . .	129
H. Asvadurov, Al. Z. Manea, P. Vasilescu. Materialul parental și geneza unui sol acid din Culmea Virful Codrului. . . . .	155
M. Buza, P. Ghinea, Angela Teodorescu. Solurile teraselor Dună- rii între Turnu Magurele și Giurgiu . . . . .	185
Marcela Neacșu, Maria Constantinescu, Elena Bugaag. Solurile colinelor piemontane de la nordul munților Plopiș . . . . .	205
Camelia Rapaport, Angela Popovăț. Studii pedo-geografice în Subcarpații Buzăului (bazinul rîului Bălăneasa) . . . . .	237
Ruxandra Atanasescu, V. Bălăceanu, M. Cicotti, Adriana Conescu,   Elena Găță   Evdochia Pușcaru- Soroceanu, M. Spirescu. Contribuții la studiul solurilor pajiștilor alpine și subalpine din munții Făgărașului . . . . .	263
N. Florea, M. Cicotti. Humusul în solurile bălăne . . . . .	303
M. Spirescu, Ștefana Roman, Al. Bălăceanu, P. Vasilescu. Relații cronologice între depozitele de acoperire ale Pintenului Mă- gurii și terasele Prahovei . . . . .	313
N. Florea. Cîmpia cu crovuri, un stadiu de evoluție al cîmpilor loessice . . . . .	339





Institutul Geologic al României



ACAD. PROF. N. C. CERNESCU

(1904 – 1967)



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Acad. Prof. N. C. CERNESCU  
(1904—1967)

În ziua de 26 aprilie 1967, Institutul Geologic a pierdut pe unul din cei mai vechi și mai distinși membri ai săi : acad. prof. N. C. Cernescu, șeful secției de hărți pedologice.

La mitingul de doliu din ziua de 28 aprilie, Conducerea Academiei R.S. România, a Comitetului de Stat al Geologiei, a Institutului Geologic, oameni de știință, colaboratori și studenți ai săi și-au exprimat adîncă lor durere și au elogiat activitatea deosebită pe care a desfășurat-o timp de 4 decenii în domeniul pedologiei savantul N. C. Cernescu, reprezentant de seamă al științei românești și mondiale. Ca un pios omagiu adus celui dispărut, reproducem în paginile ce urmează cuvîntările rostite.

---

Aead. STEFAN MILCU, VICEPREȘEDINTE AL ACADEMIEI R.S. ROMÂNIA, ÎN NUMELE PREZIDIULUI ACADEMIEI R.S. ROMÂNIA

Știința românească a suferit o mare pierdere prin dispariția lui Nicolae Cernescu, eminent savant și profesor, distins membru al Academiei R.S. România.

Unanim recunoscut ca un mare învățat în știința solului, academicianul Nicolae Cernescu a adus, prin îndelungata sa activitate științifică, o contribuție de mare importanță la progresul pedologiei în țara noastră.

Ales membru al Academiei R.S. România în anul 1955, a desfășurat în Secția de biologie și științe agricole și ulterior în Secția de științe agricole, o activitate competentă și devotată pentru buna desfășurare a muncii organizatorice și științifice în aceste unități.



Ales președinte al Secției de științe agricole și silvice în 1966, a condus cu prestigiu activitatea complexă în această secție.

Ca membru al Prezidiului Academiei R.S. România, a reprezentat științele agricole și a servit buna rezolvare a problemelor puse la nivelul conducerii acestei înalte instituții.

În numele Prezidiului Academiei R.S. România, permiteți-mi să aduc regretul nostru pentru trecerea din viață a colegului academician Nicolae Cernescu și să transmit îndureratei sale familii condoleanțe pentru ireparabila pierdere ce a suferit-o.

**Prof. VIRGIL IANOVICI, MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.S. ROMÂNIA,  
ÎN NUMELE CONDUCERII COMITETULUI DE STAT AL GEOLOGIEI**

Ne-am adunat pentru a aduce un ultim omagiu academicianului Nicolae Cernescu, savant cu renume în știință, dispărut prematur dintre noi.

Activitatea academicianului Nicolae Cernescu pe plan național și internațional este extrem de vastă și de variată, ca și activitatea sa științifică.

Din 1929, Nicolae Cernescu a fost membru al Societății Internaționale de Știință Solului și a activat ca membru al Societății naționale române, îndeplinind funcția de secretar în perioada 1935–1948. Din 1962 a devenit vicepreședinte al Societății naționale române pentru știința solului.

Academicianul Nicolae Cernescu a participat ca delegat oficial al țării sau ca invitat al diferitelor societăți de știință solului sau academii de peste hotare la diferite conferințe, simpozioane sau congrese internaționale; a făcut de asemenea parte din diferite organisme operative de lucru pentru rezolvarea unor probleme științifice care necesitau o colaborare internațională. Peste tot a reprezentat cu cinste țara și știința pedologică românească, aducînd contribuții foarte prețioase la apropierea diferitelor puncte de vedere ale specialiștilor din diferite țări și la soluționarea problemelor celor mai dificile.

Ca reprezentant al țării a participat la conferințe internaționale de chimie și cartografia solurilor la Budapesta în 1929, la Viena în 1937, la Helsinki în 1939 și la congresele internaționale de știință solului de la Paris în 1956 și de la Madison în 1960.



Ca invitat al unor instituții de peste hotare a participat la simpozioane sau conferințe la Budapesta în 1955, la Viena în 1957, la Moscova în 1957 și 1958, la Berlin în 1957 și în 1959, în Polonia în anul 1960.

În anul 1958 a organizat și condus Conferința națională de pedologie, având ca obiectiv corelarea solurilor din Sud-Estul Europei, conferință la care au participat numeroși delegați străini. Lucrările acestei conferințe au fost publicate într-un volum de editarea căruia s-a ocupat îndeaproape.

La cel de al 7-lea Congres internațional de știința solului (1960) a susținut cu succes propunerea Academiei noastre, ca cel de al 8-lea Congres internațional al Societății Internaționale de Știința Solului să aibă loc în România în anul 1964. Cu acest prilej a fost ales președinte al Societății Internaționale de Știința Solului pentru perioada 1960–1964, pînă la moartea sa fiind „past-president” (fost președinte). În calitate de președinte al Societății Internaționale de Știința Solului a organizat lucrările celui de al 8-lea Congres internațional al științei solului, ținut la București în 1964.

În afara de activitatea legată de editarea lucrărilor științifice prezentate de participanții la Congres, academicianul Nicolae Cernescu a condus personal redactarea și publicarea ghidurilor excursiilor științifice organizate pe teritoriul țării noastre și a hărții solurilor României la scara 1 : 1 000 000. Valoarea științifică a acestor lucrări a fost subliniată de nenumărate ori atât la Congres, cât și la diferite întâlniri internaționale din străinătate de după Congres. Ghidurile excursiei au fost alcătuite într-o concepție originală, personală, care a urmărit să prezinte participanților nu numai o imagine de ansamblu asupra solurilor țării, ci și o imagine mult mai cuprinzătoare asupra cadrului natural, economiei și progreselor realizate în țara noastră.

Prin munca perseverentă și neîntreruptă depusă pentru buna reușită a Congresului, academicianul Nicolae Cernescu a contribuit substanțial la ridicarea prestigiului pe plan internațional al științei solului din România.

În 1957 a fost ales membru al Comitetului de redacție a hărții solurilor Europei de Est la scara 1 : 2 500 000. În această calitate a luat parte la o serie de consfătuiri și excursii la Moscova, Praga, Budapesta și Sofia (1959–1963), contribuind la întocmirea legendei și asamblarea datelor.

Concomitent cu elaborarea hărții solurilor Europei de Est, s-a lucrat de către un alt colectiv de specialiști la redactarea hărții solurilor Europei de Vest. Pentru corelarea celor două hărți au fost organizate excursii științifice în diferite țări, la care academicianul Nicolae Cernescu



a dus o muncă susținută pentru apropierea punctelor de vedere ce stau la baza concepției întocmirii celor două hărți.

În anul 1963 a fost ales membru corespondent al Academiei de Științe Agricole din R.D. Germană.

În 1964 a fost constituit Comitetul de raportori care urmează să întocmească harta solurilor Europei la scara 1 : 1 000 000. În acest comitet a fost desemnat ca membru de către Comisia europeană de agricultură și academicianul Nicolae Cernescu, care a primit sarcina să întocmească harta solurilor pentru sud-estul Europei. În această calitate, a luat parte la consfătuirile de la Florența în 1964 și Bonn în 1965.

Ca membru al Comitetului de experți pentru corelarea solurilor, în legătură cu proiectul F.A.O. — U.N.E.S.C.O. al hărții mondiale a solurilor, a participat în 1966 la Seminarul internațional organizat la Moscova, luând parte la dezbatările privind precizarea unui sistem internațional de clasificare și nomenclatură a solurilor.

În 1965, ca o încununare a activității și ca o recunoaștere a competenței sale științifice multilaterale, a fost ales membru al Comitetului consultativ pentru aplicarea științei și tehnicii la dezvoltare, de pe lângă Consiliul economic și social (E.C.O.S.O.C.) al O.N.U. În acest comitet au fost cooptați numai 18 savanți din lume, care formează grupul de consulanți în probleme de știință și tehnică al Secretarului general al O.N.U. În această calitate a participat la mai multe sesiuni ținute în diferite orașe (New-York, Geneva, Paris, Roma). La ultimele sesiuni a condus lucrările Biroului de lucru pentru resursele naturale și a susținut raportul asupra resurselor naturale ale solurilor globului.

În ultimul deceniu, se observă pe plan internațional tendința unei colaborări din ce în ce mai strânsă între specialiștii din diferite țări, în cadrul a diferite manifestări științifice sau prin elaborarea unor lucrări de sinteză la nivel mondial sau continental, organizate sub egida UNESCO. La realizarea unei colaborări în acest domeniu, la apropierea punctelor de vedere și la găsirea soluțiilor celor mai potrivite, academicianul Nicolae Cernescu a adus o contribuție substanțială. Prin acest aport numele său va rămâne înscris printre pionierii și organizatorii acestor lucrări de colaborare internațională și va reprezenta una dintre figurile cele mai proeminente ale științei solului din lume.

Această recunoaștere a valorii și a personalității academicianului Nicolae Cernescu pe plan național și internațional, realizările sale pentru știința românească, să constituie o cădă slabă mîngiere pentru familia sa. Cei care l-au cunoscut și l-au apreciat îi vor păstra o amintire neștearsă.



**Prof. EUGEN RĂDULESCU, MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI R.S. ROMÂNIA,  
DIN PARTEA SECȚIEI DE ȘTIINȚE AGRICOLE ȘI SILVICE A ACADEMIEI  
R.S. ROMÂNIA ȘI A INSTITUTULUI AGRONOMIC „N. BĂLCESCU”**

Știința românească pierde astăzi pe unul dintre cei mai credincioși și mai vrednici slujitori ai ei, pe academicianul profesor Nicolae Cernescu, eminent specialist în domeniul științei solului. Secția de științe agricole și silvice a Academiei pierde pe președintele ei, în plină putere creatoare; Ministerul Învățământului și Institutul agronomic „N. Bălcescu” pe unul dintre cei mai distinși profesori.

Academicianul Nicolae Cernescu a făcut parte dintr-acei oameni de știință, care și-au închinat viața și activitatea didactică și științifică cercetărilor fundamentale în slujba agriculturii, formării de cadre de specialiști necesari dezvoltării științei și producției agricole.

Pasiunea sa pentru procesele intime ce se petrec în sol, curiozitatea sa științifică, l-au îndemnat continuu spre realizări care, de-a lungul anilor, s-au cristalizat în opere de mare valoare științifică, care i-au creat un prestigiu și o reputație mondială. Spiritul său întreprinzător, de mare profunzime și exigență științifică, și-a găsit un cîmp larg de activitate în organizarea și îndrumarea catedrei de pedologie din Institutul agronomic „N. Bălcescu”, a Colectivului de pedologie al Academiei, a Secției de pedologie din Institutul geologic, în formarea tinerilor care au îmbrățișat nobila profesiune de agronom, în formarea cercetătorilor pedologi.

În disciplina pe care a îmbrățișat-o de la începutul carierei sale, a inițiat noi direcții de cercetare, a creat o școală de cercetători valorosi, alături de care și-a unit forțele sale spirituale în elaborarea unei vaste și valoroase lucrări „Harta solurilor țării”.

În cadrul Academiei și-a început activitatea din anul 1946, mai întîi în calitate de colaborator onorific al Comisiei pămîntului. Din anul 1955, anul alegerii ca membru corespondent al Academiei, a început activitatea sa de îndrumare a colectivelor de pedologi din București, Cluj și Timișoara, activitate pe care a desfășurat-o neîntrerupt pînă astăzi. Contribuția sa la viața academică a fost deosebit de apreciată. În anul 1963 a fost ales membru titular al Academiei și în anul 1966 președinte al Secției de științe agricole și silvice.

Strădaniile sale pentru orientarea cercetărilor românești din domeniul pedologiei sunt bine cunoscute. Cunoștințele sale temeinice în domeniul științelor naturii au făcut ca activitatea sa în cadrul Secției de științe agricole și silvice să fie fructuoasă. Aprecierile sale asupra unor lucrări știin-



tiifice erau pline de conținut și contribuiau din plin la imbunătățirea acestora.

Îi făcea o deosebită plăcere să împărtășească cu generozitate și dăruire și altora din tezaurul său de cunoștințe pe care și le îmbogățea zilnic în urma cercetărilor proprii, a documentării și a multiplelor și traianicelor legături pe care le-a avut cu pedologii de seamă străini.

Academicianul Nicolae Cernescu a fost înzestrat cu însușiri intelectuale deosebite, care l-au făcut de la începutul activității să fie distins de profesorii săi, să fie apreciat și iubit de colegi; un suflet al cărui zbucium năzuia din toate fibrele sale spre mai bine, spre perfecțiunea creației științifice.

Membrii Secției de științe agricole și silvice, cercetătorii din unitățile Secției, studenții și cadrele didactice de la Institutul agronomic „Nicolae Bălcescu”, încearcă prin moartea academicianului Nicolae Cernescu, survenită fulgerător, în plină putere de muncă creatoare, durerea de a fi pierdut un prieten și un îndrumător iubit, prezent întotdeauna alături de ei cu o vorbă caldă, cu un sfat înțelept, durerea de a fi pierdut un erudit profesor, un coleg desăvîrșit, un fiu devotat al patriei noastre, pe care a cunoscut-o, a iubit-o și a servit-o cu abnegație și dăruire rar întâlnite.

Amintirea sa va fi nemuritoare în inima și mintea noastră !

---

**Prof. CONSTANTIN D. CHIRIȚĂ, MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI  
R.S. ROMANIA, DIN PARTEA COLECTIVULUI DE PEDOLOGIE AL ACADEMIEI  
R.S. ROMÂNIA**

În dimineața zilei de 26 aprilie, o crudă, uluitoare veste a săgetat inimile și conștiințele cercetătorilor pedologi ai Academiei, aflați la locurile lor de muncă : profesorul și îndrumătorul lor, pe care îl așteptau să revină sănătos în mijlocul lor, după o lungă absență, fusese lovit în timpul nopții de aripa rece a morții.

Firul vieții lui s-a sfîrșit aşadar, brusc, neprevăzut, tocmai atunci cind, în plinătatea maturității vîrstei și a potențialului lui științific, el – profesorul și academicianul Nicolae Cernescu – era încărcat cu cele mai multe și mai importante sarcini de încredere și răspundere : președinte al Secției de științe agricole și silvice a Academiei Republicii



Socialiste România, membru al Prezidiului Academiei, conducător al cercetării științifice în domeniul pedologiei din Academie și Institutul geologic, profesor universitar de pedologie, vicepreședinte al Societății naționale române pentru știința solului, specialist consultant la Organizația Națiunilor Unite, reprezentant ilustru și ambasador strălucit al științei românești în viața științifică internațională.

Nedeslușite și pline de neprevăzut sînt cărările vieții omenești ! Profesorul Nicolae Cernescu nu ostenea străduind asiduu pentru îndeplinirea cu desăvîrșită conștiinciozitate a marilor lui sarcini ; nu ostenea și nici o clipă nu se gîndea să întrerupă lupta pentru realizarea ideilor — forțe ale vieții lui științifice și sociale. Pînă în ultimul moment al vieții a crezut în misiunea lui, a gîndit, a planuit, a luptat în slujba acestei misiuni. Poate nici o oră nu s-a scurs în ultima seară a vieții lui, între ședința telefonică de lucru cu primul lui colaborator la Academie și momentul în care s-a încredințat somnului odihnitor, care însă acum urma să-l răpească pentru totdeauna vieții, familiei, marilor lui misiuni.

Este foarte greu de găsit dreapta măsură și potrivitele cuvinte, pentru ca în acest dureros moment să ne infățișăm cum se cuvine personalitatea și opera științifică a marelui nostru dispărut.

Fie îngăduit astăzi să recunoaștem și să mărturisim că omul de știință Nicolae Cernescu atinsese și reprezenta în pedologia românească și internațională actuală și a vremurilor de pînă acum un summum, o culme de puțini atinsă în istoria acestei științe.

O privire de ansamblu asupra activității științifice a profesorului Nicolae Cernescu permite să se distingă clar în această activitate două etape principale.

Etapa cercetărilor fizico-chimice și mineralogice, în care tînărul chimist aplicat științei solului, format în țară la școala Murgoci-Saiidel și desăvîrșit la școala de la Zürich a profesorului Wiegner, unde și-a trecut doctoratul în științe cu strălucita teză : Kationen Umtausch und Struktur, abordează cu multă competență și impresionantă clarvizuirea lucrărilor, problemele fundamentale de cunoaștere privind caracterele fizico-chimice ale tipurilor de sol din țara noastră, chimismul lor genetic, procesele de adsorbție și schimb de cationi, comportamentul principaliilor cationi în procesul de alterare, metodologia de determinare a capacitatii de schimb cationic și a cationilor de schimb din sol, repartiția humusului și argilei pe profilele tipurilor de sol și comportamentul fizico-chimic al acestor componente principali ai complexului adsorbțiv al solului, raportul C/N în humusul tipurilor de sol, compoziția mineralogică și structura cristalochimică a argilelor din soluri și din loess.



Concomitent cu aceste cercetări, naturalistul Nicolae Cernescu, adept al școlii naturaliste a lui G. H. Murgoci și al clasicei școli naturaliste ruse, a căutat să stabilească în mod concret relațiile dintre răspîndirea tipurilor zonale de sol și zonalitatea condițiilor climatice. Folosind judicios datele climatice și repartitia zonală a vegetației naturale, Nicolae Cernescu a elaborat în anul 1934 — ca un desăvîrșit climatolog și naturalist — harta nouă a provinciilor climatice Köppen și harta zonelor de umiditate, mai precis a indicilor de ariditate De Martonne. Concepția și metodologia în care au fost elaborate aceste hărți de importanță fundamentală pentru climatologie, ecologie și știința solului, au permis corelări legice între zonalitatea solurilor și aceea a condițiilor climatice, precum și evidențierea condițiilor speciale ale formării solurilor intrazonale.

Dintre cercetările din această perioadă, care rămîn fundamentale și clasice pentru pedologia românească și în mare parte pentru cea internațională, se impune să menționăm în mod special lucrarea privind chimismul procesului de podzolire, prezentată în 1937 la conferința de la Viena a Comisiei a V-a a S.I.S.S. Concepția lui Nicolae Cernescu despre podzolirea primară — humico-feri-iluvială și podzolirea secundară — argilo-iluvială a fost cu două decenii premergătoare orientării noi, a ultimului deceniu în pedologia apuseană, după care se face distincție netă între podzolirea propriu-zisă și lessivarea solului, aceeași distincție pe care sub alți termeni și într-o accepție mai justă, Nicolae Cernescu o făcuse el pentru prima dată în anul 1937.

A doua etapă în activitatea științifică a profesorului Nicolae Cernescu, începînd din 1948, a fost aceea îndreptată predominant spre rezolvarea problemelor legate de clasificarea solurilor, ridicarea hărților pedologice și raionarea pedologică a țării.

Activitatea Comitetului Geologic, a Institutului geologic, precum și aceea a Academiei Republicii Socialiste România în aceste domenii ale pedologiei a fost timp de două decenii planificată, coordonată și îndrumată de profesorul Nicolae Cernescu, secondat de colaboratorii cunoscuți de la Comitetul Geologic.

Este greu ca în puține cuvinte să se arate uriașa operă a profesorului Nicolae Cernescu în domeniul cartografiei solurilor la diferite scări, în inițierea și desăvîrșirea cadrelor tinere, în formarea unei puternice școli românești în pedologie — Școala Comitetului Geologic — în fundamentarea lucrărilor și raionarea agricolă prin raionarea pedologică și pedogeografică a țării, în realizarea culminantă a cartografiei pedologice, harta solurilor țării la scara 1 : 1 000 000 și hărțile la scara 1 : 200 000.



Pe plan internațional, profesorul Nicolae Cernescu, recunoscut ca o autoritate de primă linie, a fost prezent, ca trimis al țării sau ca invitat, la cele mai multe excursii, conferințe și congrese internaționale ale științei solului, la comisiile de cartografie și corelare a solurilor Europei, manifestări în care s-a impus întotdeauna prin contribuțiile lui luminoase.

Marelui credit științific internațional al profesorului Nicolae Cernescu i se datorează în primul rînd, cinstea deosebită acordată țării noastre de a organiza cel de al VIII-lea Congres internațional al științei solului.

Prin capacitatea, stăruința și munca neobosită de îndrumător și redactor a profesorului Nicolae Cernescu, președinte al S.I.S.S. în anii 1960—1964, pregătirea științifică a Congresului a întrecut toate așteptările, depășind tot ce s-a realizat la congresele anterioare ale științei solului. Congresul a însemnat poziția și realizările de culme ale vieții științifice a profesorului Nicolae Cernescu și ale țării noastre în domeniul științei solului.

Lung și impresionant este șirul lucrărilor și acțiunilor profesorului Nicolae Cernescu. Dar trebuie să ne oprim aici, consemnând cîteva concluzii impuse de acestea.

Prin înzestrarea lui naturală aleasă, prin formarea lui profesională superioară în facultate și în ambianța deosebit de favorabilă din Institutul geologic, sub conducerea profesorului T. Saidel, prin munca neobosită, perseverentă, disciplina și exigența lui exemplară, Nicolae Cernescu se realizase în știința solului la cel mai înalt nivel de competență, de incontestabil prestigiu și nelimitată recunoaștere internațională.

Mergînd credincios pe liniile școlii pedologice a lui G. H. Murgoci și a eminenților lui colaboratori Teodor Saidel, Petre Enculescu și Em. Protopopescu-Pache, adîncind și desăvîrșind continuu moștenirea acestei școli înaintate la lumina noilor cuceriri ale științei, Nicolae Cernescu, printr-o rară perspicacitate luminoasă în gîndirea lui, a ridicat pedologia românească la nivelul ei cel mai înalt de la origină și pînă astăzi.

Lucrările lui, adevărate cristale perfecte, cu străluciri de diamante, au fost tot atîtea cuceriri de cunoaștere nouă, deschizătoare de concepții și metodologii noi de cercetare și interpretare științifică a solului. Aceste lucrări au devenit și vor rămîne mereu clasice în știința solului, solide și veșnice pietre de fundament, fără de care greu s-ar putea construi în țara noastră ceva solid în știința solului.



Astfel, de la marele M u r g o c i și pînă în zilele noastre, N i c o l a e C e r n e s c u se situează și va rămîne timp îndelungat virful cel mai înaintat al pedologiei românești.

Săvîrșirea lui din viață, în plinătatea forțelor de creație, a pozițiilor și sarcinilor primite, aduce un uriaș gol în pedologia românească, văduvită de mentorul ei autoritar și un gol ce va fi îndelung simțit în viața internațională a științei solului.

Prin pierderea academicianului N i c o l a e C e r n e s c u, știința românească pierde pentru mult timp o poziție internațională de frunte în domeniul științelor; iar în căminul lui rămîne zdrobită devotata lui tovarășă de viață; rămîn îndurerăți fără părintele iubit, copiii lui iubiți.

Iubite coleg C e r n e s c u !

Nedeslușitele cărări ale vieții au vrut, ca după entuziasta ta sărbătorire la împlinirea vîrstei de 60 ani, crainicul de atunci, care-ți urase viață lungă și un deceniu al marilor realizări pentru pedologia românească, să nu mai poată elogia viața și opera ta, așa cum am fi dorit cu toții la sărbătorirea glorioasă de 70 ani, ci, iată-l acum, abia numai după doi ani, în această tragică situație.

Astăzi, misiunea crainicului de atunci este mult mai grea și nesfîrșită de tristă. Prin vocea acestui cranic îți vorbesc astăzi toți pedologii români, elevii și colaboratorii tăi risipîți pe tot întinsul țării. Uluiți și îndurerăți de tragicismul neașteptatului tău sfîrșit, ei îți trimit, cu frunțile plecate, cernitul lor mesaj.

În numele acestor colegi, al Colectivului de pedologie al Academiei și al Societății naționale române pentru știința solului, îți adresez, iubite coleg C e r n e s c u, ultimul și durerosul cuvînt de adio !

Pleci, iubite coleg, ducînd cu tine o uriașă comoară, pe care toți așteptam să ne-o lași moștenire, pe lîngă atîtea strălucitoare nestemate ce ne-ai lăsat, în marea lucrare de sinteză pentru care te pregăteai.

Pentru tot ce ai făcut întru ridicarea și strălucirea științei solului, noi toți îți mulțumim acum cu adîncă recunoștință. Iar pentru tot ce mai trebuia și puteai să mai faci, pentru opera ta de sinteză, de care rănuînem lipsiți, vom regreta mereu și adînc cu toții.

Acum, în momentul despărțirii de discipolii tăi, iubite coleg C e r n e s c u, pedologii români te asigură că vor prețui și vor urma cu respect învățăturile tale clasice, luminile strălucitoare ce ai aprins în lumea științei solului. Iar grija ta mare pentru desăvîrșire, o vom cultiva fără compromis, înducerea mai departe a învățăturilor tale.



Amintirea ta va rămîne mereu prezentă în sufletele noastre și va străluci mereu pe cerul pedologiei românești și internaționale, prin lumina nestinsă, mereu vie, a lucrărilor tale.

Adio, scump coleg ! Ușoară să-ți fie țărîna, veșnică amintire ființei, vietii și operei tale !

**Prof. DAN RĂDULESCU, DIRECTORUL INSTITUTULUI GEOLOGIC**

Din Institutul geologic se desprinde astăzi cel mai vechi și cel mai prețuit dintre membrii săi ; din fața noastră pierde exemplul grăitor al unuia dintre înaintașii prin a căror muncă și competență instituția s-a ridicat atât de sus pe piedestalul înalt al științei românești.

Nicolae Cernescu a păsit în Institutul geologic în anul 1925. În scurtă vreme și-a dovedit calitățile și perspectivele aşa încât a fost trimis pentru specializare în Elveția, unde a obținut titlul de doctor. Întoarcerea sa în anul 1931 înseamnă începutul acelei lungi perioade de muncă intensă și creatoare, ce nu s-a întrerupt pînă în ultima clipă a vieții.

Tînărul chimist al secției de pedologie preluase făclia strălucitoare a științei solului și pornise pe drumul pe care avea să-l marcheze cu atîtea succese. Publicațiile Institutului geologic sunt acelea care consemnează primele, cele mai multe și cele mai importante dintre realizările sale ; numele său apare în fruntea a nenumărate lucrări, personalitatea sa, se impune și se detașează.

Nicolae Cernescu a înțeles cel mai bine că nu se poate realiza o bună cunoaștere a solului, fără considerarea profundă și complexă a elementului genetic ; și această idee l-a călăuzit în întreaga sa activitate.

Trecerea anilor i-a adus consacrarea ; ea a pornit din Institutul geologic, unde urcarea treptelor ierarhice l-a dus la conducerea secției de pedologie în 1948. Anii următori au însemnat o permanentă amplificare a muncii sale, o valorificare complexă a competenței și experienței sale. După 1952 a organizat și îndrumat întreaga activitate de pedologie din cadrul Comitetului de Stat al Geologiei, creînd un organism puternic cu posibilități la nivelul științei mondiale ; laboratoarele de microbiologie și mineralogia solului s-au adăugat celor deja existente, direcțiile de cercetare s-au diversificat ; în toate a fost prezent, factor stimulator și coordonator. Dar partea cea mai importantă din activitatea sa în cadrul



Comitetului de Stat al Geologiei și, din 1960, în cadrul Institutului geologic, profesorul Nicolae Cernescu și-a dedicat-o realizării hărții de soluri a țării. Sub îndrumarea sa a fost extinsă activitatea de teren pentru cartarea solurilor, sub îndrumarea sa a fost elaborată sistematizarea genetică a acestora. A știut să îmbine și să coordoneze rezultatele pedologilor și din afara Institutului geologic și în felul acesta s-a realizat harta de soluri a țării la scară 1 : 1 000 000 și a început tipărirea hărții la scară 1 : 200 000. Profesorul Nicolae Cernescu, și prin el Secția de hărți pedologice și Institutul geologic s-au ilustrat mai ales în această privință.

Aici, între aceste ziduri, s-a manifestat timp de peste 40 ani, generos și drept, cu adânci convingeri democratice, Nicolae Cernescu. De aici, a pornit în cele mai îndepărtate puncte ale globului unde, pe lîngă preocupările de specialitate, a știut totdeauna, ca bun patriot, să facă cunoscută țara sa și realizările ei.

A dat atât de mult pedologiei românești și Institutului geologic și ar mai fi putut să dea încă atât de mult !

Pierderea noastră este așa de mare și de profundă, tocmai pentru că ne dăm seama că moartea l-a surprins în plină activitate creatoare. Cu profesorul Nicolae Cernescu, dispără una din rădăcinile cele mai adânci ale Institutului geologic, una din părțile sale cele mai viguroase și mai roditoare.

Nicolae Cernescu a știut însă, să înnoade firele vremii, ale generațiilor care se succed. Așa după cum el urmase unor înaintași iluștri cărora le-a făcut cinste ca elev, a avut grija să pregătească în jurul său pe cei cărora avea să le încredințeze continuarea operei sale. Prin aceștia, ca și prin opera sa științifică, numele său va trăi nu numai în Institutul geologic, ci în întreaga știință românească.

---

**Conf. NICOLAE FLOREA, DIN PARTEA SECȚIEI DE PEDOLOGIE DIN INSTITUTUL GEOLOGIC**

Cu nețărmurită durere am primit vestea neașteptată a închecării din viață a profesorului Nicolae Cernescu. Nouă, colaboratorilor săi din Secția hărți pedologice a Institutului geologic, de care era cel mai strâns legat sufletește printr-o muncă comună de o viață întreagă, nu ne vine să credem, nu ne putem obișnui cu gîndul că profesorul și îndrumătorul nostru permanent nu mai este printre noi, că nu mai avem de la cine să primim o îndrumare, o părere, un sfat înțelept.



Iubite profesor și îndrumător ! Deși nu mai ești fizic printre noi, vei continua totuși să trăiești întotdeauna nu numai în amintirea noastră vie, ci și în toată activitatea noastră de zi cu zi, în care ne vei însuși și ne vei călăuzi în permanență prin tot ceea ce ne-ai învățat, prin cunoștințele pe care ni le-ai împărtășit, prin dragostea de muncă pe care ne-ai insuflat-o, prin pasiunea pentru cercetare pe care ne-ai inspirat-o.

Profesorul Nicolae Cernescu reprezintă pentru noi o pildă vie de muncă cu devotament și abnegație pusă în slujba științei și a țării. Prin activitatea și prin calitățile sale, profesorul Nicolae Cernescu s-a impus ca figura cea mai proeminentă în pedologia românească din ultimele decenii. Avea o pregătire temeinică în specialitate și o vastă cultură în diferite domenii. A depus o activitate permanentă, folosind pentru muncă chiar și timpul de odihnă la care avea dreptul bine-meritat, neglijându-și astfel sănătatea. Dotat cu pasiune de cercetător, înzestrat cu o inteligență rară, foarte muncitor șimeticulos, s-a dăruit cu totul muncii de cercetare și a efectuat studii care sănt un model nu numai în felul în care trebuie făcută cercetarea, ci și în modul în care trebuie prezentate rezultatele. Era sever și exigent cu el însuși în elaborarea unei lucrări, mai mult decât cu oricare dintre colaboratorii săi ; această exigență o pretindea și a reușit să o transmită și colaboratorilor săi. În lucrările sale, înșiruirea logică a ideilor, precizarea scopului cercetării și sublinierii concluziilor este făcută într-o manieră impecabilă, într-o formă clară, într-o expunere în care nu găsești un singur cuvînt de prisos. Elaborarea unei lucrări dura mult timp, era rezultatul unei lungi deliberări, dar era bazată pe o documentație vastă și reprezenta o analiză profundă a subiectului tratat.

Activitatea științifică a profesorului Nicolae Cernescu este foarte vastă și în același timp foarte variată, încît nu poate fi prezentată în puține cuvinte. Ea îmbracă domenii foarte diferite, ale chimiei fizice și științei solului.

În domeniul chimiei fizice a silicătilor a adus contribuții importante la cunoașterea schimbului de cationi la silicătii sintetici și naturali și a arătat rolul important al structurii în procesul de schimb cationic. Rezultatele acestor studii au constituit obiectul tezei sale de doctorat, lucrare devenită clasică în acest domeniu.

În domeniul chimiei solurilor a contribuit la dezvoltarea metodicii de determinare a reacției solului și a metodei de determinare a capacității de schimb a argilelor și solurilor. Contribuții foarte valoroase a adus la caracterizarea fizico-chimică și pedoclimatică a solurilor zonale ale României. Este primul care a stabilit seriile genetice de soluri ale țării. Încă de



acum 30 de ani a diferențiat seria genetică a podzolirii argilo-iluviale de seria genetică a podzolirii humico-feri-iluviale; această diferențiere și-a găsit recunoaștere unanimă pe plan mondial în ultimul deceniu, confirmind competența științifică deosebită a profesorului Nicolaе Cernescu.

A făcut pentru prima oară o caracterizare a tipurilor zonale de sol din România, sub aspectul reacției, al capacitatei de schimb cationic, al conținutului în humus și azot etc. A efectuat primele studii cristalo-chimice și primele caracterizări cuprinzătoare ale chimismului genetic al unor tipuri de sol cum sunt: solul brun-roșcat de pădure, podzolul de presiune, solurile podzolice secundare și primare, cernoziomul levigat.

În domeniul fertilității solurilor a adus contribuții în problema ameliorării solurilor acide prin marnare și la bilanțul unor elemente de nutriție a plantelor în tipurile genetice de sol din țară.

În ultimii 20 de ani, în a doua perioadă a muncii sale, activitatea științifică a profesorului Nicolaе Cernescu a fost îndreptată îndeosebi spre rezolvarea problemelor legate de clasificarea solurilor, de ridicarea hărților pedologice și de raionarea pedologică a țării. În acest domeniu a avut atât o contribuție directă prin ridicări proprii, în Cîmpia Română și în Transilvania, cât și un aport substanțial la îndrumarea tinerilor cercetători din cadrul Comitetului de Stat al Geologiei și al Academiei R. S. România. Pe baza acestor ridicări s-a trecut la redactarea hărții de soluri a țării la scara 1 : 1 000 000 și 1 : 1 500 000, precum și la raionarea pedogeografică a țării, sub directa sa conducere. Aceste hărți prezentate la diverse manifestări internaționale, au fost apreciate unanim de specialiști, atât în ce privește concepția, cât și în ceea ce privește realizarea tehnico-științifică.

Raionarea pedogeografică a țării constituie, de asemenea, o sinteză bazată pe o interpretare originală a datelor existente, cu privire la geografia solurilor din R.S. România.

În domeniul cartografiei solurilor a adus contribuții științifice importante la dezvoltarea metodicii de lucru în ridicările de teren, privind îndeosebi cercetarea solului în raport cu întregul complex de factori pedogenetici; a contribuit la dezvoltarea clasificării solurilor pe baze genetice, la îmbunătățirea conținutului și modului de redactare a hărților de soluri la diferite scări. Era convins de utilitatea și necesitatea realizării unui sistem de hărți pedologice la diferite scări, care să poată fi folosite în primul rînd pentru rezolvarea multiplelor probleme de ordin practic-aplicativ, dar care să fie întocmite pe baza principiilor genetice, servind totodată ca bază și cercetărilor fizico-geografice, naturalistice sau ecologice.



Ca specialist pedolog, a participat la lucrările de „Zonarea agricolă R.S. România”, realizată îndeosebi pe baza hărților de soluri, ridicate în concepția pedogenetică a unei cercetări naturalistice complexe a solurilor; a colaborat de asemenea la realizarea unor proiecte privind lucrări de hidroameliorații.

Una din ultimele lucrări de sinteză ale profesorului Nicolae Cernescu a fost „Harta solurilor României la scara 1 : 1 000 000”, realizată de un colectiv larg pe care l-a condus. Această valoroasă lucrare, care reprezintă o generalizare a cunoștințelor asupra solurilor țării, a fost prezentată, împreună cu alte materiale, la cel de al VIII-lea Congres internațional de știință solului și a fost elogios apreciată de specialiștii străini.

Sub conducerea profesorului Nicolae Cernescu, a început de asemenea redactarea hărții solurilor țării la scara 1 : 200 000, din care pînă în prezent au fost tipărite 5 foi.

Paralel cu studiile de clasificare și geografie a solurilor, a continuat să se preocupe, în colaborare cu cercetători mai tineri, și de problemele privitoare la geneza solurilor, începute în prima perioadă a activității sale. Pentru adîncirea acestor probleme, a introdus cele mai moderne metode de cercetare și a pregătit cadrele necesare, deschizînd noi direcții de cercetare, cum sănt spre exemplu cele referitoare la mineralogia argilelor.

Prin întreaga sa operă științifică și prin activitatea de organizare și dezvoltare a cercetării pedologice, profesorul Nicolae Cernescu se situează în rîndul marilor oameni de știință cu renume mondial, a cărui personalitate și al cărui aport în domeniul științei solului nu pot fi comparate decît cu cele ale lui G. Munteanu - Murgoci, al cărui demn continuator este.

De la profesorul Nicolae Cernescu ne rămîne o valoroasă operă științifică și drumul dăltuit cu multă trudă și migală ce ne conduce spre piscurile înalte ale științei. Opera sa, rodul muncii unui titan și a unei minți pătrunzătoare, va rămîne călăuza noastră pe mai departe. Ne despărțim de profesorul și îndrumătorul nostru drag, asigurîndu-l că ceea ce a sădit în noi, a sădit în sol fertil și va rodi din belșug; îl asigurăm că ne vom strădui să fim demni de dînsul. Omagiul nostru suprem este această făgăduință !



**Dr. doc. ION ȘERBĂNESCU, DIN PARTEA SERVICIULUI DE PEDOLOGIE AL  
ÎNTREPRINDERII GEOLOGICE DE PROSPECTIUNI**

Format la școala marilor lui înaintași: M u r g o c i, S a i d e l, E n c u l e s c u, P r o t o p o p e s c u-P a c h e, din tinerețe înfrățit cu marii pedologi ai globului ce se pregăteau în laboratoare renumite, cunoscut și apreciat din țară și pînă în cele mai îndepărtate colțuri ale globului, N i c o l a e C e r n e s c u s-a situat printre savanții în domeniul științei solului.

Cu pasiune a căutat să pătrundă și să dezlege secretele ce se ascund în procesul de formare a solurilor țării noastre, în comparație cu solurile Europei și cu solurile globului.

Cu hîrlețul în spate, pînă nu prea de mult, N i c o l a e C e r n e s c u străbătea cîmpii, dealuri și munți, adesea săpîndu-și singur profilele, cu atenția încordată asupra condițiilor geografice, geologice, geobotanice, climatice etc., în care solurile se dezvoltau. Seară, o masă frugală, odihnă binemeritată, și neobositul cercetător aștepta cu nerăbdare ziua următoare ca să înceapă lucrul o dată cu zorile și să poată urmări în continuare problemele.

Cu câtă modestie, cu câtă indiferență pășea peste greutățile care i se iveau în cale ! Cîtă pasiune punea în munca lui, pentru care fiecare zi era o nouă descoperire pe care o corela cu cercetările lui anterioare de laborator, cu datele bibliografice care atât de sistematic erau aranjate în mintea lui cuprinzătoare !

Sub regimul de democrație populară, cînd cercetarea solurilor a fost pusă pe prim plan, N i c o l a e C e r n e s c u, cu puterea lui organizatorică, a pășit la o nouă etapă, cea mai importantă din istoria pedologiei românești. La început a organizat laboratoarele care trebuiau să efectueze analizele chimice și fizice necesare aprofundării problemelor, în vederea elaborării unei clasificări genetice a solurilor, legată de condițiile mediului. A reînființat laboratorul de geobotanică și a înființat laboratorul de microbiologia solului, urmărind cu mare interes rezultatele obținute.

La început a organizat cercetările de teren cu un număr restrîns de colaboratori din instituția noastră și din alte instituții. Treptat, numărul cercetătorilor a fost mărit. Materialul recoltat s-a înmulțit într-atit, încit o sinteză a devenit necesară și a fost realizată sub conducerea lui N i c o l a e C e r n e s c u; pe harta țării suprafețele necartate au devenit din ce în ce mai mici.



O sumedenie de cercetători, sub îndrumarea lui Nicolae Cernescu, au trudit din greu, dirijînd pedologia românească pe calea progresului pînă în preziua celui de al VIII-lea Congres internațional, pentru care totul trebuia pregătit pînă în cele mai mici detalii.

Nicolae Cernescu, conducătorul științei solului din România, cu puterea lui de muncă dusă pînă la sacrificiu, cu extraordinarul bagaj de cunoștințe, atât în domeniul științei solului, cît și în științele învecinate, cu discreția care îl caracteriza, a pus la punct totul fără să lase a se înțelege că el a fost înfăptuitorul acelei organizații atât de perfecte; nimic nu i-a scăpat, totul a trecut prin filtrul mintii sale.

Congresul a avut un succes colosal; aplauzele s-au auzit multă vreme; ecoul lor încă se mai aude pe tot întinsul globului, iar Nicolae Cernescu, pînă în preziua marelui său pas spre infinit, a fost chemat să contribuie la progresul științei mondiale.

Nicolae Cernescu, omul de înaltă ținută științifică, prin seriozitatea, prin sobrietatea lui, a reușit să introducă și să mențină o atmosferă științifică între cercetătorii serviciului de pedologie al Întreprinderii geologice de prospecțiuni și din Institutul geologic, pe care i-a format și i-a condus atîta vreme, ținînd în permanență legătura cu toate instituțiile pedologice din țară care l-au socotit șeful lor suprem.

Nicolae Cernescu a știut să picure, cu discreție, din vasele lui cunoștințe, tuturor pedologilor români. Nu există lucrare românească în care autorii să nu folosească, mai puțin sau mai mult, din cunoștințele căpătate de la Nicolae Cernescu. El și-a creat o școală în care elevii au învățat, pe lingă specialitate, ținuta științifică, discreția, modestia, puterea de dăruire.

Nicolae Cernescu, omul care deținea tainele științei înalte, s-a desprins ușor de vîrstarele sale, lăsate să se mențină prin propria lor sevă, s-a prăbușit în marea de flori a primăverii înaintate, care acum îl acoperă. Solului, ale cărui secrete le-a cunoscut mai bine decît oricare altul, i se oferă trupul lui.

Titanul pedologiei românești rămîne însă între noi! Știința lui rămîne omenirii! Știința solului îl va purta în memoria celor actuali, iar generațiile viitoare, în fiecare pagină, vor învăța din truda lui.

Întreprinderea geologică de prospecțiuni cu care a colaborat mulți ani plini de rod, cu mult devotament și dăruire, îi păstrează o neștearsă amintire, trecîndu-l în rîndul marilor ei înaintași, eroi ai științei, din vechiul Institut geologic.



**MIHAI CICOTTI, CERCETĂTOR ȘTIINȚIFIC, DIN PARTEA COLABORATORILOR DIN  
INSTITUTUL GEOLOGIC**

Prematur și fulgerător s-a stins din viață profesorul N i c o l a e C e r n e s c u . Îl așteptam tocmai să revină printre noi, în aceste zile frumoase de aprilie, după scurta suferință care l-a ținut departe de familie și de activitatea sa de zi cu zi. Dar inima profesorului nostru iubit a încetat să mai bată, atunci cînd nici nu ne gîndeam, pierzîndu-l pentru totdeauna.

Născut pe plaiurile mușcelene, profesorul N i c o l a e C e r n e s c u păstra ceva din modestia și blîndețea oamenilor de pe acele meleaguri, de care deseori ne vorbea cu drag.

Fiind înzestrat cu deosebite calități intelectuale și cu un simț de observație remarcabil, profesorul N i c o l a e C e r n e s c u a contribuit prin munca sa intensă și plină de abnegație la ridicarea nivelului științific al pedologiei românești și la afirmarea ei pe plan internațional.

Cu toate multiplele și variatele sale preocupări, găsea totuși timpul necesar de a se interesa de tot ce făceam, de preocupările noastre profesionale și personale. Îi făcea o placere deosebită să intre în birouri și laboratoare, să vadă ce lucrăm și deseori venea cu idei noi, ce se concretizau ulterior în lucrări științifice valoroase.

Din exemplul profesorului nostru iubit am învățat că pentru a ajunge buni cercetători, trebuie să studiem neîncetat, să fim permanent la curent cu cele mai noi realizări pe plan mondial, să ne dăruim toată viața științei, aşa cum a făcut-o el.

Acum, în ceasul greu al despărțirii pentru totdeauna, îi promitem profesorului nostru drag, că va rămîne permanent printre noi, prin tezaurul de învățăminte ce ni le-a lăsat și prin dragostea de știință pe care ne-a insuflat-o.

Amintirea lui va rămîne neștearsă în inimile noastre !

---

**Dr. VOLUMNIA CUCUTĂ, ASISTENTĂ LA INSTITUTUL AGRONOMIC „N. BĂLCESCU”  
BUCUREȘTI, DIN PARTEA FOȘTILOR STUDENȚI**

Într-un contrast izbitor cu renașterea naturii, într-o dimineață senină de primăvară, s-a stins din viață iubitul și prețuitor nostru profesor, el însuși un neobosit căutător și cercetător al naturii.



Vestea implacabilă ne-a lovit ca un trăznet pe toți aceia care l-au cunoscut, pe noi toți care am fost studenții săi !

Cu o modestie plină de demnitate, dascălul Nicolae Cernescu, el însuși fiu de dascăl, împărțea de la catedră vastele sale cunoștințe — rodul unei munci asidue de zi cu zi.

Cursurile profesorului Nicolae Cernescu erau atrăgătoare prin pasiunea pe care o punea în antrenarea studenților săi spre cunoașterea celor mai noi cuceriri ale științei. Exemplele date de profesorul Nicolae Cernescu nu erau simple citate din cursuri sau tratate străine, ci se bazau în mare parte pe rezultatele propriei sale activități științifice. Furat de nouitatea propriilor gînduri pe care le frâmînta pînă în momentul începerii lecției, uita numărul minutelor, clopoțelul luîndu-l prin surprindere aproape întotdeauna.

Nivelul ridicat al prelegerilor profesorului Nicolae Cernescu nu consta într-un limbaj căutat, vocea caldă nu căuta nuanțari voite, însîruirea cuvintelor era naturală, ideile se desprindeau tot mai limpezi și cuprinzătoare, atrăgînd studentul spre frâmîntările de fiecare clipă ale profesorului cercetător. Pasiunea pentru cunoașterea adevărului științific, spiritul de observație ascuțit, care nu lăsa să-i scape nici un detaliu,meticulozitatea deosebită cu care urmărea orice problemă tratată, profunzimea gîndirii, exigența față de sine însuși, sătul trăsăturile principale care au caracterizat personalitatea și întreaga activitate a maestrului Nicolae Cernescu. Bazat pe o vastă și bogată pregătire teoretică, profesorul Nicolae Cernescu discuta orice problemă la un înalt nivel, cu referiri la toate domeniile apropriate problemei cercetate, fiind în acest fel un izvor pururea viu, din care discipolii săi se puteau adăpa.

Tot ce știa din experiență și literatură, risipea cu dărnicie celor din jurul său, avînd preocuparea permanentă de a se face înțeles, de a-și ține la curent studenții cu cele mai noi realizări în domeniul de specialitate. Într-un veșnic neastîmpăr, care-l îndemna să fie continuu în activitate, însufla prin exemplul personal discipolilor săi dorința de a cunoaște, de a se perfecționa, de a fi la curent cu cele mai noi cuceriri ale științei.

De acum încolo, profesorul Nicolae Cernescu nu va mai putea să ne însoțească în peregrinările noastre pe teren, nu va mai îndruma strădaniile noastre de a aduce o modestă contribuție la cunoașterea pămîntului românesc, nu vom mai simți sprijinul competent al maestrului, și nu ne vom bucura de părinteasca îndrumare și orientare pe drumul adevărului științific.



Toți foștii dumneavoastră studenți, și în special noi cele două promoții de pedologi, pe care dumneavoastră le-ați creat, nu vom uita niciodată că ne-ați fost părinte și profesor și vom transmite și generațiilor viitoare dragostea și respectul pe care ni le-ați insuflat.

Aducindu-vă ultimul nostru omagiu, vă asigurăm, iubite profesor, că vom merge pe calea pe care cu atită dragoste ne-ați călăuzit pașii.

---



CERCETAREA MICROMORFOLOGICĂ A SOLURILOR.  
ASPECTE MICROMORFOLOGICE ALE PROCESELOR  
ARGILO-ILUVIALE ÎN SOLURILE SILVESTRE PODZOLICE<sup>1</sup>

DE

M. POPOVĂT<sup>1</sup>, M. OPRIS<sup>2</sup>

**Abstract**

**Micromorphological Investigation of Soils. Micromorphological Aspects of the Clay-Illuvial Processes in the Lessivés-Soils.** Micromorphological investigation on soils marked an outstanding development in the course of the last decade. The authors present a historical summary of the research work carried out in this field, and point to the principles of soil micromorphology. They also review the most recent conceptions in this domain, concretized in two main trends: the evolutive genetical trend represented by W. L. Kubiena, and the morphodescriptive trend represented by R. Breuer. In the final part of the paper the authors give some micromorphologic aspects occurring in the Pseudogleyed Lessivé soils in Romania, which are interpreted both from the evolutive genetic point of view according to W. Kubiena, and the morphological descriptive one, according to R. Breuer.

Punctul de plecare în studiul solului este morfologia profilului, aşa cum apare acesta într-o secțiune verticală de la suprafață pînă la adîncimea la care nu se mai observă acțiunea factorilor pedogenetici. Descrierile morfologiei, sumare la începutul dezvoltării pedologiei ca știință aparte, cuprind cu timpul din ce în ce mai multe observații asupra caracterelor megascopice și sunt completeate prin determinări în laborator asupra probelor colectate din diferite orizonturi ale profilului solului.

Numele analize chimice și fizice precum și observațiile din natură, au dovedit cu timpul rolul covîrșitor pe care, în formarea și pro-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 9 martie 1966.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecționi. Șos. Kiseleff nr. 2, București.



prietățile profilului, îl joacă particulele cele mai fine ce constituie masa acestuia. Rolul particulelor fine, în special al fractiunii argilei din sol (cu diametrul echivalent sub  $2 \mu$ ) este pus în evidență de caracterele morfologice ale profilului solului, expresie a proceselor pedogenetice.

Determinarea în preajma anului 1930 a naturii cristaline a mineralelor argiloase a permis cunoașterea mai adâncă a particulelor fine din sol. Cercetările cu ajutorul razelor X, analizele chimice ale fractiunii argiloase extrase din soluri, utilizarea microscopului electronic și analizele termice diferențiale, sunt direcții principale de investigație în domeniul particulelor fine de sol.

Toate aceste cercetări se fac însă asupra materialului de sol iar nu asupra solului viu, așa cum apare el în profil. Aportul lor la cunoașterea morfologiei solului este din această cauză limitat. Primii pași în domeniul cercetării solului viu au fost făcuți de C. S. Ross (1924), care, după impregnarea cu un liant a probelor de sol, le-a studiat sub microscopul polarizant. Posibilitățile tehnice limitate nu au permis dezvoltarea lucrărilor. Profesorului W. Kubiena îi revine meritul de a fi inaugurat studiul eficient sub microscopul polarizant al probelor de sol colectate astfel ca să nu fie tulburată așezarea din natură a materialului de sol. El este creatorul unei noi ramuri a pedologiei, micropedologia, ale cărei principii le enunță în 1931, dezvoltându-le în 1938 în volumul intitulat „Micropedology”. În sfera micropedologiei intră cercetările chimice, fizice, biologice făcute cu microscopul asupra probelor de sol netulburate. Cercetările asupra morfologiei solului au luat cea mai mare dezvoltare, constituind în cadrul micropedologiei domeniul micromorfologiei solului.

Noțiunea fundamentală în micromorfologie este *asamblajul solului*, definit ca *aranjamentul spațial al constituenților și raportul lor unul față de altul* (W. Kubiena, 1938). W. Kubiena arată că asamblajul nu trebuie privit ca un fenomen, ca o formă statică; așa cum orizonturile iau naștere în timp sub acțiunea factorilor genetici, tot astfel și asamblajul este rezultatul acestor factori și atât timp cât ei nu suferă modificări esențiale, nici asamblajul nu se modifică.

Principaliii constituenți ai asamblajului elementar sunt *scheletul și plasma*<sup>3</sup>. Scheletul este reprezentat de grăunți concreți, relativ stabili

<sup>3</sup> Pe lîngă asamblajul format cu participarea plasmei și scheletului (asamblaj elementar) W. Kubiena separă asamblaje de ordin superior în care constituenții au o construcție compusă (de exemplu agregate, blocuri de clivaj etc.). Acestea din urmă nu formează obiectul lucrării noastre. Ideea împărțirii tipurilor de asamblaj în funcție de complexitatea constituenților, este reluată și dezvoltată de R. Brewe.

și greu de translocat, concentrat sau reorganizat de către procesele pedogenetice; scheletul este format din resturi minerale, fragmente de corpuri silicioase și organice rezistente, mai mari de  $2\mu$  (R. Brewe, J. R. Slemann, 1960). În compoziția plasmei intră grăunții mai mici de  $2\mu$ , care pot suferi o deplasare, transformare și regrupare. Plasma cuprinde material de sol mineral sau organic precum și materialul solubil, carbonații și materia organică humificată, care n-au fost legate în grăunții de schelet (W. Kubiena, 1935; J. R. Brewe, 1960).

Definițiile de mai sus scot în relief importanța diferită a scheletului și plasmei. În timp ce scheletul este elementul relativ stabil din punct de vedere fizico-chimic (supus în parte alterării, dar lent) plasma este elementul dinamic, atât datorită faptului că stabilitatea ei fizico-chimică este relativă cât și datorită faptului că poate suferi deplasări, concentrări și reorganizări în profilul solului; aspectele pe care le ia plasma la diferite nivele de sol sint hotărîtoare în diferențierea orizonturilor, sint o expresie a proceselor pedogenetice respective.

Asamblajul și principaliii săi constituenți — plasma și scheletul — sint obiectul a numeroase studii urmărite de caracterizări morfo-descriptive și evolutiv-genetice. Acordarea unei atenții mai mari laturii morfo-descriptive sau celei evolutiv-genetice se reflectă în apariția a două curente principale în micromorfologia solului, reprezentate de W. Kubiena și R. Brewe.

A) În 1935 W. Kubiena clasifică tipurile de asamblaje elementare pe baza raporturilor cantitative dintre plasmă și schelet și în funcție de aspectul legăturii dintre schelet și plasmă. Deosebirile dintre tipurile de asamblaj sunt determinate de transformările pe care le suferă plasma, în special peptizarea și flokularea, uscarea și umectarea repetată, procesele iluviale etc., modificările respective corespunzînd unei anumite dinamici a solului. Principalele tipuri de asamblaje sunt următoarele:

*Asamblajul porfiropoetic* (pl. I, fig. 1 a-c). Plasma mobilă, peptizată, formează o masă densă, neporoasă în care sunt inclusi grăunții de schelet acoperiți de pelicule fine (denumite cutane). Se întâlnește frecvent în orizonturile argilo-iluviale pseudogleizate.

*Asamblajul intertextic* (pl. II, fig. 2-c) este caracterizat prin prezența plasmei predominant floculată care formează o masă poroasă în care sunt fixați grăunții scheletului sau — în cazul unei cantități mai reduse de plasmă, — aceștia sunt legați între ei prin punți de plasmă. Se întâlnește în soluri brune, cernoziomuri, și în general în orizonturile care nu prezintă acumulare iluvială de argilă.

*Asamblajul podzolic* caracterizează orizonturile podzolice în care apare și o oarecare cantitate de humus brut; grăunciorii scheletului sănt lipsiți de pelicule iar în spațiile intergranulare apar mici aglomerări de humus brut.

*Asamblajul de tip mortar* este înrudit cu cel intertextic, conținând în plus o masă fină de microlite de carbonat de calciu acumulate în goluri; este specific orizonturilor de acumulare carbonatului de calciu.

*Asamblajul agglomeratic.* Plasma, predominant organică, formează aglomerări relativ rotunde dispersive printre grăunții de schelet, fără a fi legată de aceștia. Acest tip de asamblaj se întâlnește frecvent în orizontul A al solurilor cu moder și în unele podzoluri în orizontul Bhf (pl II, fig. 4).

Lucrările lui W. Kubiena care apar începînd din 1943—1944 pun în primul plan interpretarea evolutiv-genetică a asamblajelor solului și în special a plasmei, latura morfo-descriptivă, fără a-și pierde importanța, trece la W. Kubiena pe planul al doilea.

W. Kubiena consideră că în sol se găsesc două tipuri de plasmă, cu însușiri fizico-chimice și optice specifice: plasma de tip „Lehm” și plasma de tip „Erde”. Aceste tipuri de plasmă au geneză și evoluție diferite și corespund anumitor grupe de soluri. W. Kubiena și adeptii concepțiilor sale atribuie o deosebită importanță celor două tipuri de plasmă și raporturilor dintre ele, acestea fiind elemente de certă valoare în clasificarea genetică a solurilor, îndeosebi în solurile cu procese argilo-iluviale. Plasma este deosebită în funcție de natura genetică a solurilor în care se găsește: „Rotlehm”<sup>4</sup> și „Braunlehm” respectiv „Roterde” și „Braunerde”.

Plasma de tip „Braunlehm”, întâlnită în solurile cu procese argilo-iluviale din climatele temperate, se caracterizează printr-un înaintat grad de peptizare și mobilitate. Prezența acestei plasme duce la formarea asamblajelor porfiropceptice (cu goluri puține și plasmă de culoare gălbui-brună pînă la roșcată în care apar structuri plasmice fluidale) asociate cu depunerile sub formă de cutane pe pereții golurilor, canalelor sau la suprafața grăunților de schelet și umpluturi de plasmă în canale și goluri. Mobilitatea înaintată a acestei plasme determină orientarea optică a mineralelor argiloase și manifestarea birefringenței, aceasta apărînd cu atît

<sup>4</sup> Tipurile de plasmă „Rotlehm” și „Roterde” se întâlnesc în solurile regiunilor tropicale și subtropicale, și au în general culori vii — roșietice. Dinamica acestor tipuri de plasmă este în general asemănătoare celei a plasmei de tip „Braunlehm” și „Braunerde” din solurile regiunilor cu climă temperată.

mai puternic cu cât procentul mineralelor argiloase este mai ridicat și orientarea optică mai avansată. Hidroxizii de fier apar difuzăți în masa plasmică sau datorită mobilității, concentrați în concrețiuni (fig.2).

Plasma de tip „*Braunerde*” (pl. II, fig. 2-c) este specifică solurilor și orizonturilor în care nu au loc procese de migrare a argilelor îndeosebi solurilor silvestre brune. Asamblajele plasmice formate cu participarea acestui tip de plasnică sunt intertextice, spongioase, cu goluri bine formate. Coloizii plasmei sunt flocuzați, procesele de migrare lipsesc și de asemenea aspectele legate de această stare (plasme fluidale, cutane etc.). Orientarea mineralelor argiloase fiind practic inexistentă, nu apare birefringență; dacă totuși apare, aceasta este determinată de reorientări locale în cadrul floculelor izolate și nu în masa de plasmă care este izotropă aproape în întregime. Culoarea este brun-ocru pînă la brun, devenind mai închisă în orizonturile cu humus.

Între cele două tipuri de plasmă există raporturi care exprimă tendințele evolutive ale solului într-o anumită regiune. Procesele argilo-iluviale care se dezvoltă în solurile pădurilor de foioase din climat temperat se reflectă în acumularea în orizontul B a plasmei de tip „*Braunlehm*” (cutane pe canale și pereții golurilor, umpluturi în spații intergranulare) pe fondul izotrop al plasmei de tip „*Braunerde*”. Pentru a caracteriza astfel de situații evolutive, W. Kubiena (1956) introduce noțiunile de „*Braunlehm-Teilplasma*” (pl. I, fig. 2-b) respectiv „*Braunerde-Teilplasma*”. Concomitent cu această transformare, în masa plasmică izotropă cu caracter de „*Braunerde*” care devine mai îndesată și mai puțin poroasă, apar din ce în ce mai multe arii alungite cu plasmă birefringentă, orientată în loc; se poate vorbi astfel de o plasmă de tranziție asociată plasmei de tip „*Braunlehm-Teilplasma*” specifică proceselor argilo-iluviale dezvoltate tipic în sistemul de goluri și canale (pl. II, fig. 1a-d, 1b-d). Aprecierea procentuală de plasmă de tip „*Braunlehm-Teilplasma*” în diferite orizonturi ale solului este considerată utilă în evaluarea cantitativă a proceselor argilo-iluviale mai ales în soluri erodate sau formate pe depozite stratificate de diferite texturi (G. Reuter, 1962, 1964).

Tipul de plasmă „*Braunlehm-Teilplasma*” reflectă așa cum s-a arătat procesele argilo-iluviale. Asupra originii acestei plasme mobile există diferite păreri (W. Kubiena, 1956), exprimîndu-se îndoilei dacă ea poate să se formeze în prezent (H. J. Altemüller, 1962.) Unii cercetători nu se mai referă la noțiunile „Lehm” și „Erde” cînd apreciază procesul argilo-iluvial ci iau în considerare numai apariția argilelor optic orientate (B. P. Gradusov, G. S. Diazdevici, H. I. Gorbunov, 1961).



B) Organizarea materialelor de sol (scheletul și plasma) este privită de R. Brewer de pe poziții predominant morfodescriptive. Concepția morfodescriptivă modernă a lui R. Brewer, care nu exclude aspectul morfogenetic al diferitelor tipuri de organizare micromorfologică, se încadrează în ansamblul concepțiilor noi asupra clasificării solurilor (Soil Survey Staff, 1960).

Clasificarea materialelor de sol elaborată de R. Brewer se bazează pe noțiunile „*unitate de organizare*”, „*matricea s*” și „*nivele de organizare*”.

Noțiunea de „*unitate de organizare*” se referă la *peduri*, definite ca aggregate naturale de sol constituite din aglomerarea particulelor primare și separate de pedurile vecine prin suprafețe de slabă rezistență, goluri sau cutane (R. Brewer, 1960), *particularități pedologice* (R. Brewer, J. R. Sleeman, 1960) — unități care se pot recunoaște în interiorul unui material de sol, care se deosebesc de materialul înconjurător prin origine, diferență în concentrația unor fracțiuni ale plasmei sau diferență în aranjamentul constituenților (asamblaj). Principalele particularități pedologice iau naștere în materialul de sol în timpul proceselor de formare a solului prin concentrarea plasmei în diferite părți ale materialului de sol și prin separări plasmice, adică o schimbare a aranjamentului fracțiunilor plasmei și numai într-o mică măsură concentrare (deplasare) a plasmei (R. Brewer, J. R. Sleeman, 1960). Dintre particularitățile pedologice determinate de modificările pe care le suferă plasma, cele mai importante sunt „*cutanele*” definite ca „o modificare a texturii, structurii sau asamblajului la suprafețele naturale din materialele de sol, datorită concentrării anumitor componente sau datorită modificărilor plasmei *in situ*: cutanele pot fi formate din orice substanță a plasmei (R. Brewer, 1960). Ele îmbracă sub forma unor filme fine suprafața grăunților de schelet, golurile și canalele care străbat solul, și unele peduri.

Cutanele iluviale (pl I, fig. 2-b), corespunzătoare tipului de plasmă „Braunlehm-Teilplasma” al lui W. Kubiena, sunt asociate cu sistemul de canale și goluri din materialul de sol. Intensitatea birefringenței depinde, aşa cum s-a arătat mai înainte, de gradul de orientare optică a mineralelor argiloase.

Dacă la originea cutanelor iluviale stau procesele de concentrare (migrare), cutanele care îmbracă grăunții de schelet se pot forma atât prin concentrări de plasmă (produse și experimental de R. Brewer, A. D. Haldane, 1957) cât și prin separări. Separările de plasmă pot avea loc în urma presiunilor exercitate asupra plasmei la suprafața schele-



tului, dar și prin reorganizarea *in situ* a materialului plasmic rezultat în urma alterării grăuntelui de schelet.

*Matricea s* (R. Brewe, 1964) (pl I, fig. 1-c) (adică matrice plus grăunții de schelet) a unui material de sol este definită ca „materialul din elementele structurale cele mai simple (primare) sau din materialele de sol nestructurate în care apar particularități pedologice : ea constă din plasmă, grăunți de schelet și goluri care nu apar în alte particularități pedologice decit separații de plasmă”<sup>5</sup>.

*Nivelele de organizare* (R. Brewe, 1964) sunt stabilite, în raport cu complexitatea constituenților asamblajului, după cum urmează :

*Asamblaj plasmic* – organizarea constituenților plasmei și golurile foarte mici asociate lor, care rezultă din aranjamentul plasmei în matricea s sau în particularități pedologice individuale.

*Asamblaj bazic* – aranjamentul constituenților matricei s : plasma, scheletul și golurile asociate.

*Asamblaj elementar* – rezultat al asocierii asamblajului bazic cu particularități pedologice legate de natura materialului matricei s.

Clasificarea tipurilor de asamblaje plasmice stabilită în 1964 de R. Brewe, se bazează pe interpretarea proprietăților optice – anizotropia, izotropia sau opacitatea componenților – și a tipului de extincție. R. Brewe stabileste mai multe grupe de asamblaje plasmice, printre care mai importante sunt :

*Asamblaje plasmice asepice*, (pl I, fig. 1-c). Au plasmă anizotropă dar domeniile anizotrope sunt neorientate unul față de altul astfel că practic nu au loc separații de plasmă iar extincția are un aspect pătat. Formarea particularităților proprii asamblajelor asepice poate avea mai multe puncte de pornire. În timpul transportului și depunerii materialelor, mineralele argiloase pot fi dispersate sau parțial flocculate. După depunere are loc mai întâi o accentuare a gradului de floculare urmând apoi o slabă orientare în interiorul floculelor, manifestată printr-o slabă extincție pătată. Lipsa domeniilor cu orientare preferată se constată și în cazul alterării unor grăunți de schelet (R. Brewe). Probabil că acest aspect este specific unui început de alterare, cu timpul orientarea optică accentuându-se, se poate ajunge la separații plasmice.

*Asamblaje plasmice sepice* prezintă separații de plasmă de la cele mai simple pînă la cele mai complexe care fac trecerea spre particularitățile pedologice determinate de concentrările plasmei. Apar domenii

<sup>5</sup> În petrologia sedimentelor, matricea este definită ca materialul fin, a cărui limită superioară diferă de cea din pedologie.

anizotrope cu aspecte variate de orientare optică preferată — respectiv separațiile plasmice au aspect striat la extincție (aranjament linear).

Cele mai simple asamblaje plasmice se păstrează numai pete cu o slabă orientare striată (*asamblaj insepic*) (pl I, fig. 1-c). Cu timpul petele cu orientare striată se pot lega între ele sau mai păstrează între ele arii cu orientare pătată (*asamblaj mosepic*, pl II, fig. 1-d). Asocierea separațiilor de plasmă cu orientare striată cu goulurile planare, marchează apariția *asamblajului vosepic*; dezvoltarea ariilor alungite cu orientare striată pe un fond plasmic cu arii cu orientare pătată caracterizează *asamblajul masepic* (pl I, fig. 4a-e). În sfîrșit mai amintim asamblajul plasmic schelsepic în care separațiile plasmice au orientare striată paralelă cu grăunții scheletului.

Dezvoltarea orientării striații, specifică asamblajelor sepice este considerată într-o mare măsură consecința presiunilor și tensiunilor care iau naștere la umerezire și uscare (A. A. Rode et al., 1960). Astfel de procese au loc în zona goulurilor și la suprafața grăunților de schelet. În cazul asamblajului masepic are loc chiar o curgere plastică într-o anumită direcție, (R. Brew er), aspect asemănător structurilor cu plasme fluidale ale lui W. Kubiena. Se poate presupune, în astfel de situații, că au loc nu numai separații plasmice ci și concentrări plasmice, migrări, nelegate de canale, astfel de asamblaje putând fi luate în considerare în aprecierea proceselor argilo-iluviale. Problema se poate pune în mod asemănător și în cazul asamblajelor vosepic și schelsepic; experiențele lui R. Brew er și A. D. Haldane (1957) citate mai înainte au arătat că se pot forma cutane la suprafața grăunților de schelet prin iluviere. Probabil că asamblaje schelsepice ar trebui considerate numai cele cu pelicule de alterare cu orientare striată.

Tensiunea-presiunea produse la umectare și uscare nu sunt considerate satisfăcătoare pentru a explica formarea asamblajelor cu orientare striată mai redusă (insepic și mosepic). În unele cazuri sunt considerate relicte sedimentare. Problema lor rămîne încă deschisă (R. Brew er, 1964).

*Asamblajul bazic* se referă, așa cum s-a arătat, la aranjamentul constituenților matricei — plasma, scheletul și goulurile. Tipurile principale de asamblaje bazice stabilite de R. Brew er corespund celor elementare descrise de W. Kubiena; denumirile propuse cuprind precizări în legătură cu tipul de asamblaj plasmic, mai ales în cazul asamblajului porfiroschelic (echivalentul asamblajului porfiropeptic — W. Kubiena).

În cazul *asamblajelor elementare*, denumirea este completată cu denumirea particularităților pedologice asociate, de exemplu asamblaj porfiropeptic (cu plasmă masepică) cutanic (pl I, fig. 4a).



Cele două curente din micromorfologia solului prezentate mai înainte, sunt o expresie a concepțiilor dominante în pedologie în general. Curentul reprezentat de W. Kubiena se încadrează în limitele pedologiei evolutiv-genetice tradiționale, iar curentul mai tînăr al lui R. Brewe r, prin esență morfodescriptiv corespunde principiilor ce stau la baza clasificării americane a solurilor. Aceste două curente, care abordează aspectele micromorfologice ale solului din unghiuri diferite, nu se exclud între ele, ci, aşa cum se vede din sistematica solurilor, se pot completa. Fenomenul micromorfologic apreciat calitativ în spirit evolutiv genetic după W. Kubiena poate fi precizat morfodescriptiv apelind la terminologia lui R. Brewe r.

Cercetarea micromorfologică permite completarea imaginii despre morfologia solului, contribuind totodată la clarificarea unor probleme care nu pot fi rezolvate satisfăcător prin mijloacele curente de investigație. Unitatea de bază în micromorfologie, asamblajul și elementele constitutive, plasma, scheletul și golurile, pot fi supuse unor multiple interpretări teoretice și aplicative.

Identificarea constituentelor materialului de sol, determinarea tipului de asamblaj și compararea acestora cu materialul parental, ca și studiul alterării mineralelor primare, permit cercetătorului să obțină date interesante despre geneza solului. În sistematica solurilor cercetările micromorfologice joacă de asemenea un rol important. În situația în care caracterele macroscopice ale solului sunt insuficient exprimate — tranziții de la un tip de sol la altul, soluri formate pe depozite neuniforme, stratificate, soluri erodate etc., intervenția microscopului polarizant, este de un real folos. Plasma este elementul mobil al materialului de sol, compoziția și modul în care este repartizată la diferite nivele în profilul solului în matricea și sau în particularitățile pedologice (de exemplu cutane) caracterizează de asemenea anumite procese pedogenetice : acestea pot fi actuale sau au avut loc în trecut și în acest sens studiul plasmei și în general cercetarea micromorfologică își găsește aplicare în paleopedologie.

Analizele chimice pot de asemenea să fie întregite cu studii micromorfologice privind, de exemplu, modul de repartiție al sesuviozizilor, carbonaților sau tipul de humus. În domeniul agrotehnicii se poate urmări prin studiul periodic al secțiunilor de sol gradul de descompunere al îngrășămintelor organice și asimilarea celor minerale.

Cercetarea micromorfologică își găsește aplicare în fizica solului. În această direcție se pot obține date interesante prin studierea sistemului de goluri și canale din materialul de sol, a tipurilor de cutane și a supra-



fețelor de care sunt legate, a asamblajelor. Studiul acestor aspecte în solurile ameliorate prin diferite metode, permite pedologului ameliorator să tragă concluzii utile asupra eficacității măsurilor aplicate.

Primele observații micromorfologice asupra solurilor din țara noastră sunt cuprinse în teza de doctorat întocmită de C. V. Oprea în 1937 sub conducerea lui W. Kubiena. Recent, I. Treiber și Ioana Balint (1964) fac unele observații mineralogice și micromorfologice generale asupra unor soluri din jurul Clujului.

În cele ce urmează vom prezenta unele aspecte micromorfologice asupra solurilor podzolice argilo-iluviale pseudogleizate. Pentru prepararea secțiunilor subțiri de sol, s-au folosit rășini sintetice produse în țară, selecționate și experimentate de D. Todor<sup>6</sup>.

Procesele argilo-iluviale sunt caracterizate prin formarea orizontului B textural, în care se acumulează o anumită cantitate de argilă, compoziția chimică și mineralogică a acesteia menținându-se uniformă pe întreg profilul. Privind acest proces din punct de vedere micromorfologic, putem afirma că are loc migrarea unei plasme alcătuită aproape în întregime din minerale argiloase; celelalte componente pot fi sesuvioizi și materie organică. Argila care migrează prin sistemul de pori și canale din sol și prin spațiile dintre peduri se găsește în stare peptizată. Starea de peptizare permite ca la depunere mineralele argiloase (care au o structură foioasă și sunt în cea mai mare parte anizotrope) să realizeze orientarea optică, adică așezarea în pachete cu axele C relativ paralele între ele, birefringența devenind astfel evidentă, cu atât mai clară cu cît procentul de minerale argiloase este mai mare și orientarea mai bună.

Cele mai importante particularități pedologice rezultate în urma concentrării plasmei (migrării argilei) sunt cutanele de iluviere care caracterizează orizontul Bt, revenindu-le în cadrul acestuia un procent cu atât mai mare cu cît procesul argilo-iluvial este mai avansat. Astfel de cutane, corespunzătoare plasmei de tip „Braunlehm-Teilplasma”, sunt distribuite pe pereții golurilor și canalelor care străbat matricea și (asamblaj intertextic) al cărei fond îl formează plasma imobilă de tip „Braunerde” cu asamblaj plasmic aseptic sau septic. Asocierea pseudogleizării este însotită de dezvoltarea ariilor cu asamblaj porfiropic și plasmă de tip „Braunlehm” și reducerea celor cu asamblaj intertextic.

<sup>6</sup> D. Todor. Executarea secțiunilor subțiri de sol și materiale friabile pentru determinări micromorfologice și mineralogice. Inovație – Întreprinderea geologică de prospecționi, 1965.

În stadiul inițial al depunerii plasmei (pl I, fig. 1) cutanele sănt subțiri și discontinui. Ele se diferențiază însă bine de matricea s prin culoarea gălbuie-brună și — mai ales sub nicolii încrucișăți, prin birefringență ridicată și limita clară. Matricea s prezintă un asamblaj porfiropicic iar plasma ei formează în cea mai mare parte un asamblaj asepic și numai local, în apropierea canalului, treceri la un asamblaj insepic.

Dezvoltarea migrării argilei prin canale duce la formarea cutanelor stratificate (pl I, fig. 2); alături de mineralele argiloase cu mare mobilitate și birefringență, se depun oxizi de fier. Asamblajul plasmic al materialului cutanic, cu o orientare puternică, delimitizează clar cutanele față de matricea s limitrofă, cu asamblaj porfiropicic, în care plasma formează asamblaj asepic-insepic. În unele situații (pl I, fig. 3 a, 3 b) plasma de tip „Braunlehm-Teilplasma” umple în întregime unele părți din canalele care străbat solul. În cazul de față, cantitatea ridicată de oxizi de fier în compoziția plasmei, reduce birefringența plasmei migrate. Se remarcă de asemenea cimentarea puternică a canalelor cu oxizi de fier amorfi și procentul ridicat al acestora în plasma matricei s.

Aceeași interpretare ca în cazul figurii 1, se poate face referitor la golurile tapisate cu plasmă orientată, cutanele respective fiind în faza incipientă a formării lor (pl I, fig. 4a, 4b).

Alături de cutanele iluviale apar, slab dezvoltate cutane produse de separații plasmice, rezultate prin orientarea *in situ* la suprafața grăunților de schelet (pl I, fig. 2, 3).

Aspecte variate oferă matricea s prin prezența unor tipuri diferite de asamblaje plasmice, de la cele mai simple (ca orientare optică), de tip aseptic și insepic (pl I, fig. 1), pînă la asamblajele sepice superioare de tip masepic-vosepic (pl I, fig. 4a, 4b) ca benzi alungite, care sugerează mai mult decît simple separații plasmice, un anumit tip de curgere plastică a materialului fin al matricei s aspect asemănător plasmelor fluidale de tip „Braunlehm”. Chiar dacă nu se poate stabili precis dacă această plasmă provine dintr-un orizont eluvial, sau este numai plasmă din orizontul B, prezența acestor benzi cu o anumită direcție sugerează o anumită direcție de deplasare a apei în sol și pot fi asociate cu procesul argilo-iluvial. Asamblajele elementare ale orizontului B, sănt cutanice.

În orizontul A<sub>2</sub> (pl II, fig. 2) datorită proceselor de migrare înaintate, nu apar particularități pedologice de tipul cutanelor; matricea s prezintă un asamblaj slab spongios-intertextic cu plasmă aproape în totalitate izotropă. Datorită proceselor de pseudogleizare care se manifestă în întregul profil, în toate orizonturile apar concrețiuni ferimanganice și pete ferice;

În orizontul B sub influența stagnării apei și a orientării neraportate la o anumită suprafață limita între materialul cutanic și matricea s este pe alocuri mai puțin precisă (pl I, fig. 2).

## BIBLIOGRAFIE

- Altemüller H. J. (1956) Mikroskopische Untersuchung einiger Löss-Bodentypen mit Hilfe von Dünnschliffen. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 72 (117). Weinheim.
- (1962) Beitrag zur mikromorphologischen Differenzierung von durchschlämmtter Parabraunerde. Podsol — Braunerde und Humus — Podsol. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 98/3 (43). Weinheim.
- Blume H. P., Schlichting E., Altemüller H. J. (1959) Nachweis einer Tonverlagerung in Bodenprofilen. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 85 (130). Weinheim.
- Brewer R., Haldane A. D. (1957) Preliminary Experiments in the Development of Clay Orientation in Soils, *Soil Science* 84 U.S.A. Rutgers University-New Brunswick, New Jersey.
- (1960) Cutans: their definition, recognition and classification. *The Journal of Soil Science* 11/2, Oxford.
  - Sleeman J. R. (1960) Soil structure and fabric. *The Journal of Soil Science* 11/1 Oxford.
  - (1964 a) Classification of plasmic fabrics of soil materials, In „*Soil Micromorphy*“ edited by A. Jongerius. Elsevier Publishing Company Amsterdam London New York.
  - (1964 b) Fabric and Mineral Analysis of Soils. Edited by John Wiley Sons, Inc. New-York, London, Sidney.
- Gorbunov N. I. (1961) Movement of colloidal clay particles in soils (Problem of Leaching and Podzolization *Soviet Soil Science* 7. National Science Foundation Washington.
- Gradusov B. P., Dyasdevich G. S. (1961) Chemical and mineralogical composition of Clay fractions in strongly podzolic soils in connection with element migration. *Soviet Soil Science* 7. National Science Foundation. Washington.
- Kubiëna W. L. (1935) Über das Elementargefüge des Bodens. *Soil Research* 4. Berlin.
- (1938) Micropedology. Ames-Iowa.
  - (1944) Beiträge zur Bodenentwicklungslehre: der Kalksteinbraunlehm (Terra fusca) als Glied der Entwicklungsserie der mitteleuropäischen Rendzina. *Bodenkunde und Pflanzenernährung* 35 (80) 1/4, Weinheim.
  - (1953) Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart.
  - (1956) Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössböden. *Eiszeitalter und Gegenwart* 7, Öhringen /Würt.
  - (1962) Wesen, Ziele und Anwendungsgebiete der mikromorphologischen Bodenforschung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 97/3. Weinheim.
- Laruelle J. (1965) Notes on soil micromorphology Training Centr for postgraduate soil scientists. *Kijksuniversiteit Gent*.



- M a n i l G. (1962) Diskussion über den Ausdruck „Lessivé“ auf Grund mikromorphologischer Beobachtungen. *Zeitschrift für Pflanzenernährung Düngung Bodenkunde*, 98/3 (143), Weinheim.
- R e u t e r G. (1962) Lessivé-Braunerde Interferenzen auf Geschiebemergel. *Zeitschrift für Pflanzenernährung Düngung Bodenkunde* 98/3, Weinheim.
- (1964) Zur Mikromorphology lessivierter Böden in verschiedenen Klimagebieten. In „Soil Micromorphology“ edited by A. Jongerius. Elsevier Publishing Company Amsterdam London New York.
- R o d e A. A., Y a r i l o v a Y e. A., R a s h e v s k a y a I. M. (1960) Certain genetic characteristics of dark soils. *Soviet Soil Sci.* 8, National Science Foundation Washington.
- T r e i b e r I., B a l i n t I o l a n d a (1964) Studiul microscopic al secțiunilor orientate la solurile din imprejurimile Clujului. *Știința Solului*, 2, București.

## ÉTUDE MICROMORPHOLOGIQUE DES SOLS. ASPECTS MICROMORPHOLOGIQUES DES PROCESSUS ARGILO-ILLU- VIAUX DANS LES SOLS LESSIVÉS

PAR

M. POPOVĂȚ, M. OPRIS

(Résumé)

Les principaux courants actuels, concernant la micromorphologie des sols, représentés au point de vue évolutif-génétique par W. L. Kubiena et au point de vue morpho-descriptif par R. Breweir, ne s'excluent pas entre eux. Le phénomène micromorphologique envisagé au point de vue évolutif-génétique selon W. L. Kubiena peut être précisé au point de vue morpho-descriptif en faisant appel à la terminologie de R. Breweir. Nous essayons dans ce qui suit de faire pareille tentative concernant certains aspects micro-morphologiques rencontrés dans les sols lessivés de la Roumanie.

Les processus argilo-illuviaux sont caractérisés par la formation de l'horizon textural B, où s'accumule une certaine quantité d'argiles. La composition chimique et minéralogique se maintient uniforme dans tout le profil. Au point de vue micromorphologique, on pourrait affirmer qu'il s'agit de la migration d'un plasma constitué presque exclusivement de minéraux argileux, les autres composants peuvent être des sesquioxides et de la matière organique. L'argile qui circule dans le sol par le système



des pores et des canaux, ainsi que dans les espaces existant entre les pedis, est peptisée. La peptisation permet aux minéraux argileux (à structure lamellaire qui sont pour la plupart anisotropes), quand ils se déposent, de réaliser une orientation optique, c'est à dire de constituer des paquets avec les axes C relativement parallèles entre eux, la biréfringence devenant ainsi évidente et d'autant plus claire que la proportion des minéraux argileux est plus élevée et l'orientation optique meilleure.

Les plus importantes particularités pédologiques résultées à la suite de la concentration du plasma (migration de l'argile) sont les cutans illuviaux qui caractérisent l'horizon Bt. Dans cet horizon les cutans sont d'autant plus abondants que le processus argilo-illuvial est plus avancé. Parreils, cutans, correspondant au plasma de type „Braunlehm-Teilplasma”, sont distribués sur les parois des vides et des canaux qui traversent la matrice s dont le fond est constitué par le plasma immobile de type „Braunerde” à assemblage assépique ou sépique. L'association de la pseudogleyification est accompagnée par le développement des aires d'assemblage porphyropéptiques et du plasma de type „Braunlehm” et la réduction des aires à assemblage intertextuel.

Au stade initial du dépôt du plasma (fig. 1) les cutans sont minces et discontinus. Mais ils se différencient distinctement de la matrice s par leur teinte jaunâtre brun et, surtout sous nicols croisés, par biréfringence élevée et délimitation claire. La matrice s présente un assemblage porphyropéptique et son plasma est formé, pour la plupart, d'un assemblage assépique ; ce n'est que localement, au voisinage du canal qu'on voit des transitions vers un assemblage insépique.

Le développement de la migration de l'argile par des canaux mène à la constitution des cutans stratifiés (fig. 2) ; à côté des minéraux argileux à grande mobilité et biréfringence s'accumulent les oxydes de fer. L'assemblage plasmique du matériel cutanique avec forte orientation délimite clairement les cutans par rapport à la matrice s limitrophe, à assemblage porphyropéptique, où le plasma forme un assemblage assépique-insépique. Dans certains cas (fig. 3, 3 bis) le plasma de type „Braunlehm-Teilplasma” remplit complètement certaines parties des canaux qui traversent le sol. Au cas présent, la proportion élevée en oxydes de fer dans la composition du plasma, réduit la biréfringence du plasma entraîné. On remarque aussi les canaux fortement cimentés par les oxydes de fer amorphes ainsi que leur proportion élevée dans le plasma de la matrice s. Quant aux vides tapissés de plasma orienté, on peut faire la même interprétation que dans le cas de la fig. 1, la formation des cutans respectifs se trouvant dans une phase de début (fig. 4, 4 bis).



À côté des cutans d'illuviation apparaissent, faiblement développés, des cutans produits par des séparations plasmiques, générés par l'orientation *in situ* à la surface des grains de squelette (fig. 2, 3).

Des aspects variés nous offre la matrice *s* par la présence de certains types différents d'assemblage plasmique, à partir des plus simples (comme orientation optique) de type assépique et insépique (fig. 1), jusqu'aux assemblages sépiques supérieurs de type massépique-vossépique (fig. 4). Ces derniers apparaissent comme des bandes allongées, qui ne suggèrent pas de simples séparations plasmiques, mais plutôt un certain type d'écoulement plastique du matériel fin de la matrice *s*, aspect semblable au plasma fluidal de type „Braunlehm”. Même si l'on ne pouvait pas établir précisément si ce plasma provient d'un horizon éluvial, ou s'il ne s'agit que d'un plasma de l'horizon B, la présence de ces bandes ayant une certaine direction suggère une certaine direction du déplacement de l'eau du sol, et elles peuvent être associées au processus argilo-illuvial. Les assemblages élémentaires de l'horizon B sont cutaniques.

Dans l'horizon A<sub>2</sub> (fig. 6) à cause des processus de migration avancée, des particularités pédologiques de type cutan n'apparaissent pas ; la matrice *s* présente un faible assemblage intertextique, à plasma presque complètement isotrope. À cause des processus de pseudogleyification qui se manifestent dans tout le profil, dans tous les horizons apparaissent des concrétions ferri-manganeuses et des tâches ferriques ; dans l'horizon B sous l'influence de l'eau stagnante et de l'orientation non-rapportée à une certaine surface, la limite entre le matériel cutanique et la matrice *s* est par endroits moins précise (fig. 2).



## PLANŞA I

Fig. 1. — Sol podzolic argilo-iluvial pseudogleizat (depresiunea Maramureş) 70 × , N × .  
Orizontul Bg 60-70 cm : a, canal și goluri ; b, cutane incipiente ; c, matrice s cu asamblaj plasmic asepic-insepic.

Sol lessivé à pseudogley (dépression de Maramureş) 70 × , N × .

Horizon Bg 60-70 cm : a, canal et creux ; b, cutans peu développés ; c, matrice s avec assemblage plasmique asépique — insépique.

Fig. 2. — Sol podzolic argilo-iluvial pseudogleizat (depresiunea Borod) 70 × , N × .

Orizontul Bg 90-110 cm : a, canal ; b, cutane stratificate ; c, matrice s cu asamblaj plasmic predominant asepic și insepic în apropierea canalului.

Sol lessivé à pseudogley (dépression de Borod) 70 × , N × .

Horizon Bg 90-110 cm : a, canal ; b, cutans ; c, matrice s avec assemblage plasmique à dominante asépique et insépique au voisinage du canal.

Fig. 3 a — Sol podzolic argilo-iluvial pseudogleizat (depresiunea Maramureş) 70 × , N ||.

Orizontul Bg 60-70 cm : a, canal cimentat cu oxizi de fier, gol ; c, matrice s cu asamblaj plasmic asepic-insepic ; e, matrice s cu asamblaj plasmic masepic-vosepic ; g, canal umplut cu plasmă.

Sol lessivé à pseudogley (dépression de Maramureş) 70 × , N ||.

Horizon Bg 60-70cm : a, canal cimenté par oxydes de fer, pores ; c, matrice s avec assemblage plasmique asépique — insépique ; e, matrice s avec assemblage plasmique masépique -vosepique ; f, canal rempli de plasme.

Fig. 3 b — Idem fig. 3 a, dar N × .

Idem fig. 3 a, N × .

Fig. 4 a — Sol podzolic argilo-iluvial pseudogleizat (depresiunea Maramureş) 70 × , N ||.

Orizontul Bg 60-70 cm : a, gol de dimensiuni mari ; b, cutane incipiente depuse pe pereții golului ; c, matrice s cu asamblaj plasmic asepic-insepic ; e, matrice s cu asamblaj plasmic masepic-vosepic.

Sol lessivé à pseudogley (dépression de Maramureş) 70 × , N ||.

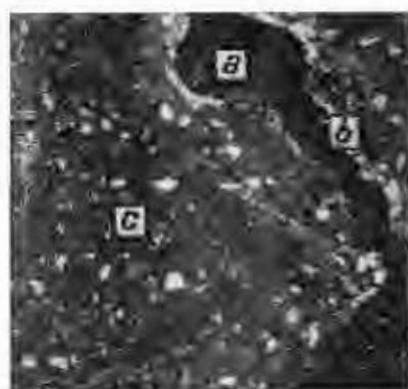
Horizon Bg 60-70 cm : a, pores de grande taille ; b, cutans peu développés tapissant les parois des pores ; c, matrice s avec assemblage plasmique asépique-insépique ; e, matrice s avec assemblage plasmique masépique-insépique, e, matrice s avec assemblage plasmique masépique-vosepique.

Fig. 4 b — Idem fig. 4 a, N × .

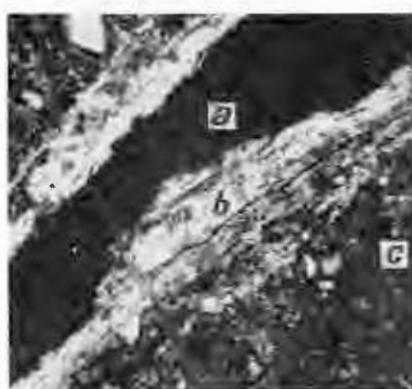
Idem fig. 4 a, N × .



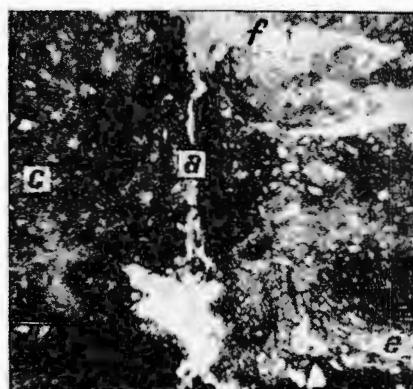
M. POPOVĂȚ, M. OPRIȘ. Cercetarea micromorfologică a solurilor. Pl. I.



1



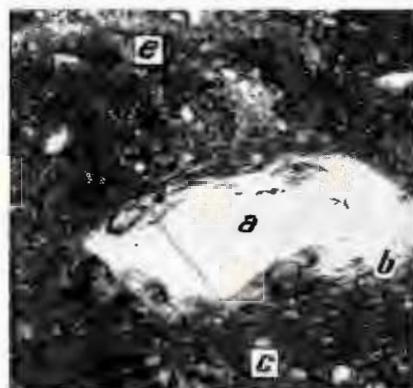
2



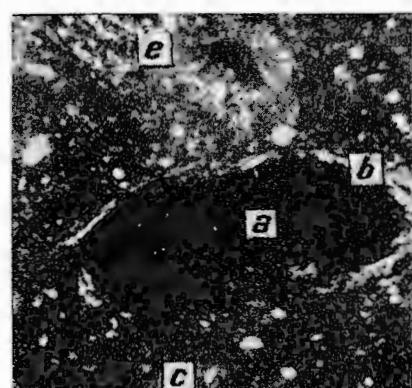
3 a



3 b



4 a



4 b

Studii tehnice și economicc seria C nr. 16.

## PLANŞA II

Fig. 1. a — Sol podzolic argilo-iluvial pseudogleizat (depresiunea Maramureş)  $70\times, N \parallel$ .

Orizontul Bg 60-70 cm : c, matrice s cu asamblaj plasmic aseptic — insropic; d, matrice s cu asamblaj plasmic masropic.

Sol lessivé à pseudogley (dépression de Maramureş)  $70\times, N \parallel$ .

Horizon Bg 60-70 cm : c, matrice s avec assemblage plasmique asépique — insépique; d, matrice s avec assemblage plasmique masépique.

Fig. 1. b — Idem fig. 1 a, N  $\times$ .

Idem fig. 1 a, N  $\times$ .

Fig. 2. — Sol podzolic argilo-iluvial pseudogleizat (depresiunea Maramureş).

Orizontul A<sub>2</sub> 22-40 cm  $70\times, N \times$  : c, matrice s cu asamblaj aseptic; g, concrețiune ferimanganică.

Sol lessivé à pseudogley (dépression de Maramureş),

Horizon A<sub>2</sub> 22-40 cm  $70\times, N \times$  : c, matrice s avec assemblage asépique; g, concrétions ferri-manganésique.

Fig. 3. — Sol podzolic argilo-iluvial pseudogleizat (depresiunea Borod).  $70\times, N \times$ .

Orizontul A<sub>2</sub> 18-32 cm : c, matrice s cu asamblaj plasmic aseptic; g, concrețiune ferimanganică.

Sol lessivé à pseudogley (dépression de Borod).  $70\times, N \times$ .

Horizon A<sub>2</sub> 18-32 cm : c, matrice s avec assemblage plasmique asépique; g, concrétions ferri-manganésique.

Fig. 4. — Sol brun acid humifer (munții Gutii).  $70\times, N \parallel$ .

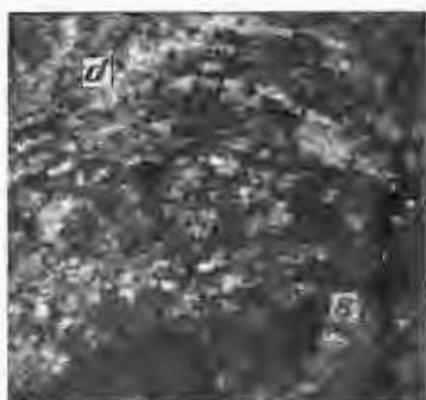
Orizontul A 0-8 cm; aglomerări de materie organică.

Sol brun acide humifère (monts Gutii)  $70\times, N \parallel$ .

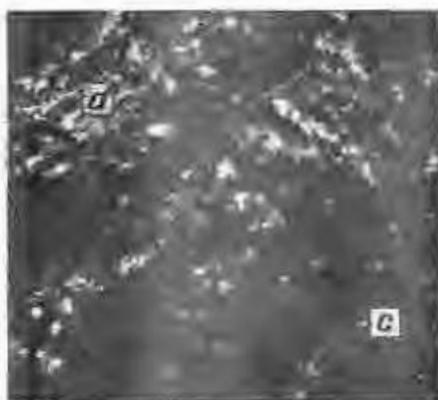
Horizon A<sub>2</sub> 0—8 cm; aggrégations de matière organique.



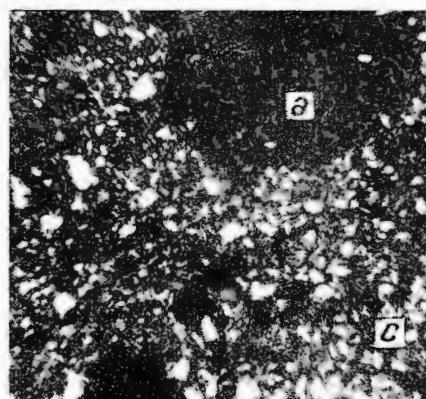
M. POPOVĂT, M. OPRIŞ. Cercetarea micromorfologică a solurilor. Pl. II.



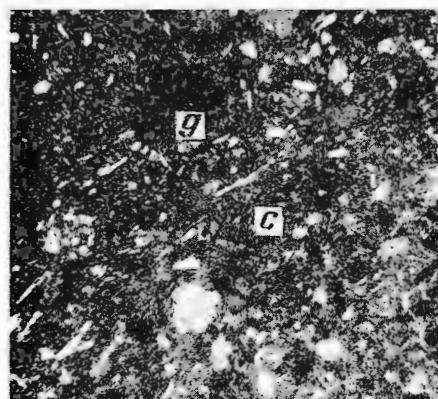
1 a



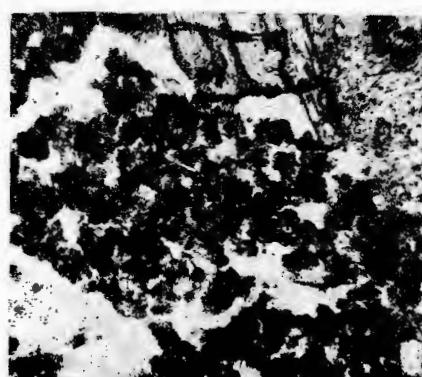
1 b



2



3



4

Studii tehnice și economice seria C nr. 16.

# METODA DE PRELUCRARE A DATELOR ANALIZEI CHIMICE A APELOR FREATICE ÎN VEDEREA CLASIFICĂRII ȘI INTER- PRETĂRII LOR DIN PUNCT DE VEDERE PEDOLOGIC<sup>1</sup>

DE

N. FLOREA<sup>2</sup>

## Abstract

Method of Processing the Data of the Ground Water Chemical Analysis in Order to Classify and Interpret it from the Pedological Point of View. The author expounds a processing method for the analytical data relating to ground water, useful in the study of salinization and solonetzization processes of the soils under the influence of ground water. The chemical composition of the ground water can be shown in diagrams (Fig. 1 and 2): the diagram in the Fig. 2-points concomitently to the anionic and cationic chemical composition, as well as to that of presumable salts existing in water. The classification of the ground water is effected according to the mineralization (Tabl. 1), to the anionic chemical composition (Fig. 6 and 7 and Tabl. 2), to the cationic chemical composition (Fig. 8 and 9 Tabl. 3), as well as to the nature of the salts. (Fig. 10 and Tabl. 4). Any ground water should be determined from the chemical point of view under the following four aspects: mineralization, anionic chemical composition, cationic chemical composition, salt composition.

În țara noastră au o mare răspândire solurile a căror geneză și evoluție este strins legată de primul strat acvifer (sărături, lăcoviști, cernoziomuri freatic-umede etc.), fapt care explică importanța ce se dă cunoașterii corelației dinamice dintre soluri și apele freaticе (mai ales mineralizarea acestora precum și procesele de salinizare a solurilor și apelor freaticе). De aici decurge, în mod firesc, necesitatea unei prelucrări a datelor asupra compoziției chimice a apelor freaticе, care să corespundă necesităților cerute de studiul proceselor de salinizare-desa-

<sup>1</sup> Comunicare prezentată în sesiunea științifică de comunicări a Universității din București din anul 1960.

<sup>2</sup> Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



linizare și deci să ușureze munca de interpretare a materialelor analitice de laborator și să înlesnească compararea și sistematizarea acestora, condiție de bază a generalizării observațiilor.

#### A) REPREZENTAREA GRAFICĂ A COMPOZIȚIEI CHIMICE A APELOR FREATICE

Compoziția chimică a apelor naturale, în general, și a celor freatici, în special, este foarte variată. Dintre compoziții apelor naturale — gaze dizolvate, săruri, coloizi minerali, substanțe organice, etc. — cea mai mare importanță în procesele de salinizare-desalinizare o au sărurile dizolvate, care se găsesc în soluție sub formă de ioni. Dintre acești ioni cei care constituie partea principală a mineralizării apelor naturale sunt : anionii  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3\text{H}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  și cationii  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ . Anionul  $\text{CO}_3^{2-}$  apare de obicei doar în puține ape naturale, iar dintre cationi,  $\text{K}^+$  este întâlnit în mod obișnuit în proporție foarte mică.

Există mai multe moduri de reprezentare grafică a compoziției chimice a apelor subterane. Unele dintre acestea, cele sub formă de coloane (Rogers, 1917; Collins, 1923, cități după H. Schoeller) sau cele sub formă de raze sau stea (Tiekel, 1921; Tellessy, 1932; Frey 1933; Girard, 1935, cități după H. Schoeller) permit reprezentarea grafică a compoziției ionice sau saline (recalculate sau nerecalculate în % miliechivalenti-gram) a unei singure probe de apă; aceste moduri de reprezentare sunt utile la întocmirea hărților hidrochimice în care se redau caracteristicile apelor subterane în diferite puncte. Alte diagrame, de tipul celor triunghiulare (O. A. Alekin, 1953; H. Schoeller, 1962), pătratice (N. I. Tolstihin, 1939, citat după O. A. Alekin) sau verticale (H. Schoeller, 1962) permit reprezentarea grafică a mai multor ape pe o singură diagramă și deci ușoara lor comparare, fapt care le face utile în studii regionale.

Reprezentarea grafică în pătrat după metoda N. I. Tolstihin, ușor de realizat și satisfăcătoare în general din punct de vedere hidrogeologic, nu corespunde însă din punct de vedere pedogenetic și hidroameliorativ, deoarece în această diagramă anionii acizilor tari ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) — care au un rol deosebit în procesele de mineralizare a apelor freatici și de salinizare-desalinizare a solurilor — sunt redați întotdeauna însușitați. De aceea atenția noastră s-a îndreptat către diagrama triunghiulară, dezvoltând acest mod de reprezentare grafică în care fiecare anion își păstrează individualitatea (N. Florea, 1961 a).

Metoda preconizată pentru reprezentarea grafică a compoziției chimice a apelor freatici (și a celor naturale în general) redă compoziția apelor freatici după anioni, separat de compoziția acelorași ape în funcție



de cationi, folosind pentru aceasta metoda obișnuită pentru reprezentarea grafică a compoziției unui amestec ternar, și anume metoda reprezentării grafice într-o diagramă triunghiulară (triunghi echilateral). Se știe că toate amestecurile posibile dintre trei componenți (a căror sumă este constantă) pot fi reprezentate grafic printr-un singur punct cu ajutorul unei diagrame triunghiulare.

În cazul reprezentării grafice a compoziției chimice a apelor freatic după anioni, cei trei componenți care se reprezintă în diagramă sunt  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  și  $\text{CO}_3\text{H}^- + \text{CO}_3^{2-}$ . Ultimii anioni ( $\text{CO}_3\text{H}^-$  și  $\text{CO}_3^{2-}$ ) pot fi redați împreună fără nici un inconvenient deoarece ei au însușiri chimice asemănătoare și roluri similare în procesul de salinizare-desalinizare (totuși se poate marca prezența ionului  $\text{CO}_3^{2-}$  pe diagramă printr-un semn distinctiv aplicat punctului care constituie reprezentarea grafică); de cele mai multe ori însă ionul  $\text{CO}_3^{2-}$  lipsește, lucrurile fiind astfel simplificate. În cazul reprezentării grafice a compoziției chimice a apelor freatic după cationi, cei trei componenți ai diagramei sunt:  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  și  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ . Conținutul de  $\text{K}^+$  este în mod obișnuit foarte mic astfel că poate fi inclus la conținutul de  $\text{Na}^+$  ( $\text{Na}^+$  și  $\text{K}^+$  având proprietăți chimice foarte asemănătoare); de altfel, în cele mai multe cazuri,  $\text{K}^+$  nici nu se determină separat, fiind de la început inclus la conținutul de  $\text{Na}^+$ . În cazuri cu totul rare în afară de anionii și cationii amintiți pot să apară și alți ioni; în aceste cazuri conținutul în acești ioni poate să fie sau neglijat (cazul  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Mn}^{++}$  etc.) sau însumat la cel al altor ioni (d.e. conținutul de  $\text{NO}_3^-$  în cantități mici, poate fi inclus la cel de  $\text{Cl}^-$ ).

Pentru a putea reprezenta grafic compoziția chimică a apelor freatic (după anioni sau după cationi) este necesar, aşa cum am amintit mai sus, ca suma anionilor (respectiv suma cationilor) să fie constantă. Pentru aceasta, compoziția apelor freatic (în g/kg sau me/kg) se recalculează în % me după metoda curentă, astfel încât suma % me anioni = suma % me cationi = 50%.

Reprezentarea grafică se face astfel:

Cele trei laturi ale triunghiului echilateral (fig. 1) se împart fiecare în 50 părți egale. Pe fiecare din cele trei laturi ale triunghiului se înscrie cîte un component, de la 0–50 în sensul de rotire ale acelor ceasornicului — astfel încît la fiecare din cele 3 vîrfuri ale triunghiului echilateral se va situa 50%  $\text{CO}_3\text{H}^-$  (respectiv  $\text{Ca}^{++}$ ), 50%  $\text{SO}_4^{2-}$  (respectiv  $\text{Mg}^{++}$ ) și 50%  $\text{Cl}^-$  (respectiv  $\text{Na}^+$ ). Să presupunem că avem de reprezentat următoarea compoziție chimică după anioni a unei ape freatic: 12%  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , 20%  $\text{SO}_4^{2-}$  și 18%  $\text{Cl}^-$ . Pentru aceasta, de pe latura componentului  $\text{CO}_3\text{H}^-$  se duce prin diviziunea 12% o paralelă la latura triunghiului echilateral



care este opusă vîrfului  $\text{CO}_3\text{H}^-$ ; această dreaptă reprezintă locul geometric al punctelor din diagramă ce conțin 12%  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , deci punctul care constituie reprezentarea grafică a compoziției date se va găsi undeva pe această dreaptă. De pe latura celui de al doilea component —  $\text{SO}_4^{--}$  — se

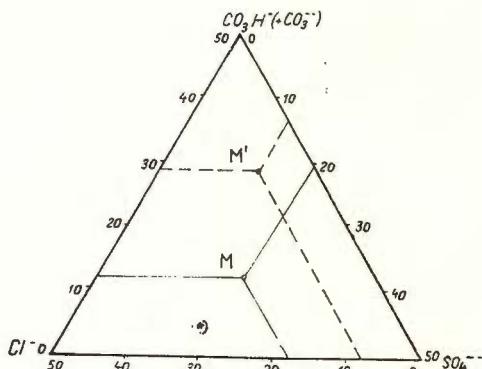


Fig. 1. — Reprezentarea grafică a compoziției chimice a unei ape freatiche în diagrama triunghiulară. M,M' : puncte din diagramă ce corespund unor anumite compoziții chimice anionice a unor ape freatiche.

Représentation graphique de la composition chimique d'une eau phréatique dans le diagramme triangulaire. M,M' : points du diagramme qui correspondent à certaines compositions chimique anioniques des eaux phréatiques.

duce prin diviziunea 20% o dreaptă paralelă la latura triunghiului care este opusă vîrfului  $\text{SO}_4^{--}$ ; dreapta obținută este locul geometric al punctelor cu 20%  $\text{SO}_4^{--}$ . Se repetă operațiile pentru cel de al treilea component, ducind prin diviziunea 18% de pe latura  $\text{Cl}^-$ , o paralelă la latura triunghiului opusă vîrfului  $\text{Cl}^-$  și obținem astfel locul geometric al punctelor cu 18%  $\text{Cl}^-$ . Cele trei drepte — dacă construcția este bine făcută — se întrelătă toate într-un singur punct, M, care constituie reprezentarea grafică a compoziției chimice după anioni a apei freatiche respective.

În mod analog se poate reprezenta grafic orice altă compoziție (anionică sau cationică) a apelor freatiche.

De asemenea, în mod invers, dacă este dat un punct pe diagramă, M', se poate deduce ușor compoziția corespunzătoare; se duc cele 3 drepte paralele cu cele 3 laturi ale triunghiului și diviziunile la care aceste drepte întrelătă laturile triunghiului (axe de coordonate) definesc procentual compoziția chimică respectivă (29%  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , 13%  $\text{SO}_4^{--}$  și 8%  $\text{Cl}^-$ ).

Reprezentarea grafică a compoziției chimice a apelor freatiche după anioni și după cationi se poate face separat în două diagrame alăturate (cu semne distinctive, după regiuni sau alt criteriu) sau, în cazul unui număr mai mic de ape analizate ce trebuie reprezentate grafic, chiar în aceeași diagramă prin semne diferite (de ex. punct pentru compoziția după anioni și cerculeț pentru compoziția după cationi). În acest ultim caz punctele ce corespund aceleiași probe de apă se pot reuni printre linie discretă (cum a propus de altfel H. Scholler, 1962), pentru a putea

urmări ușor compoziția — anionică și cationică — și pentru a se îmlesni interpretarea acesteia.

În continuare expunem o metodă proprie de reprezentare complexă a compoziției chimice a unei probe de apă freatică (sau de apă de suprafață), care permite în același timp evidențierea compoziției anionice și cationice, ca și a sărurilor probabile care se află solvite în apa respectivă. Diagrama pe care o propunem, fiind deci mult mai comprehensivă decit cele anterioare, este foarte indicată pentru reprezentarea compoziției chimice a apelor pe hărți hidrogeologice și hidrochimice la scară mari. La diagramă (fig. 2) poate fi adăugată, într-un sistem oarecare, și reprezentarea grafică a conținutului total de săruri (spre exemplu printr-o coloană).

Pentru această reprezentare se folosește un sistem de axe rectangulare (fig. 2). Pe axa absciselor se reprezintă anionii și anume la dreapta  $\text{CO}_3^{2-}$  și  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , iar la stânga  $\text{SO}_4^{2-}$  și  $\text{Cl}^-$  (în ordinea menționată și unul în continuarea celuilalt); pe axa ordonatelor se reprezintă cationii, și anume în sus  $\text{Na}^+$  (inclusiv  $\text{K}^+$ ) și  $\text{H}^+$  (în cazul apelor acide), iar în jos  $\text{Ca}^{++}$  și  $\text{Mg}^{++}$  (de asemenea în ordinea menționată începînd de la origine și unul în continuarea celuilalt). Unitățile de măsură în care se exprimă diferenții ionii, pot fi me la litru sau % me din suma mili-ionilor-gram. Ultimul mod de exprimare este cel mai indicat; în cazul exprimării în acest mod (% me) a concentrației ionilor, valoarea maximă ce poate fi întîlnită pe una din axe este 50, astfel că diagrama poate fi delimitată la aceste valori încadrîndu-se într-un romb (fig. 2).

După fixarea pe cele 4 axe de coordonate a conținutului relativ al fiecărui ion (% me) marcîndu-se poziția fiecărui cu cîte un punct, se trece la construirea triunghiurilor care dau o imagine grafică asupra compoziției probabile a sărurilor din apă. Pentru aceasta, în cazul că există  $\text{CO}_3^{2-}$  în apă (provenit numai din  $\text{CO}_3\text{Na}_2$ ) se construiește un triunghi isoscel cu vîrful în origine și catetele (egale cu %  $\text{CO}_3^{2-}$ ) pe cele 2 axe corespunzătoare  $\text{CO}_3^{2-}$  și  $\text{Na}^+$ ; acest triunghi reprezintă grafic  $\text{CO}_3\text{Na}_2$  din apă. Ionul  $\text{CO}_3\text{H}^-$  existent în apă se va asocia în ordine cu  $\text{Ca}^{++}$ , apoi cu  $\text{Mg}^{++}$  și restul, dacă este cazul, cu  $\text{Na}^+$ . Pentru aceasta, perpendicular pe axa absciselor în punctul inițial al  $\text{CO}_3\text{H}^-$  se translează segmentul corespunzător  $\text{Ca}^{++}$  care va constitui o catetă a triunghiului isoscel corespunzător  $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}$ , ceeaலătă catetă fiind formată de un segment egal de  $\text{CO}_3\text{H}^-$  pe axa acestuia (se înțelege că în lipsa  $\text{CO}_3\text{Na}_2$ , triunghiul bicarbonatului de calciu va avea vîrful în origine). Dacă conținutul de  $\text{CO}_3\text{H}^-$  este suficient de mare, se transpune în capătul triunghiului deja construit perpendicular pe axa  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , segmentul corespunzător  $\text{Mg}^{++}$  și se construiește în mod similar un triunghi isoscel care corespunde  $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Mg}$ . Pentru restul de

$\text{CO}_3\text{H}^-$  rămas nelegat se translează un segment egal de  $\text{Na}^+$  (deci în acest caz deasupra axei  $\text{CO}_3\text{H}^-$ ) la capătul ultimului triunghi și se unește cu punctul  $\text{CO}_3\text{H}^-$  de pe axa acestuia obținându-se astfel triunghiul isoscel

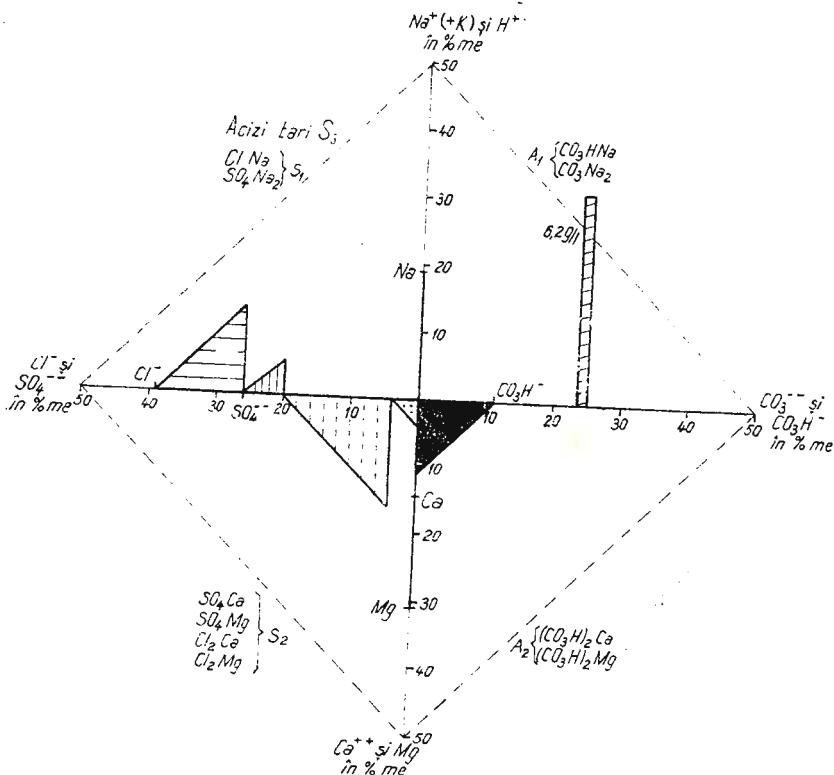


Fig. 2. — Reprezentarea grafică complexă a compoziției chimice ionice și saline a unei ape freatice sau ape naturale. Anionii sint reprezentați pe axa  $xx'$  iar cationii pe axa  $yy'$ ; triunghiurile corespund diferitelor săruri din apă.  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $A_1$  și  $A_2$  au semnificațiile de salinitate primară, salinitate secundară, salinitate terțiară, alcalinitate primară și alcalinitate secundară, după Chase Palmer.

Représentation graphique complexe de la composition chimique ionique et saline d'une eau phréatique ou des eaux naturelles. Les anions sont portés sur l'axe  $xx'$  et les cations sur l'axe  $yy'$ ; les triangles correspondent aux différents sels renfermés par l'eau.  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $A_1$  et  $A_2$  représentent la salinité primaire, secondaire, tertiaire, l'alcalinité primaire et secondaire, selon Chase Palmer.

corespunzător  $\text{CO}_3\text{HNa}$ .  $\text{Na}^+$  rămas liber după unirea cu  $\text{CO}_3\text{H}^-$  se repartizează corespunzător ionilor  $\text{SO}_4^{2-}$  și  $\text{Cl}^-$ , segmentele respective formind cu segmentele anionilor menționați, catetele triunghiurilor isoscele corespunzătoare  $\text{SO}_4\text{Na}_2$  și respectiv  $\text{ClNa}$ .

Dacă  $\text{CO}_3\text{H}^-$  este însă mai mic decât  $\text{Ca}^{++}$ , atunci se va construi triunghiul isoscel corespunzător  $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}$  a cărui catetă va fi egală cu segmentul de  $\text{CO}_3\text{H}^-$ ;  $\text{Ca}^{++}$  rămas liber se va asocia cu un segment egal de  $\text{SO}_4^{--}$ , construindu-se triunghiul corespunzător  $\text{SO}_4\text{Ca}$ , iar dacă vor rămîne încă ioni  $\text{Ca}^{++}$  neasociați, aceștia se vor asocia în continuarea triunghiului precedent cu un segment egal de  $\text{Cl}^-$  construindu-se triunghiul corespunzător  $\text{Cl}_2\text{Ca}$ .  $\text{Cl}^-$  rămas liber va fi divizat în 2 segmente egale cu cele de  $\text{Mg}^{++}$  și  $\text{Na}^+$  cu care va forma triunghiurile isoscele corespunzătoare  $\text{Cl}_2\text{Mg}$  și  $\text{ClNa}$ .

Dacă după asocierea  $\text{Ca}^{++}$  cu  $\text{SO}_4^{--}$  rămîn ioni nelegați de  $\text{SO}_4^{--}$ , atunci se va transpune la capătul triunghiului  $\text{SO}_4\text{Ca}$ , perpendicular pe axa  $\text{SO}_4^{--}$  segmentul de  $\text{Mg}$ , care va constitui o catetă a triunghiului isoscel corespunzător  $\text{SO}_4\text{Mg}$ . Restul de  $\text{SO}_4^{--}$  rămas nelegat de  $\text{Ca}^{++}$  și  $\text{Mg}^+$  va constitui o catetă a triunghiului  $\text{SO}_4\text{Na}_2$  care se obține prin translarea unui segment corespunzător de  $\text{Na}^+$  (ca în exemplul din fig. 2); în acest caz restul de  $\text{Na}^+$  va alcătui un segment care va forma cu segmentul de  $\text{Cl}^-$  cele 2 catete ale triunghiului  $\text{NaCl}$  (fig. 2).

Dacă la unirea  $\text{SO}_4^{--}$  cu  $\text{Mg}^{++}$ , va rămîne  $\text{Mg}^{++}$  neasociat ( $\text{Ca} < \text{SO}_4^{--} < \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ ), segmentul corespunzător acestuia va forma cu un segment egal de  $\text{Cl}^-$  triunghiul isoscel al  $\text{Cl}_2\text{Mg}$ , restul clorului formând cu tot natriul triunghiul corespunzător  $\text{ClNa}$ .

În planșă sunt prezentate mai multe diagrame alcătuite în acest mod pentru ape cu compozitii chimice variate; triunghiurile sunt hașurate deosebit pentru a scoate în evidență sărurile probabile din apă.

În funcție de compozitia în săruri a apei freatiche, triunghiurile din diagramă vor fi conturate în unul sau altul din cele 4 sferturi ale rombului diagramei. În sfertul din stînga-sus vor fi reprezentate acizii tari liberi,  $\text{NaCl}$  și  $\text{SO}_4\text{Na}_2$ ; în sfertul din stînga-jos se vor găsi  $\text{SO}_4\text{Ca}$ ,  $\text{SO}_4\text{Mg}$ ,  $\text{Cl}_2\text{Ca}$ ,  $\text{Cl}_2\text{Mg}$ ; în sfertul din dreapta-sus vor fi reprezentate  $\text{CO}_3\text{HNa}$  și  $\text{CO}_3\text{Na}_2$ , iar în sfertul din dreapta-jos  $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}$  și  $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Mg}$ . Se menționează că acizii liberi și sărurile de sodiu din sfertul din stînga-sus corespund salinității terțiare și respectiv salinității primare în clasificarea clasica a lui Chasé Palmer, cunoscută în hidrogeologie; sărurile de calciu și magneziu din sfertul din stînga-jos corespund salinității secundare, sărurile de sodiu din dreapta-sus reprezintă alcalinitatea primară, iar sărurile de calciu și magneziu din dreapta-jos alcalinitatea secundară după clasificarea lui Chasé Palmer. Diagrama prezentată mai sus (fig. 2) arată însă și din ce săruri se compun diferențele salinități sau alcalinități.

În general, maximum de suprafață hașurată (corespunzătoare diferitelor triunghiuri) în cadrul rombului corespunde unui sfert din suprafața acestuia, și anume în cazul în care anionii și cationii se găsesc grupați în proporție de 50% numai pe una din axele corespunzătoare lor; în mod obișnuit suprafața hașurată corespunde la mai puțin de 1/4 din suprafața totală a rombului. Linia punctată ce marchează rombul reprezintă limita pînă la care s-ar putea extinde suprafața hașurată. Cînd în compoziția apei tinde să predomină o sare de sodiu sau bicarbonați alcalino-pămîntosi suprafața hașurată se concentrează în aceeași măsură într-unul din sferurile corespunzătoare ale rombului, suprapunîndu-se la limită cu acesta.

Graficul prezentat în fig. 2 permite, de asemenea, calculul proporției (în % me) cu care diferitele săruri intervin în compoziția probabilă a apei. Pentru aceasta este suficient să se însumeze numai % me corespunzătoare celor 2 catete ale triunghiurilor care reprezintă grafic sărurile respective. În cazul graficului din fig. 2, spre exemplu, în apă freatică se întîlnesc săruri în proporția următoare: ClNa 26%; SO<sub>4</sub>Na<sub>2</sub> 12%; SO<sub>4</sub>Mg 32%; SO<sub>4</sub>Ca 8%; (CO<sub>3</sub>H)<sub>2</sub>Ca 22%.

Critica ce poate fi adusă modului de reprezentare grafică expus constă în faptul că se referă la o compoziție probabilă a sărurilor și că mărimea suprafețelor corespunzătoare diferitelor săruri nu este proporțională concentrației lor. Avantajele pe care le oferă însă modul de reprezentare, expus mai sus, îl face totuși util în prelucrarea datelor hidrochimice, fiind preferabil oricărui mod analog de reprezentare grafică; este de asemenea foarte util în reprezentarea grafică a sărurilor acumulate în solurile salinizate.

#### B) CLASIFICAREA APELOR FREATICE DIN PUNCT DE VEDERE CHIMIC

Clasificarea apelor freaticice în funcție de sărurile conținute se face ținînd seama de conținutul total de săruri dizolvate (sau de mineralizarea apelor freaticice) și de conținutul relativ de diferiți ioni conținut în apă freatică (sau de compoziția chimică a apelor freaticice).

1. *Clasificarea apelor freaticice în funcție de mineralizare.* Se face luînd în considerare conținutul de săruri dizolvate (exprimat de obicei sub forma reziduului sec la 180°, în g/kg sau g/l) indiferent de natura sărurilor. În literatură de specialitate se găsesc numeroase clasificări bazate pe acest criteriu, divizînd apele freaticice (și naturale în general) în grupe, în funcție de diferite scopuri (industriale, potabile etc.).

Ținînd seama de clasificarea lui E. B. Lobanova și A. N. Rozov (1951), dar mai ales bazați pe concluziile examinării corelației



dintre sol-apă freatică și pe observațiile asupra modificării compoziției paralel cu creșterea mineralizării apelor freatică din partea de nord-est a Cîmpiei Române, noi am propus (N. Florea, 1961 a) o clasificare a apelor freaticice în funcție de mineralizare în 9 categorii, reprodusă în tabelul 1. Pentru fiecare categorie în parte s-au redat în tabel și principalele caractere referitoare la potabilitate, tipul de mineralizare predominant și condițiile în care apare.

Deși clasificarea apelor freaticice în funcție de mineralizare aparent nu ține seamă de compoziția chimică, totuși ea are și un substrat calitativ, deoarece în natură se constată că o dată cu creșterea mineralizării apelor freaticice are loc și o schimbare a compoziției chimice a acestora. Pe baza prelucrării a numeroase date analitice pentru diferite regiuni naturale ale teritoriului U.R.S.S., V. A. Kovda a emis teoria stadiilor de mineralizare a apelor freaticice, după care la anumite mineralizări predomină în compoziția apelor freaticice anumiți ioni. Pentru Cîmpia Română, cercetările făcute de noi au dus la concluzia că paralel cu creșterea mineralizării apelor freaticice are loc o schimbare continuă a compoziției chimice a acesteia, așa cum este arătat în fig. 3 (N. Florea, 1956). Se observă din

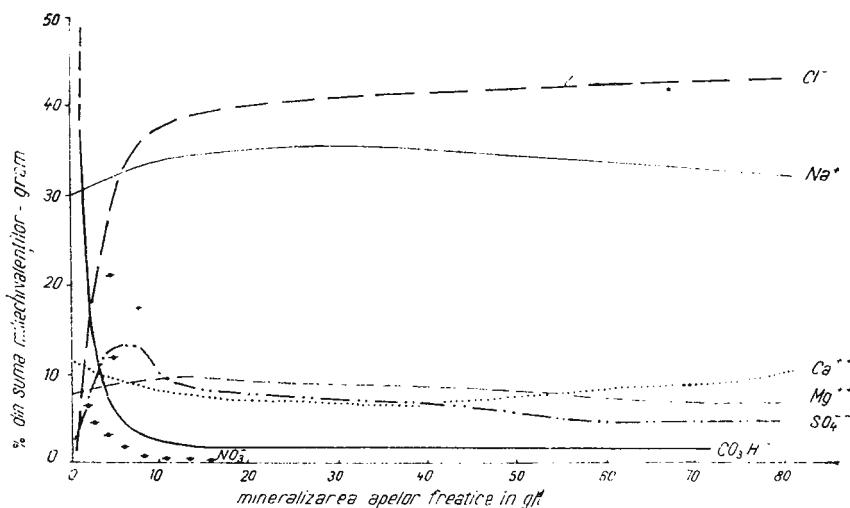


Fig. 3. — Variația conținutului relativ de diferenți ioni în apele freaticice din Cîmpia Română de nord-est în funcție de mineralizare (după N. Florea, 1956). Pe abscisă : mineralizarea apelor freaticice în g/l; pe ordonată : diferenți cationi în % din suma miliechivalenilor-gram.

Variation de la teneur relative des différents ions des eaux phréatiques dans la partie NE de la Plaine Roumaine du Bas Danube, en fonction de la minéralisation (selon N. Florea, 1956). En abscisse : minéralisation des eaux phréatiques en g/l; en ordonnée : différents cations en % du total des milliéquivalents-grammes.

TABELUL 1

*Clasificarea apelor freatici din Cîmpia Română de nord-est în funcție de mineralizare  
(N. Florea, 1961 a)*

	Denumirea categoriei de apă	Reziduu sec g/l	Observații	Tipul de mineralizare predominant
Ape dulci	A) Dulce	<0,5	Potabilitate bună ; cele cu mai puțin de 0,2 g/l pot fi folosite în scopuri industriale (direct sau după un tratament puțin costisitor)	Bicarbonatic
	B) Slab sălcie	0,5–1,0	Potabilitate acceptabilă pentru oameni, bună pentru animale	Bicarbonatic, bicarbonato-sulfatic (cloruric) și uneori cloruro-bicarbonatic
	C) Moderat sălcie	1,0–2,0	Potabilitate rea pentru oameni, acceptabilă pentru animale	Bicarbonato-cloruric (sulfatic) și uneori cloruro-bicarbonatic
Ape sălcii	D) Puternic sălcie	2,0–4,5	Nepotabilă pentru oameni (fiind totuși consumată în cazuri excepționale); potabilitate rea pentru animale	Bicarbonato-cloruric, cloruro-bicarbonatic, cloruro-sulfatic
	E) Slab sărată	4,5–10	Nepotabilă pentru oameni și pentru animale. Apare de obicei sub soluri salinizate la adâncimi mici și mijlocii	Cloruro-sulfatic
	F) Moderat sărată	10–25	Nepotabilă. Apare, în general, sub soluri salinizate la adâncimi mici	Cloruro-sulfatic
	G) Puternic sărată	25–45	Nepotabilă. Apare sub solonțeacuri și solonețuri solonțeacoide la adâncimi mici	Cloruro-sulfatic
	H) Foarte puternic sărată	45–100	Nepotabilă. Apare sub cele mai puternic salinizate solonțeacuri și solonețuri solonțeacoide la adâncimi mici	Cloruric
	I) Excesiv sărată	>100	(Nu a fost întlnită pînă în prezent la noi în țară)	



această diagramă că ionul  $\text{CO}_3\text{H}^-$  este predominant în apele freatiche cu mineralizări foarte mici, devenind apoi neînsemnat în cazul apelor slab-puternic mineralizate; conținutul relativ de ioni  $\text{SO}_4^{2-}$  este cu totul redus în apele freatiche sărare în săruri, crește la apele freatiche cu mineralizări

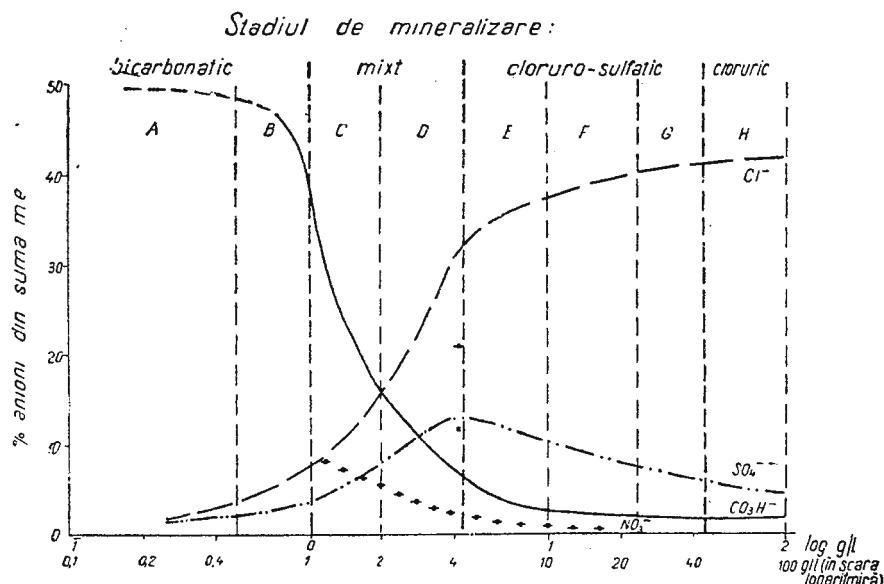


Fig. 4. — Variația conținutului relativ de anioni din apele freatiche din Cimpia Română de nord-est în funcție de mineralizare (date din diagrama precedentă reprezentate în scară semilogaritmică). A, B, ... H: categoriile de ape freatiche după mineralizare, conform tabelului 1. A—B stadiul bicarbonatic de mineralizare; C—D stadiul mixt de mineralizare; E—G stadiul cloruro-sulfatic de mineralizare; H, stadiul cloruric de mineralizare.

Variation de la teneur relative des anions des eaux phréatiques dans la partie NE de la Plaine Roumaine du Bas Danube en fonction de la minéralisation (données du diagramme précédent représentées en échelle sémiologarithmique). A, B, ... H: catégories des eaux phréatiques suivant la minéralisation, conformément au tableau 1. A—B stade bicarbonatique de la minéralisation; C—D stade mixte de la minéralisation; E—G stade sulfato-chlorurique de la minéralisation; H stade chlorurique de la minéralisation.

reduse, scade apoi ușor și rămîne relativ constant la apele freatiche puternic mineralizate; conținutul relativ de ioni  $\text{Cl}^-$ , neînsemnat în cazul apelor foarte slab mineralizate, crește treptat devenind apreciabil (ionul predominant) în cazul apelor freatiche cu mineralizare mijlocie și mare. Procesul de acumulare a sărurilor în apele freatiche (procesul de mineralizare a apelor freatiche) se dezvoltă deci stadal. Acest lucru poate fi urmărit mai ușor în diagrama din fig. 4; această diagramă reproduce de fapt numai

variațiile conținutului relativ de anioni redate în fig. 2, însă într-o scară semilogaritmică, scară ce permite detalierea intervalului de mineralizare dintre 0,1 și 10 g/1 unde se produc cele mai însemnante schimbări în compoziția chimică. În această diagramă se observă clar următoarea succesiune de stadii de mineralizare a apelor freatiche, caracteristică pentru Cîmpia Română de est: bicarbonatic, mixt, cloruro-sulfatic și cloruric. Trecerea de la un stadiu de mineralizare la altul se face relativ repede; astfel de schimbări — salturi calitative — au loc la mineralizările de 1, 4,5 și 45 g/1.

Dacă se analizează acum limitele de mineralizare corespunzătoare diferitelor subîmpărțiri ale apelor freatiche din tabelul 1 în raport cu diagrama din fig. 4 se constată că principalele limite din tabelul amintit corespund mineralizărilor la care se produc schimbări esențiale în compoziția chimică a apelor freatiche, grupările respective corespunzând stadiilor de mineralizare a apelor freatiche; în ceea ce privește restul limitelor se constată ușor din diagrama din fig. 4 că de fapt acestea corespund unor subîmpărțiri de ordin cantitativ în interiorul fiecărui stadiu de mineralizare.

În concluzie, deci, se poate afirma că fiecare subîmpărțire din tabelul 1 corespunde unei realități existente în natură, ce are un anumit conținut calitativ și cantitativ; limitele dintre categorii nu au fost alese arbitrar, ci au rezultat în urma analizei dezvoltării procesului de mineralizare a apelor freatiche. De altfel numai acest mod de prelucrare și interpretare a datelor poate duce la o clasificare obiectivă a apelor freatiche; el trebuie aplicat și pentru celealte regiuni naturale ale țării, stabilindu-se astfel clasificări regionale.

*2. Clasificarea apelor freatiche după compozиția chimică.* Se face ținând seamă de anionii și cationii predominanți (S. A. S c i u k a r e v, V. A. A l e x a n d r o v) sau și de raportul cantitativ dintre ioni (O. A. A l e k i n, 1953). În clasificarea sa, O. A. A l e k i n împarte apele naturale după anionul predominant (exprimat în echivalenți-gram) în trei clase: ape bicarbonatice (și carbonatice) ( $\text{CO}_3\text{H}^- + \text{CO}_3^{2-}$ ), sulfatice ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) și clorurice ( $\text{Cl}^-$ ) (fig.5). Fiecare clasă se subdivide apoi după cationul predominant în trei grupe: de calciu, de magneziu, de sodiu. La rîndul ei fiecare grupă se subdivide în trei tipuri de ape determinate de raporturile dintre ioni în miliechivalenți-gram: tipul I în care  $\text{CO}_3\text{H}^- > \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ , tipul II în care  $\text{CO}_3\text{H}^- < \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} < \text{CO}_3\text{H}^- + \text{SO}_4^{2-}$ , tipul III în care  $\text{CO}_3\text{H}^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$  sau ceea ce este același lucru  $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$ ,

tipul IV în care  $\text{CO}_3\text{H}^- = \text{O}$  (la grupele la care apare tipul IV este exclusă apariția tipului I).

Clasificarea lui O. A. Alekîn este corespunzătoare și pentru studiul proceselor de salinizare-desalinizare a solurilor, în cazul cercetărilor de

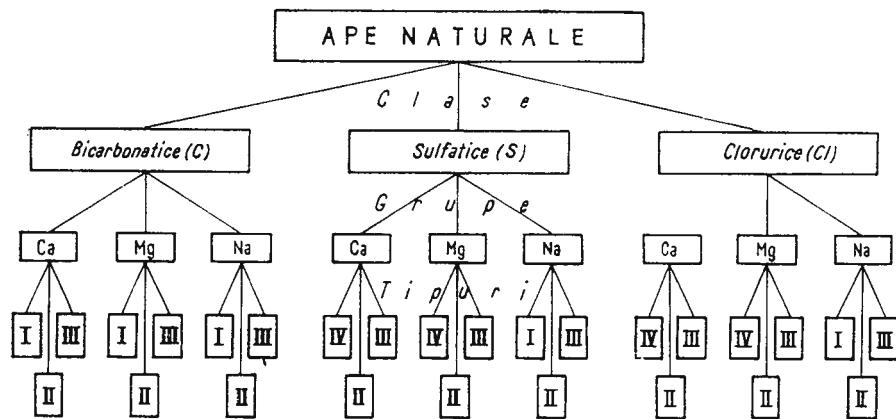


Fig. 5. — Clasificarea apelor naturale după anionul și cationul predominant și raportul dintre ionii principali după O. A. Alekîn.

Classification des eaux naturelles suivant l'anion et le cation prédominants et le rapport entre les principaux ions, selon O. A. Alekîn.

teren la scară mică și, în parte, mijlocie; la cercetări mai detaliate se resimte însă nevoia unei dezvoltări a acestei clasificări.

Clasificarea apelor freatici după compoziția chimică pe care o propunem este principal asemănătoare celei a lui O. A. Alekîn. Pe scurt în acest sistem de clasificare se deosebesc clase, tipuri și subtipuri de ape freatici în funcție de proporția anionilor și separat în funcție de cea a cationilor. Fiecare apă va fi deocamdată atât într-o subîmpărțire după compoziția chimică anionică cât și în una după compoziția cationică. Dacă se consideră util se pot stabili apoi și grupe de ape după felul sărurilor dizolvate.

Clasificarea propusă (fig. 6, 7, 8, 9 și tab. 2, 3), având numeroase subdiviziuni după compoziția anionică și cea cationică pare destul de complicată și într-adevăr ea ar putea fi cu greu aplicată în practică dacă nu s-ar folosi o metodă corespunzătoare de prelucrare a rezultatelor analitice. Această metodă este tocmai metoda grafică expusă mai sus. În loc să se calculeze diferite raporturi între diferenții ioni din apele freatici, aşa cum se obișnuiește în general, se folosește pentru stabilirea claselor, tipurilor

și subtipurilor de ape numai rezultatele analizei chimice recalculate în % me (suma anionilor = suma cationilor = 50%). Într-adevăr reprezentările grafice ale tuturor amestecurilor posibile de diferiți anioni sau de

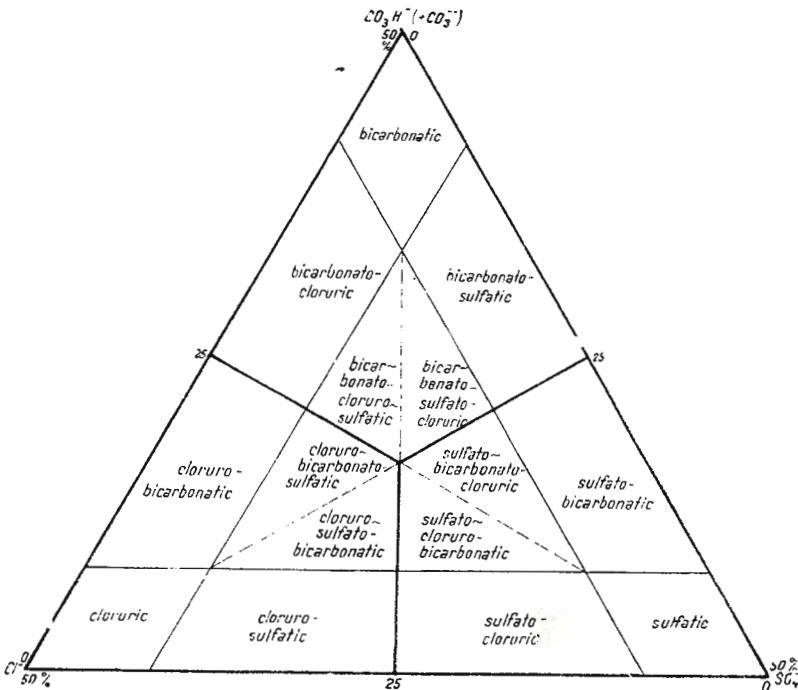


Fig. 6. — Tipurile de ape freatiche după compoziția chimică anionică.

Types des eaux phréatiques suivant la composition chimique anionique.

diferiți cationi se află situate în cuprinsul diagramei triunghiulare. Dacă suprafața acestui triunghi echilateral este împărțită în mod judicios în sectoare din ce în ce mai mici care să corespundă claselor, tipurilor și subtipurilor de ape freatiche (fig. 6, 7, 8 și 9), determinarea acestor subdiviziuni ale apelor freatiche devine un lucru foarte ușor, necesitând numai o simplă reprezentare grafică.

În fig. 6, 7, 8 și 9 sunt redate diagramele triunghiulare, împărțite în sectoare, folosite la determinarea subdiviziunilor compoziției chimice a apelor freatiche după anioni și respectiv după cationi. În tabelele 2 și 3 sunt redate de asemenea clasele, tipurile și subtipurile de ape freatiche după anioni, respectiv după cationi, care apar pe diagramele din fig. 6, 7, 8 și 9. În aceste tabele, care constituie și o explicație a diagramelor respective

sînt redați în mod succint și indicii caracteristici pentru fiecare subdiviziune; de asemenea la sfîrșit se redă și simbolul de notare, care este înscriș.

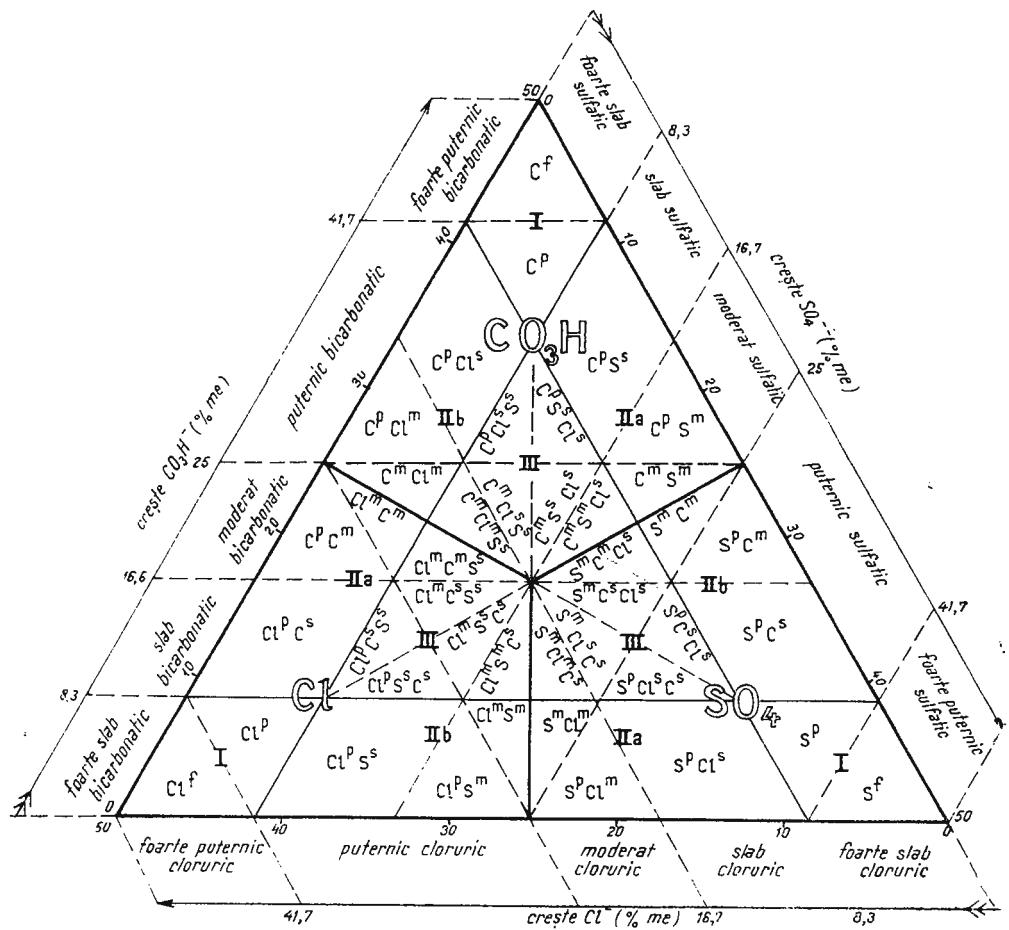


Fig. 7. – Subtipurile de ape freatiche după compoziția chimică anionică. (Explicația simbolurilor de notare –  $C^pS^s$ ,  $S^mC^mCl^s$  etc. în tabelul 2).

Sous-types des eaux phréatiques suivant la composition chimique anionique (tableau 2 : explication des symboles –  $C^pS^s$ ,  $S^mC^mCl^s$  etc.).

și în diagramă, pentru a se ușura folosirea tabelelor. Nu vom intra în detalii de descriere a diferitelor subdiviziuni; în cele ce urmează vom arăta însă care au fost elementele de bază care ne-au condus la stabilirea dife-

ritelor sectoare din cadrul triunghiului echilateral, sectoare ce corespund diferitelor subdiviziuni de ape freaticе.

Clasele de ape freaticе după compoziția chimică anionică sau cationică s-au stabilit pe baza predominării unuia dintre ioni. Prin urmare se

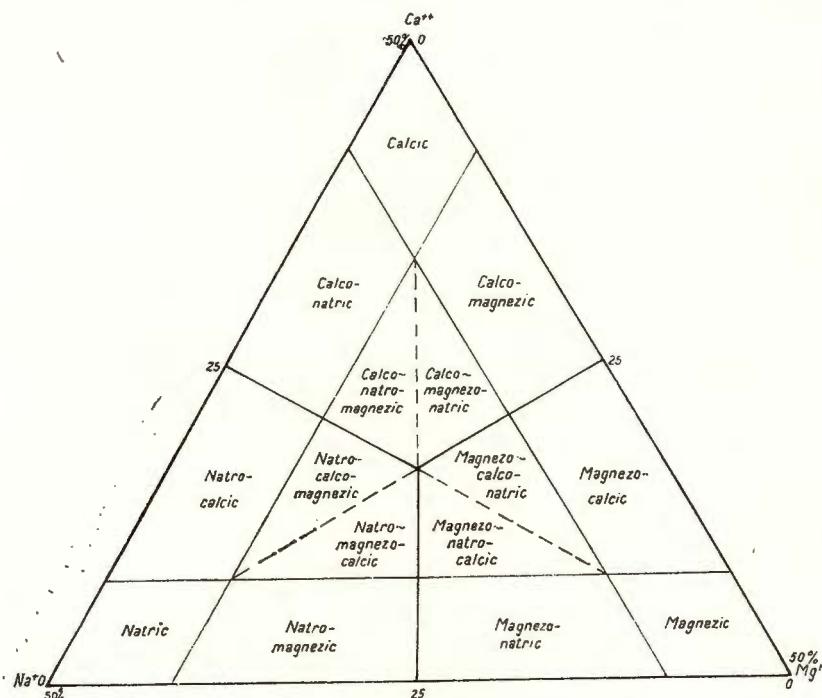


Fig. 8. — Tipurile de ape freaticе după compoziția chimică cationică.  
Types des eaux phréatiques suivant la composition chimique cationique.

pot distinge 3 clase anionice — ape freaticе bicarbonatice (inclusiv carbonatice), sulfatice și clorurice — și de asemenea trei clase cationice de ape freaticе — ape freaticе calcice, magnezice și natrice. Pe diagrama triunghiulară, fiecarei clase îi corespunde o suprafață egală cu a treia parte din aria triunghiului echilateral situată înspre vîrful ce dă denumirea clasei și cuprinsă între jumătățile laturilor triunghiului ce converg în acest vîrf și cele 2 drepte ce unesc centrul triunghiului cu mijloacele laturilor amintite. Suprafață delimitată astfel constituie locul geometric al punctelor care satisfac relația :

% component din vîrful respectiv >% oricare alt component. Această suprafață este notată în diagramă prin simbolul clasei :  $\text{CO}_3\text{H}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  etc.

În cadrul fiecărei clase de ape freatiche (după compoziția lor chimică anionică sau cationică) s-au stabilit tipuri de ape freatiche în funcție de numărul componenților care participă în măsură însemnată în compoziția

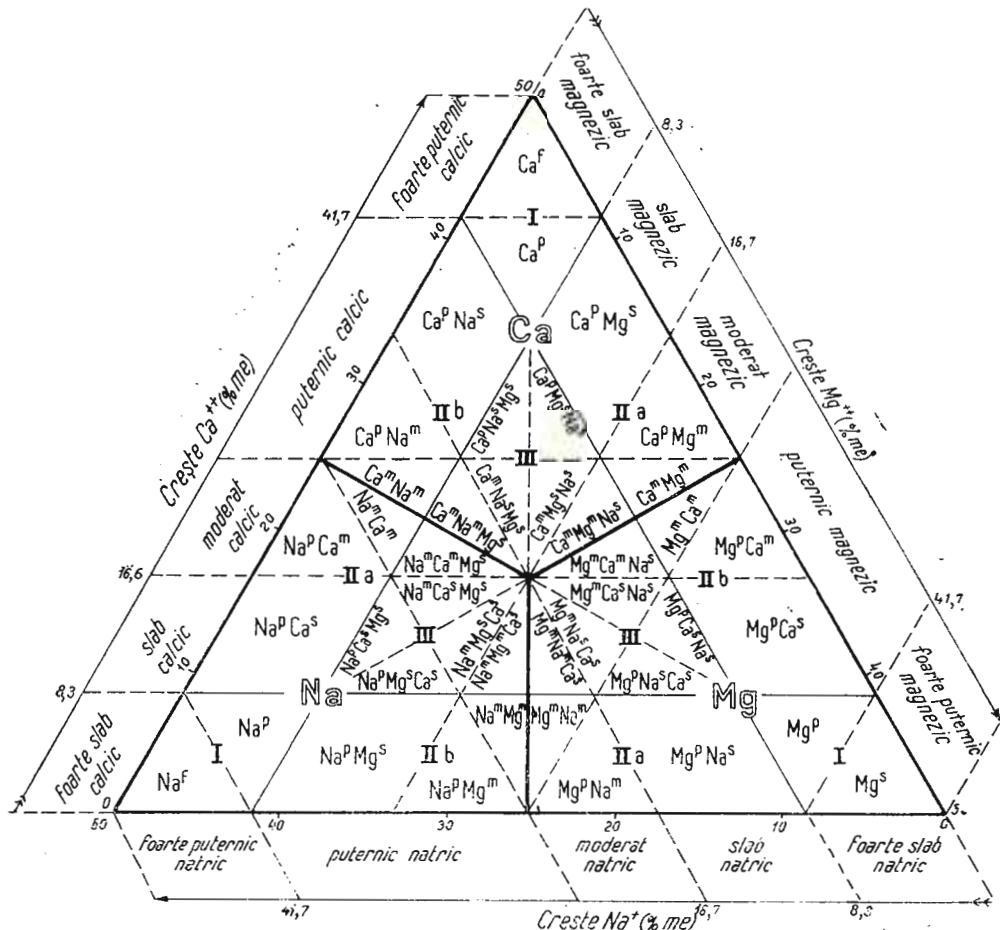


Fig. 9. — Subtipurile de ape freatiche după compoziția chimică cationică. (Explicația simbolurilor de notare :  $\text{Na}^{\text{p}}\text{Ca}^{\text{s}}$ ,  $\text{Na}^{\text{m}}\text{Ca}^{\text{m}}\text{Mg}^{\text{s}}$  etc. în tabelul 3).

Sous-types des eaux phréatiques suivant la composition chimique cationique (tableau 3 : explication des symboles :  $\text{Na}^{\text{p}}\text{Ca}^{\text{s}}$ ,  $\text{Na}^{\text{m}}\text{Ca}^{\text{m}}\text{Mg}^{\text{s}}$  etc.).

apei; s-au deosebit apoi subtipuri de ape freatiche în funcție de intensitatea de predominare a componenților apei respective. În legătură deci cu stabilirea tipurilor și subtipurilor de ape freatiche se pune problema clasificării

după conținutul relativ în diferiți ioni. Conținutul fiecărui ion ce intră în compoziția apei freaticе poate să varieze între 0—50%. S-a propus următoarea scară a intensității de participare la compoziția chimică a unui ion față de ceilalți :

	% din suma me
foarte puternic	$> 41,67$
puternic	25,00 — 41,67
moderat	16,67 — 25,00
slab	8,34 — 16,67
foarte slab	$< 8,34$

La baza acestei scări propuse se află raportul dintre conținutul în ionul predominant și suma conținuturilor celorlalți ioni de același semn, și anume : valorile raportului mai mare decât 5 corespund gradației „foarte puternic”, între 5—1 gradației „puternic” și între 1—0,5 gradației „moderat”. Pe baza acestor valori ale raportului amintit, folosite deja în practică la aprecierea salinizării solurilor, s-au stabilit limitele procentuale din scara de mai sus.

În interiorul fiecărei clase de ape freaticе putem deosebi trei subclase după numărul componenților ce intră într-o proporție însemnată în compoziția apei fraticе (cu peste 8,34%). Se pot separa astfel : subclasa apelor freaticе cu compoziția chimică monoanionică sau monocationică în care unul din ioni (anion și respectiv cation) predomină net asupra celorlalți (al căror conținut nu depășește 8,34%) întrecindu-i de peste 4—5 ori ; subclasa apelor freaticе cu compoziție chimică bianionică, respectiv bicationică, în care doi ioni de același semn participă într-o măsură apreciabilă în compoziția chimică a apei freaticе, cel de al treilea găsindu-se în cantități mici (sub 8,34%) și fiind întrecut cantitativ de ceilalți doi, însusumați, de peste 5 ori ; subclasa apelor freaticе cu compoziția chimică trianionică, respectiv tricationică (sau mixtă), în care toți cei trei ioni de același semn participă într-o măsură importantă la compoziția chimică a apelor freaticе, nici unul din ioni neîntrecind pe oricare din ceilalți de același semn mai mult de 4 ori.

Tipurile de ape freaticе, în număr de 15 (fig. 6 și 8 și tabelele 2 și 3), au fost deosebite ținând seama de anionii și respectiv de cationii care intră în compoziția apelor freaticе cu cel puțin 8,34% ; denumirea lor este dată de ionii predominańti (bicarbonatic propriu-zis, bicarbonato-sulfatic, bicarbonato-cloruro-sulfatic, natric propriu-zis, natro-calcic etc.). Subtipurile de ape freaticе, în număr de 42 (fig. 7 și 9, tabelele 2 și 3) au fost separate

în funcție de intensitatea de participare în compoziția chimică a diferiților ionii, conform scării expuse mai sus ; denumirea subtipurilor se obține adăugind intensitatea de participare a fiecărui ion la denumirea tipului (spre exemplu : puternic bicarbonatic-moderat sulfatic).

Pentru înlesnirea notării și exprimării au fost atribuite simboluri de notarea tipurilor și subtipurilor de ape freatiche (simboluri specificate în figurile 7 și 9 și tabelele 2 și 3). Pentru tipuri s-a utilizat notația convențională folosită deja în literatură prin care termenul bicarbonatic se notează cu C, termenul sulfatic cu S, iar pentru termenul cloruric și cationi se utilizează simbolurile obișnuite din chimie ; asocierea acestor simboluri ale ionilor predominanți dău simbolul tipului respectiv (CS, CClS, NaCa etc.). Simbolul de notare al fiecărui subtip se obține de la cel al tipului prin adăugarea literelor f, p, m sau s (cu semnificația foarte puternic, puternic, moderat, slab) ca exponent la simbolul convențional al ionului respectiv (de exemplu  $C^p S^m$ ,  $C^p Cl^s S^s$ ,  $Na^m Ca^m$  etc., vezi tabelele 2 și 3).

Clasificarea apelor freatiche numai după anioni sau și după cationi dă însă indicații insuficiente asupra sărurilor existente în apă, a căror cunoaștere este de mare importanță pentru lămurirea genezei apelor respective. Mai mult, este posibil ca prezența unor săruri nici să nu poată fi bănuitură și anume în cazul în care ionii corespunzători (sau numai unul din aceștia) se găsesc în proporție mică în apă (cum este adeseori cazul bicarbonatului de sodiu, uneori al sulfatului de sodiu etc.). De aceea, deși clasificarea apelor după săruri este în general criticată, în soluție neexistând sărurile ca atare, totuși ea se utilizează dind importante indicații genetice.

Se știe spre exemplu că apele ce conțin clorură de magneziu sau clorură de calciu sănt de origine marină sau sănt ape de mare adâncime ; apele cu sulfat de sodiu se formează în general în zona de suprafață a uscatului („ape de tip continental”, spre deosebire de precedentele denumite și de „tip marin”) ; apele cu bicarbonat de sodiu apar în sectoare alimentate cu ape infiltrate prin roci cristaline bogate în minerale silicatice cu sodiu sau se formează prin schimb de cationi în regiuni aride în care se constată și o oarecare salinizare a solului și subsolului.

În clasificarea apelor freatiche după natura sărurilor se ține seama de prezența unuitor săruri, semnificative din punct de vedere genetic, cum sănt bicarbonatul de sodiu, sulfatul de sodiu, clorura de magneziu, clorura de calciu, neglijându-se deci sărurile comune ca clorura de sodiu și în unele cazuri chiar bicarbonații alcalino-pământoși, care sănt prezente în marea majoritate a apelor și adeseori în proporție ridicată.



TABELA

Clasificarea apelor freatici după compoziția chimică anionică ( $A =$  oricare dintre anioni)

Clasa de ape freatici :	Tipul de ape freatici :	Subtipul de ape freatici după compoziția chimică anionică :
Bicarbonatice (inclusiv carbonatice) $\text{SO}_4^{2-} < \text{CO}_3\text{H}^- (+\text{CO}_3^{2-}) > \text{Cl}^-$	I. Bicarbonatice propriu-zise (C) $\frac{\text{CO}_3\text{H}^-}{A} > 4 \div 5$ $\frac{\text{CO}_3\text{H}^- + A'}{A''} > 5$	Foarte puternic bicarbonatice Puternic bicarbonatice
	II. a. Bicarbonato-sulfatice (CS) $1 < \frac{\text{CO}_3\text{H}^-}{A} < 5 \div 4$ $\frac{\text{CO}_3\text{H}^- + A'}{A''} > 5$ b. Bicarbonato-clorurice (CCl)	Puternic bicarbonatice-slab sulfatice Puternic bicarbonatice-moderat sulfatice Moderat bicarbonatice-moderat sulfatice Puternic bicarbonatice slab clorurice Puternic bicarbonatice-moderat clorurice Moderat bicarbonatice-moderat sulfatice
	III. a. Bicarbonato-sulfato-clorurice (CSCl) $1 < \frac{\text{CO}_3\text{H}^-}{A} < 4$ $2 < \frac{\text{CO}_3\text{H}^- + A'}{A''} < 5$ b. Bicarbonato-cloruro-sulfatice (CCIS)	Puternic bicarbonatice-slab sulfatice-slab clorurice Moderat bicarbonatice-slab sulfatice-slab clorurice Moderat bicarbonatice-moderat sulfatice-slab clorurice Puternic bicarbonatice-slab clorurice-slab sulfatice Moderat bicarbonatice-slab clorurice-slab sulfatice Moderat bicarbonatice-moderat clorurice-slab sulfatice
Sulfatice $\text{Cl}^- < \text{SO}_4^{2-} > \text{CO}_3\text{H}^-$	I. Sulfatice propriu-zise (S) $\frac{\text{SO}_4^{2-}}{A} > 4 \div 5$ $\frac{\text{SO}_4^{2-} + A'}{A''} > 5$	Foarte puternic sulfatice Puternic sulfatice
	II. a. Sulfato-clorurice (SCl) $1 < \frac{\text{SO}_4^{2-}}{A} < 5 \div 4$ $\frac{\text{SO}_4^{2-} + A'}{A''} > 5$ b. Sulfato-bicarbonatice (SC)	Puternic sulfatice-slab clorurice Puternic sulfatice-moderat clorurice Moderat sulfatice-moderat clorurice Puternic sulfatice-slab bicarbonatice Puternic sulfatice-moderat bicarbonatice Moderat sulfatice-moderat bicarbonatice



## LUL 2

$A'$ ,  $A''$  = anionul al doilea și respectiv al treilea, în funcție de conținutul relativ)

Simbol de notare	Conținutul de diferenți anioni (în % me din suma ionilor-gram)		
	$\text{CO}_3\text{H}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-$
$C^f$ $C^p$	$>41,67$ 33,34–41,67	$<8,34$ $<8,34$	$<8,34$ $<8,43$
$C^p \text{ S}^s$ $C^p \text{ S}^m$ $C^m \text{ S}^m$ $C^p \text{ Cl}^s$ $C^p \text{ Cl}^m$ $C^m \text{ Cl}^m$	25,00–41,67 25,00–41,67 20,80–25,00 25,00–41,67 25,00–41,67 20,80–25,00	8,34–16,67 16,67–25,00 16,67–25,00 $<8,34$ $<8,34$ $<8,34$	$<8,34$ $<8,34$ $<8,34$ 8,34–16,67 16,67–25,00 16,67–25,00
$C^p \text{ S}^s \text{ Cl}^s$ $C^m \text{ S}^s \text{ Cl}^s$ $C^m \text{ S}^m \text{ Cl}^s$ $C^p \text{ Cl}^s \text{ S}^s$ $C^m \text{ Cl}^s \text{ S}^s$ $C^m \text{ Cl}^m \text{ S}^s$	25,00–33,34 16,67–25,00 16,67–25,00 25,00–33,34 16,67–25,00 16,67–25,00	8,34–16,67 12,50–16,67 16,67–20,80 8,34–12,50 8,34–16,67 8,34–16,67	8,34–12,50 8,34–16,67 8,34–16,67 8,34–16,67 12,50–16,67 16,67–20,80
$S^f$ $S^p$	$<8,34$ $<8,34$	$>41,67$ 33,34–41,67	$<8,34$ $<8,34$
$S^p \text{ Cl}^s$ $S^p \text{ Cl}^m$ $S^m \text{ Cl}^m$ $S^p \text{ C}^s$ $S^p \text{ C}^m$ $S^m \text{ C}^m$	$<8,34$ $<8,34$ $<8,34$ 8,34–16,67 16,67–25,00 16,67–25,00	25,00–41,67 25,00–41,67 20,80–25,00 25,00–41,67 25,00–41,67 20,80–25,00	8,34–16,67 16,67–25,00 16,67–25,00 $<8,34$ $<8,34$ $<8,34$



Clasa de ape freatiche :	Tipul de ape freatiche :	Subtipul de ape freatiche după compoziția chimică anionică :
Clorurice $\text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$	III. a. Sulfato-cloruro-bicarbonatice (SCIC) $1 < \frac{\text{SO}_4^{2-}}{A} < 4$ b. Sulfato-bicarbonato-clorurice (SCCl) $2 < \frac{\text{SO}_4^{2-} + A'}{A''} < 5$	Puternic sulfatice-slab clorurice-slab bicarbonatice Moderat sulfatice-slab clorurice-slab bicarbonatice Moderat sulfatice-moderat clorurice-slab bicarbonatice Puternic sulfatice-slab bicarbonatice-slab clorurice Moderat sulfatice-slab bicarbonatice-slab clorurice Moderat sulfatice-moderat bicarbonatice-slab clorurice
	I. Clorurice propri-zise (Cl) $\frac{\text{Cl}^-}{A} > 4 \div 5$ $\frac{\text{Cl}^- + A'}{A''} > 5$	Foarte puternic clorurice Puternic clorurice
II. a. Cloruro-bicarbonatice (CIC) $1 < \frac{\text{Cl}^-}{A} < 5 \div 4$ b. Cloruro-sulfatice (CLS) $\frac{\text{Cl}^- + A'}{A''} > 5$	Puternic clorurice-slab bicarbonatice Puternic clorurice-moderat bicarbonatice Moderat clorurice-moderat bicarbonatice Puternic clorurice-slab sulfatice Puternic clorurice-moderat sulfatice Moderat clorurice-moderat sulfatice	
	III. a. Cloruro-bicarbonato-sulfatice (CICS) $1 < \frac{\text{Cl}^-}{A} < 4$ b. Cloruro-sulfato-bicarbonatice (CLSC) $2 < \frac{\text{Cl}^- + A'}{A''} < 5$	Puternic clorurice-slab bicarbonatice-slab sulfatice Moderat clorurice-slab bicarbonatice-slab sulfatice Moderat clorurice-moderat bicarbonatice-slab sulfatice Puternic clorurice-slab sulfatice-slab bicarbonatice Moderat clorurice-slab sulfatice-slab bicarbonatice Moderat clorurice-moderat sulfatice-slab bicarbonatice



(urmare tabelul 2)

Simbol de notare	Conținutul de diferiți anioni (în % me din suma ionilor-gram)		
	CO <sub>3</sub> H <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>
S <sup>p</sup> Cl <sup>s</sup> C <sup>s</sup>	8,34–12,50	25,00–33,34	8,34–16,67
S <sup>m</sup> Cl <sup>s</sup> C <sup>s</sup>	8,34–16,67	16,67–25,00	12,50–16,67
S <sup>m</sup> Cl <sup>m</sup> C <sup>s</sup>	8,34–16,67	16,67–25,00	16,67–20,80
S <sup>p</sup> Cl <sup>s</sup> C <sup>s</sup>	8,34–12,50	25,00–33,34	8,34–12,50
S <sup>m</sup> C <sup>s</sup> Cl <sup>s</sup>	12,50–16,67	16,67–25,00	8,34–16,67
S <sup>m</sup> C <sup>m</sup> Cl <sup>s</sup>	16,67–20,80	16,67–25,00	8,34–16,67
Cl <sup>f</sup>	<8,34	<8,34	>41,67
Cl <sup>p</sup>	<8,34	<8,34	33,34–41,67
Cl <sup>p</sup> C <sup>s</sup>	8,34–16,57	<8,34	25,00–41,67
Cl <sup>p</sup> C <sup>m</sup>	16,67–25,00	<8,34	25,00–41,67
Cl <sup>m</sup> C <sup>m</sup>	16,67–25,00	<8,34	20,80–25,00
Cl <sup>p</sup> S <sup>s</sup>	<8,34	8,34–16,67	25,00–41,67
Cl <sup>p</sup> S <sup>m</sup>	<8,34	16,67–25,00	25,00–41,67
Cl <sup>m</sup> S <sup>m</sup>	<8,34	16,67–25,00	20,80–25,00
Cl <sup>p</sup> C <sup>s</sup> S <sup>s</sup>	8,34–16,67	8,34–12,50	25,00–33,34
Cl <sup>m</sup> C <sup>s</sup> S <sup>s</sup>	12,50–16,67	8,34–16,67	16,67–25,00
Cl <sup>m</sup> C <sup>m</sup> S <sup>s</sup>	16,67–20,80	8,34–16,67	16,67–25,00
Cl <sup>p</sup> S <sup>s</sup> C <sup>s</sup>	8,34–12,50	8,34–16,67	25,00–33,34
Cl <sup>m</sup> S <sup>s</sup> C <sup>s</sup>	8,34–16,67	12,50–16,67	16,67–25,00
Cl <sup>m</sup> S <sup>m</sup> C <sup>s</sup>	8,34–16,67	16,67–20,80	16,67–25,00

TABE

*Clasificarea apelor freatici după compoziția cationică ( $K_a$  = oricare dintre cationi;*

Clase de ape freatici	Tipul de ape freatici	Subtipul de ape freatici după compoziția cationică
	I. Calcice propriu-zise (Ca) $\frac{Ca^{++}}{Ka} > 4 \div 5$ $\frac{Ca^{++} + Ka'}{Ka''} > 5$	Foarte puternic calcice Puternic calcice
Calcice $+ Na^+ > Ca^{++}$	II. a. Calco-magnezice (CaMg) $1 < \frac{Ca^{++}}{Ka} < 5 \div 4$ $\frac{Ca^{++} + Ka'}{Ka''} > 5$ b. Calco-natrice (CaNa))	Puternic calcice-slab magnezice Puternic calcice-moderat magnezice Moderat calcice-moderat magnezice Puternic calcice-slab natrice Puternic calcice-moderat natrice Moderat calcice-moderat natrice
Mg <sup>++</sup> $+ Na^+ > Ca^{++}$	III. a. Calco-magnezo-natrice (CaMgNa) $1 < \frac{Ca^{++}}{Ka} < 4$ $2 < \frac{Ca^{++} + Ka'}{Ka''} < 5$ b. Calco-natro-magnezice (CaNaMg)	Puternic calcice-slab magnezice-slab natrice Moderat calcice-slab magnezice-slab natrice Moderat calcice-moderat magnezice-slab natrice Puternic calcic-slab natrice-slab magnezice Moderat calcice-slab natrice-slab magneziene Moderat calcice-moderat natrice-slab magnezice
Magnezice $+ Na^+ < Mg^{++} > Ca^{++}$	I. Magnezice propriu-zise (Mg) $\frac{Mg^{++}}{Ka} > 4 \div 5$ $\frac{Mg^{++} + Ka'}{Ka''} > 5$ II. a. Magnezo-natrice (MgNa) $1 < \frac{Mg^{++}}{Ka} < 5 \div 4$ $\frac{Mg^{++} + Ka'}{Ka''} > 5$ b. Magnezo-calcice (MgCa)	Foarte puternic magnezice Puternic magnezice Puternic magnezice-slab natrice Puternic magnezice-moderat natrice Moderat magnezice-moderat natrice Puternic magnezice-slab calcice Puternic magnezice-moderat calcice Moderat magnezice-moderat calcice



## LUL 3

$K_{\text{a}'}$ ,  $K_{\text{a}''}$  = cationul al doilea respectiv al treilea, în funcție de conținutul relativ)

Simbol de notare	Conținutul de diferiți cationi (în % me din suma ionilor-gram)		
	$\text{Ca}^{++}$	$\text{Mg}^{++}$	$\text{Na}^+$
$\text{Ca}^{\text{f}}$ $\text{Ca}^{\text{p}}$	> 41,67 33,34–41,67	< 8,34 < 8,34	< 8,34 < 8,34
$\text{Ca}^{\text{p}}\text{Mg}^{\text{s}}$ $\text{Ca}^{\text{p}}\text{Mg}^{\text{m}}$ $\text{Ca}^{\text{m}}\text{Mg}^{\text{m}}$ $\text{Ca}^{\text{p}}\text{Na}^{\text{s}}$ $\text{Ca}^{\text{p}}\text{Na}^{\text{m}}$ $\text{Ca}^{\text{m}}\text{Na}^{\text{m}}$	25,00–41,67 25,00–41,67 20,80–25,00 25,00–41,67 25,00–41,67 20,80–25,00	8,34–16,67 16,67–25,00 16,67–25,00 < 8,34 < 8,34 < 8,34	< 8,34 < 8,34 < 8,34 8,34–16,67 16,67–25,00 16,67–25,00
$\text{Ca}^{\text{p}}\text{Mg}^{\text{s}}\text{Na}^{\text{s}}$ $\text{Ca}^{\text{m}}\text{Mg}^{\text{s}}\text{Na}^{\text{s}}$ $\text{Ca}^{\text{m}}\text{Mg}^{\text{m}}\text{Na}^{\text{s}}$ $\text{Ca}^{\text{p}}\text{Na}^{\text{s}}\text{Mg}^{\text{s}}$ $\text{Ca}^{\text{m}}\text{Na}^{\text{s}}\text{Mg}^{\text{s}}$ $\text{Ca}^{\text{m}}\text{Na}^{\text{m}}\text{Mg}^{\text{s}}$	25,00–33,34 16,67–25,00 16,67–25,00 25,00–33,34 16,67–25,00 16,67–25,00	8,34–16,67 12,50–16,67 16,67–20,80 8,34–12,50 8,34–16,67 8,34–16,67	8,34–12,50 8,34–16,67 8,34–16,67 8,34–16,67 12,50–16,67 16,67–20,80
$\text{Mg}^{\text{f}}$ $\text{Mg}^{\text{p}}$	< 8,34 < 8,34	> 41,67 33,34–41,67	< 8,34 < 8,34
$\text{Mg}^{\text{p}}\text{Na}^{\text{s}}$ $\text{Mg}^{\text{p}}\text{Na}^{\text{m}}$ $\text{Mg}^{\text{m}}\text{Na}^{\text{m}}$ $\text{Mg}^{\text{p}}\text{Ca}^{\text{s}}$ $\text{Mg}^{\text{p}}\text{Ca}^{\text{m}}$ $\text{Mg}^{\text{m}}\text{Ca}^{\text{m}}$	< 8,34 < 8,34 < 8,34 8,34–16,67 16,67–25,00 16,67–25,00	25,00–41,67 25,00–41,67 20,80–25,00 25,00–41,67 25,00–41,67 20,80–25,00	8,34–16,67 16,67–25,00 16,67–25,00 < 8,34 < 8,34 < 8,34



Clase de ape freaticе	Tipul de ape freaticе	Subtipul de ape freaticе după compoziția cationică
	<p>III. a. Magnezo-natrocacice (<math>MgNaCa</math>)</p> $1 < \frac{Mg^{++}}{Ka} < 4$ $2 < \frac{Mg^{++} + Ka'}{K''} < 5$ <p>b. Magnezo-calco-natrice (<math>MgCaNa</math>)</p>	Puternic magnezice-slab natrice-slab calcice Moderat magnezice-slab natrice-slab calcice Moderat magnezice-moderat natrice-slab calcice Puternic magnezice-slab calcice-slab natrice Moderat magnezice-slab calcice-slab natrice Moderat magnezice-moderat calcice-slab natrice
	I. Natrice propriu-zise ( $Na$ ) $\frac{Na^+}{Ka} > 4 \div 5$ $\frac{Na^+ + Ka'}{Ka''} > 5$	Foarte puternic natrice Puternic natrice
Natrice	II. a. Natro-cacice ( $NaCa$ ) $1 < \frac{Na^+}{Ka} < 5 \div 4$ $\frac{Na^+ + Ka'}{Ka''} > 5$ <p>b. Natro-magnezice (<math>NaMg</math>)</p>	Puternic natrice-slab calcice Puternic natrice-moderat calcice Moderat natrice-moderat calcice Puternic natrice-slab magnezice Puternic natrice-moderat magnezice Moderat natrice-moderat magnezice
$Ca^{++} < Na^+ < Mg^{++}$	III. a. Natro-calco-magnezice ( $NaCaMg$ ) $1 < \frac{Na^+}{Ka} < 4$ <p>b. Natro-magnezo-calcice (<math>NaMgCa</math>) <math display="block">2 &lt; \frac{Na^+ + Ka'}{Ka''} &lt; 5</math> </p>	Puternic natrice-slab calcice-slab magnezice Moderat natrice-slab calcice-slab magnezice Moderat natrice-moderat calcice-slab magnezice Puternice natrice-slab magnezice-slab calcice Moderat natrice-slab magnezice-slab calcice Moderat natrice-moderat magnezice-slab calcice



(urmare tabelul 3)

Simbol de notare	Conținutul de diferenți cationi (în % pe suma ionilor-gram)		
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>
Mg <sup>p</sup> Na <sup>s</sup> Ca <sup>s</sup>	8,34–12,50	25,00–33,34	8,34–16,67
Mg <sup>m</sup> Na <sup>s</sup> Ca <sup>s</sup>	8,34–16,67	16,67–25,00	12,50–16,67
Mg <sup>m</sup> Na <sup>m</sup> Ca <sup>s</sup>	8,34–16,67	16,67–25,00	16,67–20,80
Mg <sup>p</sup> Ca <sup>s</sup> Na <sup>s</sup>	8,34–16,67	25,00–33,34	8,34–12,50
Mg <sup>m</sup> Ca <sup>s</sup> Na <sup>s</sup>	12,50–16,67	16,67–25,00	8,34–16,67
Mg <sup>m</sup> Ca <sup>m</sup> Na <sup>s</sup>	16,67–20,80	16,67–25,00	8,34–16,67
Na <sup>f</sup> Na <sup>p</sup>	< 8,34 < 8,34	< 8,34 < 8,34	> 41,67 33,34–41,67
Na <sup>p</sup> Ca <sup>s</sup>	8,34–16,67	< 8,34	25,00–41,67
Na <sup>p</sup> Ca <sup>m</sup>	16,67–25,00	< 8,34	25,00–41,67
Na <sup>m</sup> Ca <sup>m</sup>	16,67–25,00	< 8,34	20,80–25,00
Na <sup>p</sup> Mg <sup>s</sup>	< 8,34	8,34–16,67	25,00–41,67
Na <sup>p</sup> Mg <sup>m</sup>	< 8,34	16,67–25,00	25,00–41,67
Na <sup>m</sup> Mg <sup>m</sup>	< 8,34	16,67–25,00	20,80–25,00
Na <sup>p</sup> Ca <sup>s</sup> Mg <sup>s</sup>	8,34–16,67	8,34–16,67	25,00–33,34
Na <sup>m</sup> Ca <sup>s</sup> Mg <sup>s</sup>	12,50–16,67	8,34–16,67	16,67–25,00
Na <sup>m</sup> Ca <sup>m</sup> Mg <sup>s</sup>	16,67–20,80	8,34–16,67	16,67–25,00
Na <sup>p</sup> Mg <sup>s</sup> Ca <sup>s</sup>	8,34–12,50	8,34–16,67	25,00–33,34
Na <sup>m</sup> Mg <sup>s</sup> Ca <sup>s</sup>	8,34–16,67	12,50–16,67	16,67–25,00
Na <sup>m</sup> Mg <sup>m</sup> Ca <sup>s</sup>	8,34–16,67	16,67–20,80	16,67–25,00



**TABELUL 4**  
*Grupele de ape freaticе după natura sărurilor*

Grupa de ape freaticе	Raportul dintre ioni	Sărurile pe care le conține
A) Ape cu sulfat de sodiu (Cl <sup>-</sup> < Na <sup>+</sup> )		Nu conțin cloruri alcalino-pămintoase
I. Ape cu bicarbonat de sodiu	$\text{Na}^+ > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$ sau $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} < \text{CO}_3\text{H}^-$	(CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Ca (CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Mg CO <sub>3</sub> HNa SO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> ClNa
II. Ape cu sulfat de magneziu	$\text{Cl}^- < \text{Na}^+ < \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$ $\text{Ca}^{++} < \text{CO}_3\text{H}^-$ sau $\text{CO}_3\text{H}^- < \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} < \text{CO}_3\text{H}^- + \text{SO}_4^{--}$	(CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Ca (CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Mg SO <sub>4</sub> Mg SO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> ClNa
III. Ape cu sulfat de calciu	$\text{Cl}^- < \text{Na}^+ < \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$ $\text{Ca}^{++} > \text{CO}_3\text{H}^-$ sau $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} < \text{CO}_3\text{H}^- + \text{SO}_4^{--}$ $\text{Ca}^{++} > \text{CO}_3\text{H}^-$	(CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Ca SO <sub>4</sub> Ca SO <sub>4</sub> Mg SO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> ClNa
B) Ape cu cloruri alcalino-pămintoase (Cl <sup>-</sup> > Na <sup>+</sup> )		Nu conțin sulfat de sodiu
IV. Ape cu clorură și sulfat de magneziu	$\text{Na}^+ < \text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{++}$ $\text{Ca}^{++} > \text{CO}_3\text{H}^-$ sau $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} > \text{CO}_3\text{H}^- + \text{SO}_4^{--}$ $\text{Ca}^{++} > \text{CO}_3\text{H}^-$	(CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Ca SO <sub>4</sub> Ca SO <sub>4</sub> Mg Cl <sub>2</sub> Mg ClNa
V. Ape cu clorură, sulfat și bicarbonat de magneziu	$\text{Na}^+ < \text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{++}$ $\text{Ca}^{++} < \text{CO}_3\text{H}^-$ sau $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} > \text{CO}_3\text{H}^- + \text{SO}_4^{--}$ $\text{Ca}^{++} < \text{CO}_3\text{H}^-$	(CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Ca (CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Mg SO <sub>4</sub> Mg Cl <sub>2</sub> Mg ClNa
VI. Ape cu clorura de calciu	$\text{Cl} > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{++}$ sau $\text{Ca}^{++} > \text{CO}_3\text{H}^- + \text{SO}_4^{--}$	(CO <sub>3</sub> H) <sub>2</sub> Ca SO <sub>4</sub> Ca Cl <sub>2</sub> Ca Cl <sub>2</sub> Mg ClNa

(urmare tabelul 4)

Grupa de ape freatiche	Raportul dintre ioni	Sărurile pe care le conține
C) Ape acide (cu acizări liberi) $(CO_3H^- = O)$		Nu conțin bicarbonați
VII. Ape acide cu sulfati	$Cl^- < Na^+$ sau $Ca^{++} + Mg^{++} < SO_4^{--}$	$SO_4Ca$ $SO_4Mg$ $SO_4Na_2$ $ClNa$ $SO_4H_2$
VIII. Ape acide cu clorură de magneziu	$Na^+ < Cl^- < Na^+ + Mg^{++}$ sau $Ca^{++} + Mg^{++} > SO_4^{--}$ $Ca^{++} < SO_4^{--}$	$SO_4Ca$ $SO_4Mg$ $Cl_2Mg$ $ClNa$ $SO_4H_2$
IX. Ape acide cu clorură de calciu	$Cl^- > Na^+ + Mg^{++}$ sau $Ca^{++} > SO_4^{--}$	$SO_4Ca$ $Cl_2Ca$ $Cl_2Mg$ $ClNa$ $SO_4H_2$

Gupele de ape freatiche după natura sărurilor sunt redate în tabelul 4. Se deosebesc trei categorii de ape : ape cu sulfat de sodiu în care  $Cl^- < Na^+$ , considerate în general în literatură ca ape de „tip continental” (conținând sulfat de sodiu) ; ape cu cloruri alcalino-pămîntoase, ( $Cl^- > Na^+$ ) considerate de obicei ca ape „tip marin” și care nu conțin sulfat de sodiu ; ape acide care alcătuiesc o categorie aparte, indiferent dacă au sau nu cloruri alcalino-pămîntoase sau sulfat de sodiu. În continuare sunt separate nouă grupe de ape după sărurile conținute, cîte 3 în fiecare categorie menționată. Primele trei grupe de ape freatiche, lipsite de clorură de calciu sau de magneziu dar cu sulfat de sodiu, se diferențiază prin prezența sau absența bicarbonatului de sodiu, a sulfatului de magneziu sau a sulfatului de calciu ; bineînțeles în denumirea dată grupei de ape, deși nu se specifică și sulfatul de sodiu, prezența acestuia se subînțelege, iar la grupa apelor cu sulfat de calciu se subînțelege și prezența sulfatului de magneziu.

Următoarele trei grupe de ape freatiche, lipsite de sulfat de sodiu dar cu cloruri de calciu sau/și de magneziu, se diferențiază prin prezența sau absența sulfatului de magneziu, a bicarbonatului de magneziu sau a clorurii de calciu.



Ultimele trei grupe de ape freatiche apar foarte rar ; în ele sunt incluse apele care au acizi tari liberi (deci o primă condiție generală pe care trebuie să o îndeplinească primele 6 grupe de ape este aceea de a nu avea acizi liberi, cu excepția celui bicarbonic). Aceste ultime trei grupe se diferențiază între ele prin criterii deja utilizate la grupele precedente și anume în funcție de prezența sulfaților, a clorurii de magneziu sau a celei de calciu.

În tabelul 4 se redă pentru fiecare grupă de apă raportul dintre ioni și sărurile caracteristice. Se observă că în general se asociază în compoziția diferitelor ape 5 combinații. Există și cazuri cînd numărul de săruri asociate poate fi mai mic și anume cînd conținutul unui ion este egal cu conținutul altui ion (sau cu suma conținuturilor a doi ioni) de semn contrar cu care primul se asociază obișnuit formînd săruri ; aceste cazuri, de altfel foarte rare, trebuie considerate însă ca situații particulare, de tranziție între diferențele grupe de ape freatiche.

Existența celor nouă grupe de ape freatiche după natura sărurilor poate fi ilustrată și cu ajutorul unor diagrame triunghiulare, dacă vom compara în același triunghi echilateral poziția relativă a punctelor ce constituie reprezentarea grafică a compoziției anionice și respectiv cationice a aceleiași ape. Pentru aceasta se reprezintă grafic compoziția anionică a apei freatiche, obținînd punctul Ma (fig. 10 a). Prin acest punct se duce dreapta AB, paralelă bazei triunghiului opuse vîrfului  $\text{CO}_3\text{H}^-$  și dreapta CD, paralelă bazei triunghiului opuse vîrfului  $\text{Cl}^-$  prin punctul A se duce apoi dreapta paralelă cu CD, iar prin punctul C una paralelă cu AB. În modul acesta suprafața triunghiului a fost împărțită în 6 sectoare ce corespund primelor 6 grupe de ape freatiche. Apa respectivă va apartine unei grupe sau alta după sectorul în care se va găsi punctul Mc, care reprezintă grafic compoziția cationică a apei respective. Într-adevăr se poate observa din diagramă că sectoarele I, II și III reprezintă locul geometric al punctelor în care  $\text{Cl}^- < \text{Na}^+$ , sectorul I caracterizîndu-se prin  $\text{Na}^+ > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ , sectorul II și III prin  $\text{Na}^+ < \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ , în sectorul II  $\text{Ca}^{++}$  fiind mai mic decît  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , iar în sectorul III mai mare. În mod analog se poate observa ușor din diagramă (fig. 10 a) că sectoarele IV, V și VI se caracterizează prin raporturile dintre ioni specificate deja în tabelul 4.

Subclasele VII, VIII și IX sunt redate grafic în fig. 10 b, ele corespunzînd unei situații speciale în care,  $\text{CO}_3\text{H}^-$  fiind nul, punctul Ma se va găsi pe baza triunghiului. Se duce și în acest caz dreapta CMa, paralelă cu baza triunghiului opusă vîrfului  $\text{Cl}^-$ , care delimită apele cu  $\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$  (sectorul VII) de apele cu  $\text{Na}^+ < \text{Cl}^-$  (sectoarele VIII și IX). Se trasează apoi dreapta CF, paralelă cu baza triunghiului opusă vîrfului  $\text{CO}_3\text{H}$ , care deli-



mitează apele cu  $\text{Cl}^- < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{++}$  (sectorul VIII) de apele cu  $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ + \text{Mg}^{++}$  sau  $\text{Ca}^{++} > \text{SO}_4^{--}$  (sectorul IX).

Se accentuează faptul că sectoarele ce corespund subgrupelor de ape freatiche variază cu poziția punctului Ma ce reprezintă grafic com-

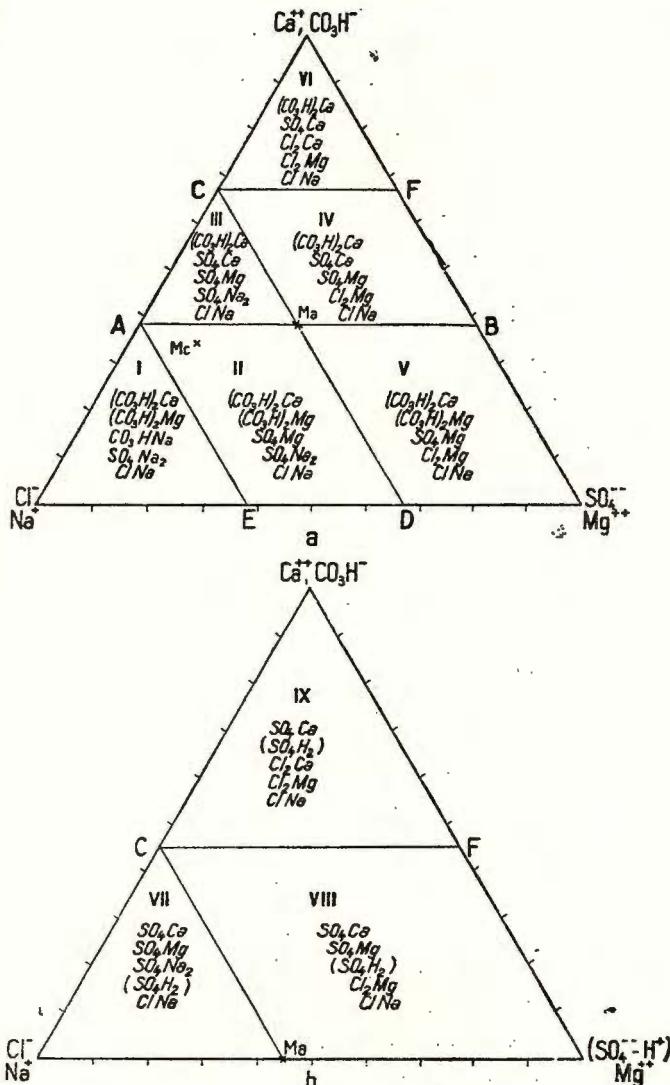


Fig. 10. — Grupele de ape freatiche după natura sărurilor (I, II ... IX, diferitele grupe de ape freatiche conform tabelului 4).

Groupes des eaux phréatiques suivant la nature des sels (I, II ... IX, différents groupes d'eaux phréatiques conformément au tableau 4).

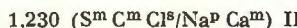
poziția anionică. De aceea la determinarea grupei de apă freatică se urmărește în grafic poziția relativă a celor 2 puncte fără a se delimita sectoarele, notindu-se grupa stabilită. Grupele pot fi, însă, deduse ușor și fără grafic, cu ajutorul rapoartelor dintre ioni, indicate în tabelul 4.

Diagramele din fig. 10 scot în relief și caracterul de tranziție al apelor freaticice cu compoziție salină particulară, menționate deja mai sus; în cazul acestor ape punctul  $Mc$  s-ar situa exact pe una din liniile ce delimitizează diferențele sectoare, putind deci fi încadrate fie la o grupă fie la alta din cele 2 grupe alăturate.

În planșa anexată sunt redate grafic, prin metoda expusă mai sus, compoziția chimică a unor ape freaticice din cîmpia Brăilei (ultima din cîmpia Ecedea) ce aparțin la diferențite grupe după natura sărurilor.

Grupele de ape freaticice după natura sărurilor nu se deosebesc principial de cele corespunzătoare elaborate de V. A. Sulian și de O. A. Alekhn, fiind o dezvoltare a acestora. De altfel și G. V. Zaharia (1963) a ajuns la delimitarea primelor șase grupe de ape freaticice.

În concluzie, deci, definirea și clasificarea chimică a apelor freaticice comportă încadrarea acesteia sub 4 aspecte: mineralizare, compoziție anionică, compoziție cationică și compoziție salină. Pentru definirea apei freaticice respective pe scurt, cele 4 aspecte sunt notate în ordinea amintită folosind prescurtările menționate; se obține astfel un fel de formule de următoarea formă:



în care numărul din față reprezintă mineralizarea în g/l, paranteza subtipul anionic și cel cationic exprimate prin simbolurile corespunzătoare despărțite printr-o linie oblică, iar numărul roman de la sfîrșit grupă după natura sărurilor, conform tabelului 4.

Metoda de reprezentare grafică a compoziției chimice a apelor freaticice și clasificarea acestora, expuse în această lucrare, țin seamă de toti anionii și cationii importanți în procesele de salinizare și desalinizare, permit stabilirea cu ușurință a subtipurilor de ape freaticice după compoziția anionică și cationică, ca și a grupelor după natura sărurilor și, de asemenea, înlesnesc compararea și interpretarea datelor. Metoda de prelucrare a datelor și clasificarea se pot aplica nu numai la ape freaticice, ci și la ape naturale de suprafață, la soluția de sol, la extrase apoase obținute din sol etc. Ele se dovedesc utile atât în cercetările regionale, cât și în studiul proceselor complicate ce au loc în sol sub influența apelor de precipitații și mai ales a celor freaticice.



## BIBLIOGRAFIE

- Alekin O. A. (1953) Osnovî ghidrohimii. *Ghidrometeoizdat*. Leningrad.
- Ciocîr del R. (1957) Hidrogeologie. Editura tehnică, Bucureşti.
- Florea N. (1956) O nakoplenii solei v gruntovih vodah severovostocinoi ciasti Rumînsko Ravnini (Despre acumularea sărurilor în apele freatiche din partea de nord-vest a Cimpiei Române). *Pocivovedenie* 7.
- (1961 a) Interpretarea rezultatelor analizei chimice a apelor freatiche în scopuri pedogenetice și ameliorative. *Probleme agricole*, 7.
  - (1961 b) Interpretarea rezultatelor analizei chimice a sărăturilor în scopuri genetice și ameliorative. *Probleme agricole*, 10.
- Kolarova Elena, Bratanova Daria. (1954) Mineralizația na podpocivenite i drugi vodi v raiona mejdju rekite Marija, Bicia, Ciaia, i severnite sklonove na Rodopite, podlejașci na napoiavane ot iazovira „Vasil Kolarov” Bilgarska Akademia na Naukite. *Izvestia na Pocivenia Institut*, II, Sofia.
- Kovda V. A. (1946) Proishođdenie i rejim zasolenih pociv. Moscova — Leningrad.
- (1954) Gheohimia pustini SSSR Doklad na Mejdunarodnom Kongresse pocivovedov. Moscova.
- Lange O. K. (1950) Osnovi hidrogheologhii. *Izdatelstvo Moscoscovo Universiteta*.
- Liteanu E. (1953) Hidrogeologie aplicată, Editura tehnică, Bucureşti.
- lobanova E. B., Rozanov A. N. (1951) Sistematischeski spisok pocividlia Glavnogo Turkmenskogo Kanala. *Pocivovedenie* 7.
- Osron W. Israelsen (1950) Irrigation Principles and Practices. Ed. II, New-York, London.
- Ovcinikov A. M. (1949) Hidrogeologia generală, Moscova.
- Thorne, Peterson (1950) Irrigated soils. Philadelphia.
- Semihatov A. N. (1954) Ghidrogheologia, Moscova.
- Schoeller H. (1962) Les eaux souterraines, Masson et Cie, Editeures, Paris.
- Zaharina G. V. (1963) Problem concerning the classification of natural waters and solutions acording to their chemical composition. *Soviet Soil Science (Pocivovedenie)*, nr. 4.

---

## MÉTHODE POUR COMPARER LES DONNÉES DE L'ANALYSE CHIMIQUE DES EAUX PHRÉTIQUES AFIN DE LES CLASSIFIER ET DE LES INTERPRÉTER AU POINT DE VUE PÉDOLOGIQUE

PAR

N. FLOREA

(Résumé)

---

On y expose une méthode pour comparer les données concernant la composition chimique des eaux phréatiques, données considérées par l'auteur suffisantes pour l'étude des processus de la salinisation et de la désalinisation des sols qui subissent l'influence des nappes phréatiques.



Dans la première partie on indique la manière de représenter graphiquement la composition chimique des eaux phréatiques. La composition chimique anionique et séparément cationique peuvent être représentées graphiquement par des diagrammes triangulaires (fig. 1), parce que le total des teneurs (calculées en % milliéquivalents-gramme) des trois anions et respectivement des trois cations est toujours constant (et égal à 50 %, dans le système de calcul adopté). Dans pareils triangles peuvent être représentés de nombreux échantillons d'eaux phréatiques, fait qui facilite leur comparaison.

La composition chimique d'une eau phréatique peut être représentée de manière complexe par un diagramme comme celui de la figure 2, qui met en évidence la composition anionique et cationique en même temps que celle des sels probablement présents dans la solution. Dans ce but on emploie un système d'axes de coordonnées (fig. 2); sur l'axe  $+x$  on représente  $\text{CO}_3^{2-}$  et  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , en  $-x \text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{Cl}^-$ ; sur l'axe  $+y \text{Na}^+$  ( $+\text{K}^+$ ) et éventuellement  $\text{H}^+$ , et en  $-y \text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  (exprimés ordinairement en % me). Après avoir porté sur les axes respectifs les ions mentionnés, par des segments à grandeur correspondante, en obtenant ainsi une image de la composition chimique des anions et des cations, on construit les triangles qui donnent l'image graphique de la composition probable des sels dissous dans l'eau. Au cas où l'eau renferme  $\text{CO}_3^{2-}$  on construit un triangle isocèle, ayant le sommet dans l'origine des axes des coordonnées et les cathètes (égaux avec le segment de  $\text{CO}_3^{2-}$ ) sur les axes  $+x$  et  $+y$ ; ce triangle représente graphiquement la présence dans l'eau du  $\text{CO}_3\text{Na}_2$ . Ensuite, perpendiculairement, sur l'axe  $+x$ , par un mouvement de translation on trace, à partir du point marginal du triangle construit, un segment de  $\text{Ca}^{++}$  pour l'associer à un autre segment égal de  $\text{CO}_3\text{H}^-$ ; ces deux segments constituent les deux cathètes du triangle isocèle qui représente graphiquement  $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}$  (bien entendu qu'au cas où le  $\text{CO}_3^{2-}$  est absent, le triangle du bicarbonate de calcium aura le sommet dans l'origine). On procède plus loin de manière analogue pour construire des triangles isocèles pour  $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Mg}$  et  $\text{CO}_3\text{HNa}$ , si la teneur en  $\text{CO}_3\text{H}^-$  est suffisamment élevée. On passe ensuite à la construction analogue des triangles isocèles correspondant aux différentes sulfates suivant l'ordre  $\text{SO}_4\text{Ca}$ ,  $\text{SO}_4\text{Mg}$  et  $\text{SO}_4\text{Na}_2$ , bien entendu si les cations correspondants demeurent libres après l'association avec  $\text{CO}_3\text{H}^-$ . Les cations qui ne s'associent pas au  $\text{CO}_3\text{H}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  vont s'associer de manière analogue au  $\text{Cl}^-$ , constituant les triangles isocèles correspondants, selon le cas ( $\text{ClNa}$ ,  $\text{Cl}_2\text{Mg}$ ,  $\text{Cl}_2\text{Ca}$ ).

Dans le quart gauche d'en haut de la diagramme de la fig. 2 se groupent les sels de sodium des acides forts et éventuellement les acides



forts, c'est à dire la salinité primaire et tertiaire, selon la classification de Chase Palmer; dans le quart gauche d'en bas, se groupent les sels alcalino-terreux des acides forts, qui correspondent à la salinité secondaire selon Chase Palmer; dans le quart droit d'en haut apparaissent les sels de sodium des acides faibles qui représentent l'alcalinité primaire, et dans le quart de droit d'en bas les sels alcalino-terreux des acides faibles, qui correspondent selon Chase Palmer, à l'alcalinité secondaire.

On peut déduire aisément du diagramme de la figure 2 la proportion (en % me) dont les différents sels participent à la composition probable de l'eau en totalisant les % me correspondant aux deux cathètes des triangles isocèles qui représentent graphiquement les différents sels de l'eau respective.

Dans la seconde partie de cet ouvrage on s'occupe de la classification des eaux phréatiques au point de vue chimique, en tenant compte tant de la minéralisation des eaux phréatiques, que de leur composition chimique.

Fonction de la minéralisation, on propose la classification des eaux phréatiques de la Plaine Roumaine indiquée dans le tableau 1; les limites entre les différentes catégories d'eau n'ont pas été établies arbitrairement. Elles sont déduites de l'analyse de la manière de varier de la composition chimique des eaux phréatiques, en même temps que de la croissance de la minéralisation (fig. 3 et 4).

Fonction de la composition chimique, les eaux des nappes phréatiques sont classifiées en classes, types et sous-types, suivant la composition anionique et séparément cationique, ainsi qu'en groupes, suivant la teneur en sels.

Les classes des eaux phréatiques ont été établies selon l'anion et respectivement le cation prédominant. Les types d'eaux phréatiques (fig. 6 et 8, et les tableaux 2 et 3) — au nombre de 15 — ont été séparés en tenant compte des anions et respectivement des cations qui entrent dans la composition des eaux phréatiques en proportion d'au moins 8,34%; leur nomenclature est due aux ions prédominants (bicarbonatique proprement dit, bicarbonato-sulfatique, bicarbonato-chloruro-sulfatique, natro-calcique etc.). Les sous-types d'eaux phréatiques (fig. 7 et 9, tableaux 2 et 3) — au nombre de 42 — ont été séparés fonction de l'intensité de leur participation à la composition chimique des différents ions, selon l'échelle : très puissants, supérieurs à 41,67%; puissants, 41,67%—25%; modérés, 25—16,67%; faibles, 16,67—8,34%).

La classification des eaux des nappes phréatiques en groupes selon la nature des sels a été faite en tenant compte de la présence de certains sels significatifs au point de vue génétique, en négligeant les sels communs existants presque dans toutes les eaux. On a distingué neuf groupes d'eaux



phréatiques (tableau 4). Les trois premiers groupes contiennent des eaux à sulfates de sodium ( $\text{Cl}^- < \text{Na}^+$ ), dépourvues de chlorures alcalino-terreux, qui se différencient entre elles par la présence ou l'absence du bicarbonate de sodium, du sulfate de magnésium ou du sulfate de calcium. Les trois groupes suivants d'eaux phréatiques sont des eaux à chlorures alcalino-terreux ( $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$ ), dépourvues de sulfates de sodium ; elles se différencient entre elles par la présence ou l'absence du sulfate de magnésium, du bicarbonate de magnésium, ou du chlorure de calcium. Les trois derniers groupes d'eaux phréatiques, qui d'ailleurs apparaissent rarement, sont des eaux acides (avec acides forts, libres) dépourvues de  $\text{CO}_3\text{H}^-(\text{CO}_3\text{H}=\text{O})$  ; elles se différencient entre elles fonction de la présence des sulfates, du chlorure de magnésium ou de celui de calcium. Dans le tableau 4, on indique pour chaque groupe d'eau le rapport entre les ions et les sels caractéristiques. Dans la figure 10 on représente graphiquement les 9 groupes d'eaux phréatiques selon la nature des sels.

Pour la caractérisation et la classification chimique des eaux phréatiques on doit les envisager de quatre points de vue, notamment : minéralisation, composition anionique, composition cationique et composition saline. Ces quatre aspects sont notés dans l'ordre mentionné en utilisant des symboles. Il s'ensuit une formule :

$$1,230 (\text{S}^m\text{C}^n\text{Cl}^s/\text{Na}^p\text{Ca}^q) \text{ II}$$

dont le premier groupe de chiffres représente la minéralisation en g/l, la parenthèse le sous-type anionique et cationique, et les chiffres romains le groupe indiquant la nature des sels, conformément au tableau 4 (par S et C on a remplacé  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{CO}_3\text{H}^-$ , les exposants *f*, *p* et *s* se rapportent à l'intensité de prédominance le l'ion correspondant ayant la signification : très puissant, puissant, modéré et faible).

La méthode de représentation graphique exposée et la classification présentée peuvent s'appliquer non seulement aux eaux des nappes phréatiques, mais aussi aux eaux naturelles de surface, aux solutions de sel, aux extraits aqueux obtenus du sol etc. Elles s'avèrent utiles pour les investigations régionales et pour l'étude des processus compliqués qui se passent dans les sols sous l'influence des eaux phréatiques.

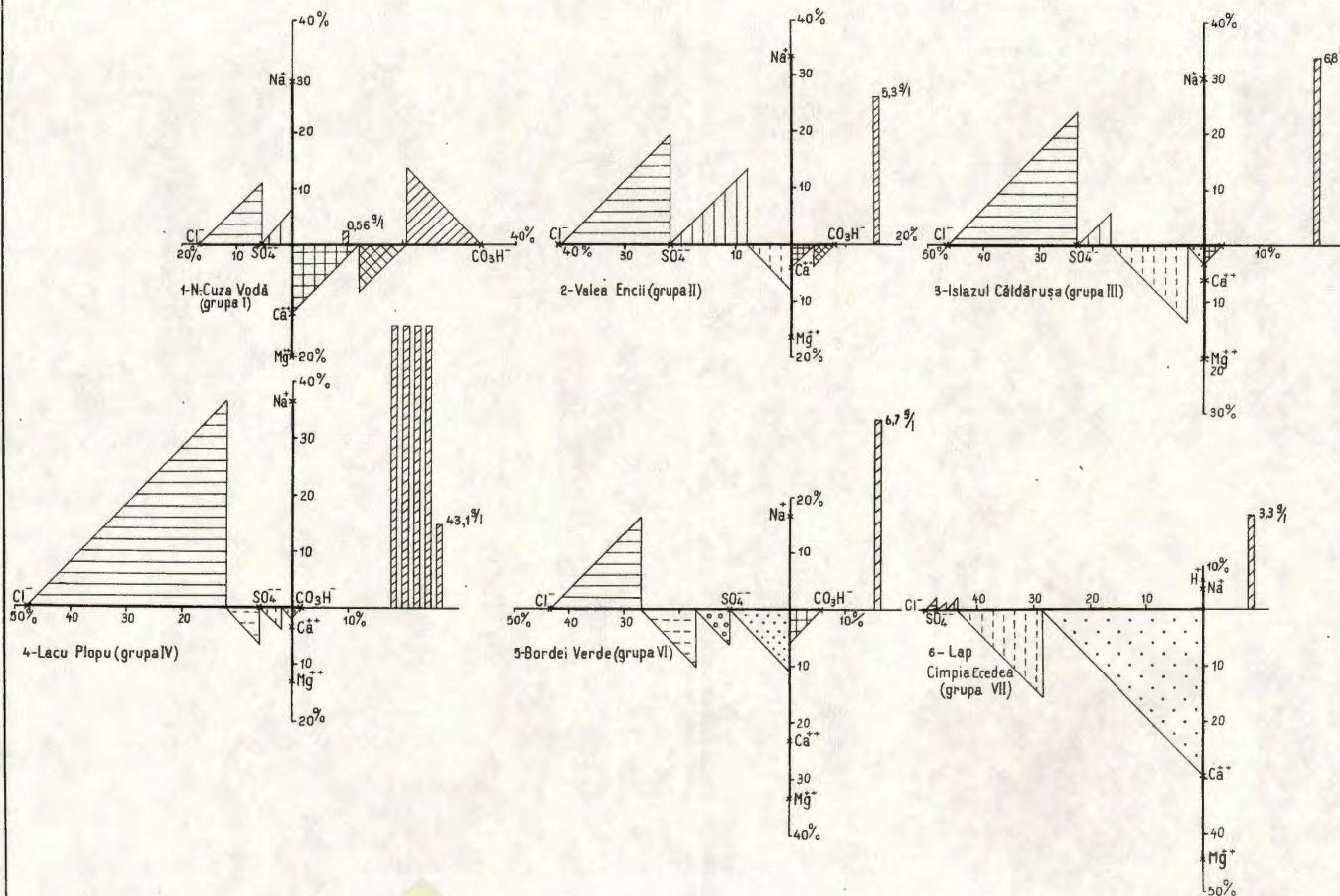
### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Diagrammes de la compositions chimique de certaines eaux phréatiques appartenant à différents groupes suivant la nature des sels :

1, Au N de Cuza-Vodă (I<sup>e</sup> groupe) ; 2, la vallée Encii (II<sup>e</sup> groupe) ; 3, pâturage de Căldărușa (III<sup>e</sup> groupe) ; 4, le lac Plop (IV<sup>e</sup> groupe) ; 5, Bordei Verde (VI<sup>e</sup> groupe) ; 6, Lap, la plaine Ecedea (VII<sup>e</sup> groupe).



## DIAGRAIME CU COMPOZIȚIA UNOR APE FREATICE CE APARTIN LA DIFERITE GRUPE DUPĂ NATURA SÂRURILOR



# LOESSURI ȘI SOLURI FOSILE<sup>1</sup>

DE

M. SPIRESCU<sup>2</sup>

## Abstract

**L o e s s H o r i z o n s a n d F o s s i l S o i l s.** A new interpretation is given to the climate, stratigraphic, pedological, palinological, and paleontological data on which the present general points of view regarding the loess horizons and fossil soils are based. Palinological data indicate that fossil soils are formed under the conditions of a moist and much colder climate than the present one, whereas the loess horizons correspond to a warm and dry climate. The occurrence of cold climate fauna within the loess may be explained either by its active or passive penetration into this horizon, or by an unrecorded climate fluctuation within the loess horizon of the most arid regions, where the cryophilic fauna might nevertheless penetrated. The soil found on moraines was formed in the first part of the prolonged period required by the regression of glaciers. For this reason it is considered here that in alternations of loess horizons and buried soils the loess is interglacial (respectively corresponding to an interstage), and not inversely, as it is stated by most studies on the Quaternary.

## TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere . . . . .	80
Concepțiile cele mai frecvente în literatură . . . . .	80
Sedimentarea pulberilor eoliene . . . . .	82
Procesele sincrone și continuî de sedimentare eoliană și solificare . . . . .	83
Alternanțele de loessuri și soluri fosile ca efect al solificării diferențiale în cadrul oscila- țiilor climatice . . . . .	87
Loessuri interglaciare. Controverse . . . . .	88
Condițiile climatice ale glaciațiunilor . . . . .	90
Condițiile paleobiogeografice din glaciare, în literatură . . . . .	96
Condițiile climatice ale formării loessurilor și solurilor fosile pe baza relațiilor dintre sedimente . . . . .	97

<sup>1</sup> Comunicare în ședință din 27 aprilie 1966.

<sup>2</sup> Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Argumente palinologice pentru stabilirea condițiilor de formare ale loessurilor și soluri- lor fosile . . . . .	98
Argumente paleontologice pentru stabilirea condițiilor de formare a loessurilor . . . . .	105
Culoarea roșcată și argila solurilor fosile . . . . .	109
Zonalitatea loessurilor și solurilor fosile. . . . .	111
Concluzii . . . . .	113

## INTRODUCERE

Literatura cu privire la loess este foarte bogată. Cu această problemă, în afară de geologi (inclusiv petrografi), s-au ocupat și geografi (geomorfolozi, climatologi, biogeografi), arheologi, naturaliști (geobotaniști, palinologi, paleontologi etc.), precum și pedologi de formații diferite. Ar fi deci de așteptat ca problema loessului să fie tratată în complexul ei organic, pentru ca dinamica acestui sediment, în timp, în spațiu și în modul ei de exprimare, să fie înțeleasă pe deplin. Si totuși interpretarea acestei dinamici s-ar părea că lasă întrucâtva de dorit, întrucât, oricăt de complexe sănătatele corelările prezente, ele nu țin seama de anumite laturi esențiale ale problemei, datorită faptului că specialiștii dintr-o știință nu pot cuprinde pe deplin domeniul celorlalte științe. Mai mult decât atât, acei cercetători din cadrul pedologiei, fără cunoștințe fizico-chimice suficiente sau fără o preocupare susținută în domeniul paleogeografiei Cuaternarului, nu pot înțelege dinamica loessului și solurilor fosile.

### CONCEPȚIILE CELE MAI FRECVENTE ÎN LITERATURĂ

Cercetătorul care este la curent cu sistemul de interpretare care stă la baza cercetărilor în legătură cu loessul, are concepțiile de mai jos, care sunt perfect justificate de aparențe și de implicațiile pe care acestea le pot determina.

Astăzi, suntem, probabil într-un interglaciare, fapt ușor de constatat după situația actuală a ghețurilor, în accentuată regresie (P. Woldstedt, 1954). Si, dacă examinăm suprafața pământului, constatăm că peste tot se întâlnesc soluri, cu evoluție recentă și actuală. În ceea ce privește loessurile, nu vedem în regiunile noastre o formație actuală de loess, care să întrerupă procesul de solificare. În consecință, loessurile din regiunile noastre s-au depus atunci cînd erau alte condiții decît cele de azi. Si dacă azi suntem în interglaciare și se formează soluri, loessurile s-au format negreșit în glaciare. Acest lucru s-ar părea că este atestat și de loessurile de pe morenele de fund (P. Woldstedt, 1954). Morenele



s-au depus, firește, în timpul glaciului, iar loessul nu se putea depune decât în faza de retragere a ghețarului. Loessul, prin caracterele lui și prin fauna lui de moluște, este o formațiune de stepă (A. N e h r i n g, 1890). Această stepă a fost, fără îndoială, o stepă rece, înrudită cu tundra (I. P. C h a r l e s w o r t h, 1957), însă incomparabil mai uscată. Acest lucru este demonstrat și de fauna cu *Columella columella* (M a r t.) (V. L o ž e k, 1961), care se asemănă cu forme întâlnite azi mult spre nord. Materialul loessian venea de pe marginea ghețarului (I. P. C h a r l e s w o r t h, 1957), căci acesta, în retragerea lui, lăsa o regiune de sandr, cu nisipuri nefixate încă. Datorită regimului anticiclonal al calotei glaciare (W. H. H o b b s, 1944) (situație observabilă azi în Groenlanda și Antarctica, după unii autori (S. V. K a l e s n i k, 1947), vîntul bătea dinspre inland-sis spre exterior. Bineînțeles că el exercita o acțiune de deflație a pulberilor între 0,05 și 0,01 (N. I. K r i g h e r, 1965), care erau duse în zonele unde întâlnim azi loessul. Acolo, materialul depus dobîndea treptat, treptat, caracterele lui specifice, printr-un proces de loessificare, conform teoriei lui L. S. B e r g (L. S. B e r g, 1926). După încheierea fazei glaciare, eventual stadiul glaciului, era încheiată și depunerea de material eolian (M. P o p o v ă t, 1966) și, în interglaciul care urma, se forma solul (actualul sol fosil). Faptul că solurile sănt de obicei mai argiloase decât loessul ne dă indicații „precise” că, în interglaciul, clima a fost mai umedă decât în glaciul și, negreșit, mai căldă (fapt atestat și de culoarea de multe ori mai roșcată a solurilor fosile (G. M. M u r g o c i, 1920). La climatul cald și umed și la solul argilos și cu nuanță roșcată, corespunde o vegetație de pădure. Și, în adevăr, analizele sporo-polinice confirmă acest punct de vedere: în solurile fosile se întâlnesc polen provenind din păduri, atât de foioase, cât și de conifere (P. W o l d s t e d t, 1954).

În probele de sol care arată păduri de foioase apar uneori elemente mai sudice (ca *Pterocarya*) (I. P. W o l d s t e d t, 1954) indicație climatică prețioasă. Faptul că resturile de faună de mamifere de climă rece (*Mammuthus primigenius*, *Coelodonta tichorhinus*) se întâlnesc tot în loess (I. K. I v a n o v a, 1961) este o altă indicație precisă care pledează în sensul punctului de vedere după care loessul s-a format în timpul fazelor glaciare.

Aceasta este ingenioasa construcție a explicării succesiunii de loessuri și soluri fosile din diferitele profile cuaternare (M. P o p o v ă t, 1966). De aici au rezultat nenumărate interpretări ale elementelor de faună sau floră; diferite sisteme stratigrafice pentru Pleistocen și diferite corolare în domeniul geomorfologiei și pedologiei. S-au reconstituit zonele climatice (H. P o s e r, 1947) și cele de vegetație (J. B ü d e l, 1949; B. F r e n z e l, 1964, și alții) pentru glaciul maxim.

Alți cercetători, pe baza unor date locale, consideră loessul ca depozit de altă origine decât eoliană: deluvială, proluvială, (A. P. Pavlov – 1888, I. P. Armashevski 1883, 1903, S. S. Neustruev 1910) (J. K. Charlesworth, 1957), aluvială (M. Pécsy, 1964), prelucrat după sedimentare în cadrul aşa-zisului proces de loessificare, imaginat de L. S. Berg (1926). Acest punct de vedere își are originea, pe de o parte, în apariția de materiale mai grosiere în loess în zonele de interferență cu materiale aluviale, proluviale sau deluviale (pe conurile de dejecție destul de vechi, însă și cu posibilități actuale de colmatare, și în regiunea din apropierea unei pante) iar pe de alta considerării drept „loess” a unor materiale de altă natură.

#### SEDIMENTAREA PULBERILOR EOLIENE

Cită vreme admitem existența unei roci de proveniență eoliană, nu vom avea nici un motiv să confundăm depozitele rezultate din alt tip de sedimentare cu loessurile. Iar dacă nu suntem de acord cu sedimentarea eoliană, nu putem spune ce s-a petrecut cu pulberile existente în atmosferă, supuse și ele gravitației, ca orice corp din natură.

Realitatea acestor pulberi nu poate fi contestată. Depunerea lor actuală a fost remarcată de P. Treitz (1924) și măsurată de H. Jenny (1926), cu ajutorul totalizatoarelor de tipul celor folosite pentru captarea apei din precipitații. Bineînțeles mediul artificial din cuprinsul acestor aparate, în care aerul își încetinește brusc viteza, nu permite aprecieri cantitative certe. Em. I. Protopopescu - Pache și M. Spirescu (1963) au arătat că ritmul depunerilor este mult mai lent. În adevăr, dacă raportăm grosimile orizonturilor de loess intercalate între două soluri fosile (de obicei 1 m-2 m) la durata depunerii lor (5.000 – 20.000 ani pentru un interstadiu sau un stadiu mai mare din Würm) ajungem la concluzia că s-au depus cel mult o treime de milimetru de pulberi eoliene în cursul unui an (Em. I. Protopopescu - Pache, M. Spirescu, 1963). Autorii menționați arată că ritmul depunerii actuale sau recente este mult accentuat în condiții aerodinamice speciale (cca 1/2 m din prima jumătate a sec. XVII pînă azi); că există o corespondență în spațiu între cantitățile cele mai mari de pulberi în atmosferă și depozitele de loess cele mai dezvoltate (stepe, semipustiuri); că pulberile atmosferice recente și loessurile au compoziții granulometrice și chimice aproape identice, după analizele lui M. Reinhardt 1905 și I. Lupte 1952; că, din motive de ordin aerodinamic, nu s-au putut face analize ale materialului care cade în mod normal pe sol, ci suntem siliți să ne mulțumim



cu determinările granulometrice și chimice ale materialelor depuse accidental; că există în prezent depuneri semnalate de material eolian atât în China (V. A. Obreucăv, 1948), cît și în România, pe soluri e bălăne (G. M. Murgoci, 1911) și altele.

#### PROCESELE SINCRONE ȘI CONTINUI DE SEDIMENTARE EOLIANĂ ȘI SOLIFICARE

Ritmul lent al sedimentării loessului în cîmp deschis (maximum o treime de milimetru pe an) nu presupune cîtuși de puțin că aceste lente depuneri ar fi putut opri în loc procesul de alterare sialitică și de solificare (cum nici depunerile actuale de pulberi pe sol nu îintrerup aceste procese). De aceea suntem îndreptăți să considerăm că materialele eoliene căzute au fost integrate într-un sol în continuă evoluție și că procesul de litogeneză eoliană și cel de pedogeneză sunt sincrone și au fost sincrone în tot Cuaternarul și chiar începînd cu mult înainte de Cuaternar. La această concluzie ajunge și I. P. Ivanov (1956) N. I. Krigher (1965), care însă consideră loessul ca „sol rudimentar”.

În depunerea materialelor eoliene există o continuitate în timp, care se poate urmări în stațiunile cu diferite civilizații istorice și preistorice, unde urmele diferitelor culturi sunt suprapuse în toată grosimea loessului, nederanjate și în ordinea punerii lor în loc, fără vreo indicație naturală de stratificare a materialului loessian (la Vădastra, C. Mateescu, 1959, 1960 găsește, într-un astfel de material, o succesiune de Paleolitic, Vădastra I, Vădastra II, Sălcuța și Boian, pe alocuri vizibil separate prin intercalări de loess de grosimi care corespund intervalelor de timp dintre fazele de populare — vezi Em. I. Protopopescu - Pache și M. Spirescu, 1963). Tot pentru continuitatea în timp pledează și materialul eolian depus în zona solului brun-roșcat, după invazia pădurii, care acoperă solul cu caracter cernoziomic, fără o trecere bruscă între vechiul sol de stepă și actualul sol de pădure (G. Murgoci, 1909, Em. I. Protopopescu - Pache și M. Spirescu, 1963).

Tot în sprijinul acestei continuități în timp a depunerilor Em. I. Protopopescu - Pache și M. Spirescu, (1963) aduc și argumentul materialelor fine periloessiane, care acoperă terasele din cîmpiiile piemontane. Aceste materiale sunt în depozite în general cu atît mai groase, cu cît terasa respectivă este mai veche. Omogenitatea lor, lipsa fractiunilor mai grozioare și lipsa de stratificație sedimentară (există totuși la aceste materiale stratificație pedogenetică), sunt indicii nete ale provenienței eoliene a acestora.



O posibilitate a întreruperii continuității în holocronismul depunerilor eoliene ar putea fi dată eventual de desființarea generatoarelor de pulberi în anumite perioade. Ne interesează deci care sunt aceste surse de material eolian.

S-ar părea că fișia părăsită de ghețar, care putea să pună la dispoziția curenților de aer o cantitate oarecare de pulberi eoliene nu era prea largă. După V. A. Obreucă, ghețarul se retrăgea cu cel mult 200–225 m pe an (V. A. Obreucă, 1947). Deflația nu putea să aibă loc decât în anotimpul cel mai uscat și numai pînă cînd vegetația fixă nisipul. A. D. Zamoski (1948) arată că, la Teheran, chiar în condiții de climă mai continentală și mai călduroasă decât aceea din regiunea de sandr, ridicarea prafului este aproape imposibilă în timpul iernii. Deci cantitatea de material care putea fi spulberată de pe marginea ghețarului nu putea fi mai mare decât aceea mobilizată din nisipurile mai mult sau mai puțin mobile din luncile fluviilor actuale.

Mai curind am putut afirma că depunerile de praf pe ghețar, care intră în componența morenelor, ar fi o sursă mai importantă de pulberi (P. Woldstedt, 1954). Dar aceasta ridică o altă problemă : de unde vine praful de pe ghețar ?

De aceea, punctul de vedere al provenienței pulberilor eoliene din aluviunile insuficient stabilizate, împrospătate continuu de rîuri cu material rezultat din eroziunea din munte și dealuri (G. Murgoci, Em. I. Protopopescu - Pache și P. Enculescu, 1907, G. Villisan 1915, P. Woldstedt 1954) a fost adoptat și de Em. Protopopescu - Pache și M. Spirescu (1963). S-a considerat însă că mai există și alte surse mai apropiate în care deflația alimentează atmosfera cu pulberi (maluri cu nisip neconsolidat, dealuri mai proeminente lipsite de vegetație, ogoare) și altele mai îndepărtate, ca luncile fluviilor din Ucraina și sudul Rusiei, în care ajung remaniate și particule din jurul Mării Caspice, alimentate și ele la rîndul lor cu pulberi venite din nisipurile Asiei Centrale. La acestea s-ar adăuga și contribuția prafului cosmic, cenușilor vulcanice, fumului și altor aerosoli (Em. I. Protopopescu - Pache, M. Spirescu, 1963).

Aceste puncte de vedere sunt pe deplin justificate de tranziția lentă, atât pe orizontală, cât și pe verticală, între nisipuri și loessuri, cât și de faptul că, în apropierea generatoarelor de pulberi, depozitele de materiale eoliene sunt mai groase și cu o compoziție granulometrică mai puțin fină, și, cu cât sunt mai departe de aceste surse, depozitele de proveniență eoliană sunt mai puțin dezvoltate și mai fine. Influența generatoarelor continentale din est se resimte în solurile părții de est a Poloniei, României și Bulgariei,



mai puțin argiloase, mai puțin pseudogleizate și mai bine aprovisionate în baze decât solurile corespunzătoare acelorași zone climatice și de vegetație situate mai spre vest.

S-ar părea deci că mobilizarea materialelor eoliene n-a fost stînjenită de condițiile interglaciarelor, cîtă vreme și în fazele interglaciare au curs rîuri și au existat și nisipuri mobile continentale, măcar în anumite zone climatice. Dacă depunerea materialelor eoliene, în linii generale, este continuă în toate fazele, atât glaciare cît și interglaciare, se pune o altă problemă: de ce formarea loessului propriu-zis nu apare și ea continuă în timp, în secvențele de loessuri și soluri fosile din profilele de Cuaternar?

Înseamnă totuși, că au fost, în timpul sedimentării acestor complexe, condiții alternate favorabile și nefavorabile formării loessului, care în adevăr se pot paraleliza cu oscilațiile climatice. Rămîne de văzut însă dacă loessul s-a format în glaciar sau în interglaciar.

Cercetătorii sunt în general de acord că loessul s-a format în condiții de stepă (J. K. Charlesworth, 1957). Caracterele actuale ale loessului (compoziția granulometrică, microstructura granulară, oarecare conținut de carbonați și saturarea în baze a complexului de adsorbție, afinarea și crotovinele fosile) îl apropie mult de cernoziom. Observațiile lui G. Murgoci (1920), Münnichsdorfer (1926) și V. A. Obreucă (1948) cu privire la caracterul de sol al loessului sunt deci întemeiate. Loessul diferă însă de cernoziom prin cantitatea de humus mai redusă. După analizele de la profilul nr. 06/35—142 A-vest Ovidiu, (M. Popovăț et al. 1964), conținutul de humus în loessuri este de 0,15—0,35%, față de 3,26% în orizontul cu humus din solul actual de deasupra lor. Se poate însă remarcă, în același profil, că nici „solurile fosile” nu au humus prea mult, ci doar o cantitate între 0,15 și 0,59%. Acest lucru arată oarecare trăsături comune la loessuri și așa-zisele „soluri fosile”, ceea ce ne face să presupunem următoarele: sau ambele categorii n-au fost niciodată soluri în forma solurilor actuale (ceea ce este mai greu de admis), sau atât loessurile, cît și solurile fosile au avut, atunci cînd au fost la zi, o cantitate de humus comparabilă cu aceea existentă în solurile actuale. Același lucru se poate remarcă și din datele analitice prezentate de N. Florea, H. Asvadurov și Gianina Cioflica (1964—1965), cu deosebire că, în profilul prezentat, loessurile sunt înlocuite de lehmuri sau depozite loessoide.

Diminuarea cantității de humus s-a produs prin oxidarea materiei organice la un nivel unde această combustie uscată nu mai putea fi compensată de formarea de humus nou. În cernoziomuri, datorită texturii mai ușoare a loessului și afinării, ca și numeroaselor galerii de rozătoare



de stepă, aerisirea mai accentuată a favorizat o oxidare mai intensă, pînă la produși organici de o stabilitate mai mare. „Soulurile fosile” numite oarecum impropriu astfel, întrucît și loessul este un „sol fosil” [G. M u r g o c i (1920), F. M ü n i c h s d o r f e r (1926), V. A. O b r u c e v (1948)], datorită argilozității mai mari, au oferit humusului condiții relativ mai anaerobe, care au permis, în general, păstrarea unei cantități ceva mai mari de humus.

Observațiile asupra solurilor tinere îngropate arată că humusul își reduce repede cantitatea. B. F. P e t r o v (1950) arată că, în solul de sub digurile „valului lui Petru”, îngropat în 1698, în 250 de ani, cantitatea de humus a scăzut de la 1,92% la 1,40—1,50%.

Despre problema distrugerii humusului mai vorbesc V. I. K r o k o s (1926), A. I. M o s k v i t i n (1933, 1950), I. V. Ti u r i n și E. I. T i u r i n a (1940), (N. I. K r i g h e r, 1965).

Pentru un cercetător care nu are o pregătire pedologică sau fizico-chimică este greu de înțeles procesul de oxidare a materiei organice în loess. Însă comparația cu oxidarea humusului și în „soulurile fosile” recunoscute îi poate da de gîndit. Ar mai trebui să mai amintim și faptul că polenul fossil rezistă mai greu în loessuri decât în soulurile fosile (B. F r e n z e l, 1964) din motivele arătate mai sus. Există o agrotehnică specială pentru soulurile nisipoase, în care materia organică nu se poate acumula în ogor din cauza oxidării favorizate de facilitatea pătrunderii aerului în lacunele dintre granulele nisipului; de aceea se recomandă ca soulurile nisipoase să nu fie lăsate ca ogor negru, ca materia organică a unui an să nu se piardă pînă la cultura anului următor (G h. I o n e s c u - S i ş e ş t i, I r. S t a i c u, 1958). Aceasta ne poate da o indicație de viteza oxidării materiei organice. Asemănarea funcțională între loessuri și soluri fosile, ca și tranziția treptată dintre ele ne arată că nici procesul de solificare nu-a încetat în timpul depunerii materialului eolian. Materialul eolian cădea lent peste sol și se integra în orizontul A, făcînd să se ridice treptat suprafața solului. Vegetația se ridică și ea treptat, urmînd ridicarea suprafeței și, la rîndul său, stratul de rădăcini din orizontul A, producător de substanțe humice, se ridică și el, lăsînd dedesubtul său o fișie, sub 30—40 cm de la suprafața solului, în care lipsa de rădăcini și deci și de aport de substanță organică determină un bilanț de producere de humus deficitar (adică net în favoarea oxidării). și humusul se oxida atunci pînă în jurul cifrelor menționate. Însă celelalte proprietăți ale cernoziomului (textură, microstructură, saturare în baze, etc.) au rămas și la materialul dehumificat, care, prin ridicarea continuă a orizontului cu humus, s-a dezvoltat și el pe verticală, formînd loessul. Această indicație arată că loessurile, ca și



solurile, se formează și azi, deci este posibilă geneza lor și într-un interglaciар.

Astfel premisele inițiale ale sistemului de interpretare al cercetărilor loessurilor și solurilor fosile (solul fiind actual și deci, posibil, interglaciар și loessul într-o fază deosebită de cea de azi, deci, posibil, glaciar) nu pot rămâne în picioare pentru totalitatea cazurilor.

#### ALTERNANȚELE DE LOESSURI ȘI SOLURI FOSILE CA EFECT AL SOLIFICĂRII DIFERENȚIALE ÎN CADRUL OSCILAȚIILOR CLIMATICE

Solurile fosile rezultă, după toate probabilitățile, din schimbarea condițiilor pedogenetice în timpul depunerii materialului eolian. Dacă în general cercetătorii sunt de acord că loessul este formația de stepă (J. K. Charlesworth, 1957), tot ei consideră „solurile fosile” ca produse ale pedogenezei în condiții de pădure (P. Woldstedt, 1954).

În adevăr, în urma oscilațiilor climatice s-au produs oscilații și în limita dintre pădure și stepă, care au înlocuit, în timpul sedimentării lente a materialului eolian, pedogeneza cernoziomului și loessului printr-o pedogenă de tip forestier (vezi J. Sümeghy, 1944 și Em. I. Protopopescu - Pache și M. Spirescu, 1963).

Ca să putem înțelege cum a decurs această solificare sub pădure, trebuie să cunoaștem proprietățile solurilor silvestre. Aceste soluri, spre deosebire de cernoziomuri, se caracterizează prin levigarea (spălarea) carbonațiilor și bazelor spre adîncime, prin alterare sialitică intensă cu formare de argilă și adesea prin translocarea într-un orizont iluvial B, cu textură grea și aproape totdeauna pseudogleizat. Sesquioxizii de fier și aluminiu ( $R_2O_3$ ) dău orizontului B o colorație brună, gălbui sau roșcată.

Materialul eolian căzut pe aceste soluri se integrează în orizontul A. Procesele pedogenetice mai intense și calitativ diferite de aceleia din cernoziomuri sau loessuri fac ca materialul depus pe sol să piardă cantitatea de carbonați și baze (duse în profunzime), să suferă o alterare sialitică intensă și o tasare. Suprafața terenului se ridică și în zona de pădure, însă nu atât de mult ca în stepă, datorită faptului că materialul eolian depus este mult tasat. Sub sol rămâne un vechi orizont B argilos, care formează un aşa-zis „sol fosil”.

Depunerea continuă de materiale eoliene, alternant în regim de stepă și de pădure, a produs un depozit mai mult sau mai puțin dezvoltat, de ordinul mai multor metri sau zeci de metri, constând dintr-o alternanță de loessuri și soluri fosile. În întreg acest complex nisipul grosier și în general materialul scheletic sunt în cantitate mică sau lipsesc (cu excepția situa-



tiilor topografice în care depunerea lentă a pulberilor loessului sau materialui fin periloescic din sol a fost interferată de materiile de altă natură, (ca aluvioni din inundații catastrofale, deluviu, proluviu etc.). Nu se distinge în materialele eoliene o stratificare netă legată de sedimentare, ci doar o „stratificare” de ordin pedogenetic.

Alternanța acestor orizonturi de loess și soluri fosile se datorește alternanțelor climatice și deci s-ar putea paraleliza cu fazele glaciare și interglaciare din Pleistocen. V. I. K r o k o s (1924) și C. Brătescu (1933) au făcut, pe baza loessurilor și solurilor fosile, interpretări care, la acea dată corespundeau unui important adevăr relativ, în drumul științei către adevărul absolut.

Atât atunci, cât și în prezent, majoritatea cercetătorilor au paralelizat și paralelizează loessurile cu fazele glaciare, iar „solurile fosile” cu fazele interglaciare. Ei, aşa cum am arătat mai sus, consideră loessurile ca fiind depuse în stepă reci și uscate sau în tundre, iar solurile fosile ca formațiuni pedogenetice dezvoltate în timpul întreruperii în depunerea loessului în fazele interglaciare, umede și calde, sub păduri.

#### LOESSURI INTERGLACIARE CONTROVERSE

Însă a existat, înainte ca loessul să fi fost considerat ca formațiune glaciare, punctul de vedere după care loessul este interglacial. Îl găsim și la A. Penck și E. Brückner (1901), care menționează loess interglacial în Alpi. B. Shimek (1894, 1904) consideră loessul interglacial pe bază de fosile. El găsește în loessul pleistocen din America de nord aceleași gasteropode ca și în loessul care se formează astăzi. Însă condițiile de depunere creează aparențe după care loessul ar fi glaciare (P. Woldstedt, 1954).

S-a găsit anume că, în regiunile unde loessul se suprapune morenelor de fund, acestea au pe ele un „înveliș de alterare” bine format. S-a observat acest lucru atât în America de Nord, cât și în Europa. Acest orizont de alterare este considerat că ar corespunde unui interval cu o climă caldă și cu o vegetație care a permis acest lucru, deci unui interglacial.

Considerăm că acest orizont de alterare s-a putut dezvolta în bune condiții în timpul retragerii ghețarului (care s-a produs destul de lent). Dacă acest orizont de alterare ar fi interglacial (și, ca un corolar, loessurile ar fi glaciare) ar trebui să mai găsim măcar uneori dedesubtul orizontului de alterare un orizont de loess corespunzător fazei retragerii ghețarului, care a durat sute și chiar mii de ani.

În lucrările lui W. Soergel (1919), N. I. Krischtaffowitzsch (1903), N. Florov (1926–1927) și V. I. Krokos (1924) se



menționează la fel soluri fosile pe morenă, iar loessurile sunt considerate, în lucrările lor, tot glaciare. Această interpretare este inadecvată, fiindcă solul de pe morenă, după cum am arătat, nu se putea forma decât într-un timp de cîteva sute de ani sau mii de ani (timpul necesar retragerii ghețarului pînă la un punct, unde se producea saltul calitativ de la glacial la interglacial sau de la stadial la interstadial).

Fazele glaciare nu au fost favorabile depunerii loessurilor și din cauza nivelului de bază general scăzut, care genera o eroziune puternică, în care procesele de pantă (alunecări și solifluctiuni) erau prezente (P. Woldstedt, 1954).

În literatura mai recentă întîlnim loessuri interglaciare și la alți autori. Cu ocazia Congresului „Inqua” de la Varșovia (1961) J. Markovič - Marjanovič menționează în loessurile din Iugoslavia (Star Slankamen și Mošorin) loessuri interglaciare (I. Markovič - Marjanovič, 1961), pe care le consideră însă ca reprezentînd o fază de răcire în interglaciul Riss-Würm. La același congres, I. P. Gerasimov amintește părerea lui L. S. Berg și V. A. Obrucev în legătură cu posibilitatea pentru solul din sudul Rusiei să se fi dezvoltat în stepele noastre postglaciare și interglaciare (I. P. Gerasimov, 1961). Tot în 1961, la Varșovia, S. Venzo menționează pentru interstadialul Würm I — Würm II, loess în grotele de la Sambughetto Valstrona de lîngă Novara, care au fost acoperite de ghiată în Würm I (S. Venzo, 1961). Și tot la același congres I. Lieberoth menționează soluri fosile de climă rece și umedă (I. Lieberoth, 1961).

La fel, M. H. Alimen, în Pirinei, găsește soluri brune în Riss. (H. Alimen, 1961), iar M. H. Alimen și J. Sauvage găsesc lut brun-gălbui cu abundență de Ericacee și Pteridofite în Würm I (M. H. Alimen și J. Sauvage, 1961).

Cercetătorii se pare că sunt de acord că loessul este o formațiune eoliană de climă aridă, favorabilă dezvoltării stepelor (F. Richtofen, 1877), A. Nehrings (1875, 1890) și nenumărați cercetători de mai tîrziu, atât din Europa cât și din America de Nord (J. K. Charlesworth, 1957). Pentru America de Sud, Virlet d'Aoust a anticipat acest punct de vedere încă din 1857, (J. K. Charlesworth, 1957). Dacă în privința aceasta sunt mai puține obiecțiuni, în privința condițiilor termice ale depunerii loessurilor sunt multe puncte de vedere. Stepa în care s-a depus loessul a fost considerată de unii interglaciără (J. K. Charlesworth, 1957; A. Nehrings, 1889; Steinmann, 1898; N. I. Krieger, 1965; L. S. Berg, 1925; N. Bogolju-

b o w , 1905 ; H. Brockmeier, 1931 ; A. Penck, 1883 ; E. Brückner, 1925 ; G. Compter, 1908 ; G. F. Mircink, 1925 ; K. Olbricht, P. Weinert, 1926 ; E. Werth, 1909 ; E. Wüst, 1908 ; Shimek, 1901 ; O. Tietze, 1910).

J. K. Charlesworth (1957) trece în revistă părerile asupra fazei celei mai favorabile depunerii loessului, în raport cu glaciațiunea maximă, care sunt foarte diferite, deși datarea glaciară a loessului este „aproape universal acceptată”. Unii consideră depunerea loessului în timpul culminațiilor glaciare (F. Dowers, 1935 ; G. Götzinger, 1937 ; F. Klute 1949 ; W. K. Krookos, 1926 ; F. Weidenbach, 1952 ; W. Wolff, 1914 ; W. Wundt, 1935). Alții consideră că fiecare perioadă glaciară începe cu soliflucluie și se sfîrșește cu loess (J. Büdel, 1949 ; H. Freising, 1951 ; L. Krumbbeck, 1941 ; W. Rühl, 1937). Alții apreciază că loessul s-a format în timpul retragerii ghețarului (H. Reddin, 1926 ; N. Florov, 1926—1927 ; A. Nehring, 1895 ; O. Tietze, 1912 ; P. A. Tukowski, 1901 ; S. S. Vischer, 1922 ; F. Wahnschaffe, 1910 ; W. Weissermel, 1930) sau chiar în faza înaintării (A. Cailleux, 1942 ; R. Grahamann, 1927 ; W. J. Mc Gee, 1888 ; H. Schwabedissen, 1951 ; J. Stoller, 1916). Alții grupează fazele cele mai favorabile depunerii loessului : în timpul maximului și înaintării ghețarului (G. Götzinger, 1937 ; J. Stoller, 1916), în timpul maximului și retragerii (A. Jahn, 1950 ; H. Poser și J. Tricart, 1950) ; înainte, în timpul și după glaciațiunea maximă (W. J. Krookos, 1926), H. Poser, 1948 ; F. Wiegerts, 1912) sau la începutul și sfîrșitul fazelor glaciare (W. Lüdi, 1953). Trebuie să avem în vedere că toate aceste nepotriviri își au originea în încercarea de a pune de acord punctul de vedere al loessului glaciar cu datele concrete care crează dificultăți în această interpretare.

#### CONDIȚIILE CLIMATICE ALE GLACIAȚIUNILOR

Dificultatea cea mai importantă este aceea a asocierii în timpul formării loessului a două elemente climatice apropiate incompatibile : temperatura scăzută și ariditatea. Căci climatul glaciarelor, după majoritatea cercetătorilor, este rece și uscat. Și se știe că o temperatură scăzută, chiar la umidități absolute reduse, provoacă o umiditate relativă accentuată. Pe suprafața pământului valorile maxime ale umidității relative se întlnesc (în afară de regiunea ecuatorială, unde umiditatea relativă este ridicată datorită excesului umidității absolute) în zonele reci, datorită faptului că punctul de saturatie a aerului cu vapozi de apă scade cu tem-



peratura. În ceea ce privește repartiția umidității relative în timp, ea este mai mare în anotimpurile reci (E. m. de Martonne, 1925). Din această cauză evaporația este atât de redusă în tundră, iar solul tundrei este continuu saturat cu apă (A. A. Grigoriev și M. I. Budikov, 1957). Chiar în regiunile mai continentale, la Teheran de exemplu, umiditatea relativă ajunge atât de ridicată în timpul iernii, încât din cauza umectării, praful nu se mai poate ridica (A. D. Zamoski, 1946).

Pentru ca ghețarul să se poată dezvolta și menține, era nevoie de o accentuată umiditate, atât relativă, cât și absolută. Masele de aer nesaturat cu vaporii de apă, cazul unei umidități relativ scăzute, ar fi putut evapora (sublima) întreaga cantitate de ghiață în cîteva sute de ani. Ghețarii nu puteau rezista în regim anticiclonal. De altfel, P. Woldstedt arată că în Elveția, în regiunea de firnuri, evaporarea directă depășește ca proporții dezghețul (P. Woldstedt, 1954). Este puțin probabil ca un maximum baric să se fi dezvoltat deasupra inlandsisului și deasupra regiunii alpine, cum presupune H. Poser (1947). Întîi pentru că masele de aer tind spre un echilibru și regiunile acoperite de ghețuri erau atât de vaste în timpul glaciațiunilor încât nu puteau fi acoperite de un singur maximum. Apoi un anticiclone ar fi fost o piedică netă în alimentarea ghețarului cu precipitații (E. van Everdingen, 1926). S-a stabilit, de cercetările marilor calote glaciare de azi, că precipitațiile de pe aceste calote sunt datorite tot activității ciclonale, care pătrunde și în această regiune. Aceasta este situația actuală din Antarctica. (V. H. Buitenkamp, 1960; L. D. Dolgushin, 1958). F. Loewe (1938) arată că forma anticiclonală de precipitații a „zăpezii polare” a fost observată numai în cazuri rare. La fel arată M. Dement (1943) și F. E. Mattthes, A. D. Belmont (1946). Dacă ghețarul n-ar fi alimentat cu aceste precipitații, ablația de la periferia sa l-ar epuiza rapid.

Ghețarii reprezintă o formăție de climă cu caracter umed, mai mult sau mai puțin oceanic. După H. W. Ahlmann (1935), activitatea mai mare a ghețarilor se dezvoltă din regiunile maritime subarctice pînă în regiuni temperate cu precipitații, în cantități mari și temperaturi relativ înalte (H. W. Ahlmann 1935). Se observă din hărțile care indică glaciațiunea pleistocenă (și chiar actuală) cum ghețarii tind să se concentreze în jurul capătului nordic al Oceanului Atlantic. Harta ghețarilor din Würm arată cum, în regiunea influențată de ciclonii veniți dinspre Atlantic, ghețarii acopăr trei sferturi din Irlanda, Scoția și jumătate din Anglia, toată peninsula Scandinavică, două treimi din Iutlanda, Germania de Nord (inclusiv Berlinul), Polonia de nord (pînă aproape de Varșovia), Finlanda, Uniunea Sovietică (fruntea



ghețarului trecea pe la Vitebsk și mult spre NW de Moscova, ajungind pînă în preajma actualului Ocean Înghețat, la est de Marea Albă, în condiții mai continentale). Alpii erau acoperiți de un strat de ghiată gros de 1.000—1.700 m, cu aspect de ghețar regional. În schimb, în Asia, lîngă unul din polii frigului, s-ar părea că ghețarii nu erau prea dezvoltăți (vezi harta lui B. Frenzel, 1964). Târmurile cu fiorduri, în majoritatea lor, sunt situate pe târmurile de vest ale continentelor și mai ales acolo unde târmurile sunt scăldate de curenți calzi. W. Behrmann (1948) subliniază că nu lipsa Gulfstreamului, ci existența sa a favorizat acoperirea cu ghețari.

În emisfera sudică, ghețarii ajung la mare la  $53^{\circ}$  latitudine S (Heard Island) sau  $54^{\circ}$  latitudine S (Georgia de Sud și Bouvet) (J. K. Charlesworth, 1956), datorită caracterului mai oceanic al acestei emisfere. Se mai remarcă, în Pirinei, cum limita zăpezilor eterne coboară la 2.500 m în partea de W, la latitudinea Bulgariei, în timp ce la noi limita zăpezilor eterne depășește mult această înălțime absolută (2.750 m după J. Büdell, 1949). Și chiar în Pirinei, în partea de est, limita zăpezilor eterne ajunge la 3.000 m. Se mai poate observa cum în Himalaia de E (în apropierea polului pluviozității de la Tcherapundji, limita zăpezilor eterne coboară pînă la 4.270 m, iar în Himalaia de Vest urcă pînă la 5.800 m, în apropierea deșerturilor Asiei Centrale (J. K. Charlesworth, 1957). În Kwen Lun, cu aproape  $10^{\circ}$  mai la N decît în Himalaia de est, limita menționată urcă la 6.000 m. Pe versantul sudic al Himalaiei se întilnește în jurul a 4.500 m, zăpada (și deci ghiata) fiind alimentată de umiditatea adusă de musonul de vară. Pe versantul nordic ne-am așteptă să o găsim cu cca 400 m mai jos, datorită condițiilor termice diferite (analog cu alte masive muntoase). O găsim însă pe la 5.800 m. Iată deci, ce strînsă legătură este între zăpezi eterne (respectiv ghețari) și cantitatea precipitațiilor. W. Wundt (1944) arată că mai multă zăpadă cade în iernile blînde decît în cele reci.

Cauza glaciațiunilor este accelerarea circulației atmosferice, care a provocat o accentuare a precipitațiilor, aşa cum a arătat J. Tyndall, pe la mijlocul secolului XIX. La latitudini înalte sau altitudini mai mari, acestea s-au produs, în mare parte, sub formă de zăpadă, care s-a acumulat în firnuri și a generat ghețarii. Atât precipitațiile sub formă lichidă, dar mai ales zăpezile și ghețurile acoperite aproape permanent de zăpezi, au provocat o răcire secundară a climei, datorită albedoului ridicat (aproape de 80), (S. V. Kalsnik, 1947), datorită evaporării în zonele de topire și datorită schimbului de calorii între ghețari și aerul care circulă pe deasupra lor. Această răcire a fost mai puternică în imediata apropiere a refri-



rentului și mai puțin însemnată la distanțe mai mari de fruntea ghețarului (C. C. Reeves, 1965), diferențele între climatul din faza glaciară și cel de azi manifestându-se mai ales în ceea ce privește temperaturile verii. M. Hess (1961) arată că influența ghețarului alpin este cu atât mai redusă cu cât ne depărțăm de ghețar, astfel că la 17 km de ghețar nu se mai poate observa o influență directă (M. Hess, 1961). Regiunile mai îndepărțate, unde masele de aer nu veneau de deasupra inlandisului, mai ales dacă erau adăpostite de lanțuri de munți orientate în lungul paralelelor, nu aveau o climă mult diferită de cea de astăzi, decât cel mult prin umiditatea mai mare și o ușoară scădere de temperatură datorată evaporației și scăderii insolației, din cauza nebulozității mai accentuate decât azi.

Punctul de vedere după care clima regiunii din jurul ghețarului ar fi fost uscată, pentru că să se formeze loess, nu poate să corespundă realității. Căci tundrele, chiar dacă precipitațiile în actualele tundre continentale sunt reduse (cca 200 mm), au totuși o umiditate relativă accentuată. Indicele de ariditate Budiko este abia sub 0,35 (1/5 – 3/6) (A. A. Giroiev, M. I. Budikov, 1957), în timp ce stepele în care se formează loessul acest indice depășește 1,1. Si nu putem avea certitudinea că, în regiunea din jurul ghețarilor pleistoceni, precipitațiile n-ar fi fost mai abundente decât în tundra actuală. Si chiar dacă precipitațiile au fost reduse, loessul nu s-ar fi putut forma în tundră, din cauza umidității în sol, căci pulberile eoliene se depuneau pe un sol umed, în care, după integrare, nu se puteau realiza nici compoziția chimică, nici microstructura de loess (Em. I. Protopopescu-Pache, M. Spirescu, 1963).

Se pare că pluviozitatea mare a unei zone climatice nu s-a realizat, în Pleistocen, pe seama aridității unei alte zone. Pluviozitatea s-a accentuat atunci pe tot pământul (G. Steinmann, 1906), (sau cel puțin într-o emisferă, în cazul cînd cauza principală a glaciațiunilor au fost oscilațiile în excentricitatea orbitei Pământului, cum apreciază J. Croll (1864). Că accentuarea pluviozității a fost un fenomen hologeic sau măcar semihologeic o dovedește faptul că, în timpul glaciarelor, nivelul general al oceanelor era, după E. Antevs (1928) și H. Valentine (1952) cu 95–100 m mai jos, conform concepției lui Maclaren (1842) reluată de R. A. Daly (1910). Apa care lipsea din ocean se găsea în ghețari și în circuitul atmosferic. S-ar putea aduce obiecțiunea că glaciațiunile nu s-au manifestat în același timp în amîndouă emisferele (J. Croll, 1864). Avem de spus însă că precipitațiile pleistocene n-au găsit, în timpul glaciarelor emisferei sudice, suprafete de uscat importante, pe care să se



poată dezvolta ghețari, o foarte mare parte din precipitații producindu-se în emisfera sudică peste același ocean, din care a fost adusă, sub formă de vaporii, apa lor.

Accentuarea pluviozității a avut efecte diferite în zone latitudinale diferite (F. Klute, 1921). La latitudini înalte ea genera ghețari. La latitudini medii creșteau păduri, iar râurile aveau debit mult mai mare decât cel actual și se dezvoltau lacuri largi și cu un volum de apă considerabil. Măriile inchise (ca Marea Caspică) se întindeau pe o suprafață mult mai mare (I. P. Gherasimov, 1952; P. Woldstedt, 1958). În regiunea areică a Statelor Unite ale Americii s-au identificat imensele suprafețe din trecut ale lacurilor Bonneville și Lahontan (E. m. de Martonne, 1925). În zona latitudinilor medii, în masivele munți, datorită precipitațiilor abundente, care, la altitudini mai ridicate, cădeau sub formă de zăpadă, s-au format ghețari. J. Corbel, (1961) pe baza ritmului alterării cu pierdere de substanță a elementelor cristaline și a dizolvării calcarelor, stabilește că în Mindel, în zona frunții ghețarilor din Alpii francezi, precipitațiile ajungeau la 4 000 mm, iar în glaciarele mai recente, precipitațiile medii anuale erau de 4000 mm la altitudinea de 1500—2000 m, iar la fruntea ghețarului cădeau 2200 mm precipitații. Este deci inexplicabil cum atunci cînd precipitațiile erau atît de abundente în fațada vestică a Alpilor, în regiunile joase din apropiere ar fi putut exista tundre cu precipitații reduse, cu tufișuri pitice și cu „asociații vegetale de stepă”, la aceeași latitudine și sub influența aceluiași regim al dinamicii atmosferei, condiționat de masele de aer ciclonale din vest (B. Frenzel, 1964).

Tot la latitudini medii s-au dezvoltat ghețarii din celelalte masive munți (inclusiv Carpații), care erau prea reduși ca întindere pentru a putea determina, ei însăși, o zonalitate geografică importantă diferită în jurul lor, prin capacitatea lor de refrigerare. Ei nu puteau genera o fâșie de tundra decât pe cîteva sute de metri, în cadrul zonalității altitudinale din acea vreme. Din cauza precipitațiilor abundente, care au generat ghețarii din Carpații meridionali și din masivul Rodnei, pădurile s-au întins mult în glaciar în dauna stepelor. Aceste păduri corespund perfect cu pădurile din România din timpul glaciarului, indicate de E. Pop (1961) ca pepinieră pentru repopularea regiunilor mai nordice, la sfîrșitul Glaciului și în Postglaciul (E. Pop, 1961). R. Călinescu (1946) le citează de asemenea.

Aceste păduri de la latitudinile medii erau în perfectă continuare cu pădurile din regiunile subtropicale, menționate de W. Deecke,



1928), J. Büdel (1949, 1951) și de L. Picard (1933, 1943, 1952) (P. Woldstedt, 1958).

În zona subtropicală este în general recunoscut că fazele glaciare corespund fazelor pluviale (Pluvial A cu Mindel, Pluvial B cu faza Riss, iar Pluvial C cu Würm) (L. Picard 1933, 1943, 1952).

Mai la sud, în Sahara, în fazele pluviale (care corespundeau în timp cu fazele glaciare mai de la nord), apele curgeau din abundență și sculptau uedorile. Și tot de atunci datează și resturile de lacuri denumite „Vley” din Kalahari, relicte de lacuri întinse din perioada pluvială cuaternară din această regiune (Passarge 1904, în E. m. de Martonne, 1925). La fel au oscilat și suprafețele lacurilor din regiunea subecuatorială. În regiunea pădurii ecuatoriale este posibil să fi existat variații cantitative ale precipitațiilor și o largire a arealului acestei păduri.

Accentuările mai recente ale pluviosității au corespuns în timp cu accentuarea fenomenelor glaciare. Prin analiza stadiilor de retragere ale glaciațiunii Würm, pe baza poziției morenelor terminale, A. V. Snitnikov (1953—1954) paralelizează cele opt stadii de retragere ale ghețurilor din Alpi, Caucaz și Altai cu acele repetări, la interval de aproximativ 1850 ani, ale variației generale a umidității continentelor. Fazele de progres ale glaciațiunii montane au urmat, cu o întârziere de cca 100 ani, acelor faze de creștere a umidității. Acest decalaj de timp corespunde timpului necesar pentru aprovisionarea firnurilor cu zăpadă. Cronologia absolută a ultimelor faze este confirmată de date istorice și arheologice. Intervalul dintre secolele XVII—XIX a fost supranumit „micul secol glaciar”, datorită faptului că, în acest timp, ghețarii au avut ultima recrudescență apreciabilă. Această recrudescență a ghețurilor a corespuns unei creșteri, în această vreme, a umidității continentelor (stadiul Fernau). Spre sfîrșitul secolului XIX ghețarii au început retragerea. S. L. Kushev (1961) arată cum ghețarii au început să se retragă, în Caucaz, între anii 1887 și 1889, cu 20,8 m pe an în medie. În Alpi există chiar înregistrări grafice ale retragerii ghețarului (E. m. de Martonne, 1925). Retragerea ghețarului continuă și astăzi și încălzirea recentă a regiunilor arctice (L. S. Berg, vezi A. I. Obreja, 1953) este în perfectă concordanță cu acest fapt.

Dacă pluviositatea mai ridicată corespunde unei avansări a ghețarului alpin avem dreptul să ne punem o întrebare: dacă fazele interglaciare continentale ar fi fost mai umede decât fazele glaciare respective, glaciațiunea alpină nu avea cumva condiții mai bune de dezvoltare în interglacial decât în glacial? În adevăr, în acest caz glaciațiunea alpină s-ar fi produs în contratimp cu fazele glaciare continentale. Dar astăzi constatăm o



regresie simultană a ambelor manifestări ale glaciațiunii, fiindcă în actualul interglacial pluviozitatea este, în general, în regresie, iar temperatura în creștere. În afara de acestea, cercetările asupra fluctuațiilor ghețarului în Holocenul din Groenlanda arată că „mica glaciațiune” s-a produs acolo concomitent cu cea din Alpi (A n k e r W e i d i c k , 1961).

#### CONDIȚIILE PALEOBIOGEOGRAFICE DIN GLACIAR, ÎN LITERATURĂ

Sînt foarte interesante hărțile paleogeografice reprezentînd zonele de climă și vegetație, în timpul glaciațiunii Würm după J. B ü d e l (1949, 1953) și după B. F r e n z e l (1964), întocmite în urma folosirii „ad litteram” a datelor paleogeografice pentru Cuaternar. În prima, aproape toată Franța este acoperită de tundră, cu un petec de silvotundră pe valea Saônei, cu o fîșie de silvotundră în Languedoc și Provence și cu o foarte îngustă fîșie litorală de pădure subpolară de *Pinus*, *Betula* și *Salix*, fără specii termofile, abia lîngă Marea Mediterană. Cîmpia Română este ocupată de stepă cu loess, iar în Subcarpați se întîlnesc silvotundra și tundra cu tufărișuri. Munții sînt ocupați de tundre. Podișul Transilvaniei și Crișana erau ocupate de silvostepă cu loess. În Rusia, unde sînt condiții mai continentale decît în Europa vestică, silvostepă se dezvoltă mai masiv, aproximativ în dreptul Moscovei, venind în contact, ceva mai la nord, cu tundra și cu silvotundra.

Pe harta sa, B. F r e n z e l (1964), datorită apariției, în analizele sporopolinice, a plantelor lemnoase, simte nevoia, pe de o parte, să întindă silvotundra-silvostepă peste întreaga Moldovă, silvostepă să o întindă pe litoralul Mării Negre, iar în lungul fluviilor să întindă păduri-galerie. Pe de altă parte, autorul renunță la stepă în Cîmpia Română, înlocuind-o cu „tundră cu loess”. În Franța (unde chiar în Würm clima avea şanse să fie mult mai puțin continentală ca în România), se întîlnește, pe o întindere mare, tundra cu tufișuri pitice și cu ... asociații de stepă. Această formăție vegetală se întinde pînă la Oceanul Atlantic. Ca să ne facem o idee despre felul cum s-a manifestat faza glaciara în condiții mai continentale, nu avem decît să ne uităm pe această hartă, care, din fericire, cuprinde tot nordul Eurasiei. Vom remarcă, la vest de fluviul Lena, cum pădurea de conifere depășea cercul polar. Iată deci o inversiune : lîngă Oceanul Atlantic, unde azi pădurile ajung pînă în nordul Norvegiei, sub influența vîntului de vest și Gulfstreamului, atunci se întîlneau „tundre cu asociații de stepă”, iar în Siberia, în locul actualelor păduri de *Larix* și chiar în locul pădurilor mai xerofile de lîngă Marea Japoniei și silvostepiei din regiunea Yakuțk (V. V. A l e h i n , 1951 ; S. V. K a l e s n i k , 1947), taigaua se întindea de la nord de cercul polar (din preajma paralelei de 70°



lat. N) pînă la  $40^{\circ}$  lat N (în nordul Coreei). Această anomalie este greu de explicat, afară de cazul cînd mișcarea de rotație a pămîntului nu s-ar fi produs în sens invers (ceea ce e imposibil de admis).

B. Zólyomi (1953) arată că în Ungaria n-a existat în fazele glaciare o tundră adevărată, ci o silvostepă, în care flora cu *Dryas* nu se întîlnește.

#### CONDIȚIILE CLIMATICE ALE FORMĂRII LOESSURILOR ȘI SOLURILOR FOSILE PE BAZA RELAȚIILOR DINTRE SEDIMENTE

Loessul tipic s-a putut dezvolta numai într-un mediu mai continental, într-o climă mai caldă și mai uscată. K. Brunnacker (1961) arată cum, în Austria de Jos, sedimentarea loessului începe mai devreme decît mai spre vest și loessul apare mai masiv în această regiune. Loessul pătrunde mai puțin spre vest (unde a fost o climă mai influențată de Alpi, deci mai rece și mai umedă) sub formă de „îndințări”, în domeniul unor soluri mai argiloase „de soliflucljune”. F. E. Zerner (1955) remarcă în Europa de vest un sol fosil în plus față de Europa de est. Acest lucru este explicat de Vértes (în F. E. Zerner, 1955) prin manifestarea mai redusă (în condițiile mai continentale ale Europei de est N.A.) a „interstadialului” din timpul formării nivelului Paudorf. Clima din acest timp n-a fost numai umedă, ci și mai rece, corespunzînd deci unui stadial, iar nu unui interstadial, cum este în general considerat. J. Fink (1961) recunoaște, în provincia climatică pannonică mai uscată și mai caldă, o „regiune de loess uscată”, cu loessuri tipice, bogate în carbonați, cum găsește P. Kiván (1955) în interstadialul Würm I/Würm II în profilul de la Paks, iar în vestul și sud-vestul Austriei de Jos, mai aproape de munți (deci într-o climă mai umedă și mai rece), se remarcă o „regiune de loess umedă”, în care loessurile tipice se întîlnesc numai la baza solului actual. În rest loessurile din acest sector sunt lipsite de carbonați, au structură plată și prezintă adesea indicații de pseudogleizare. Ele stau adesea peste un sol argilos, de tipul Parabraunerde (lessivé, sol podzolic argilo-iluvial) cu soliflucljuni la partea superioară.

Se vede clar din cele menționate că loessul s-a dezvoltat mai tipic și în cantitate mai mare în condiții de climă mai caldă și mai uscată, iar clima mai rece și mai umedă a fost favorabilă formării solurilor fosile. La acest punct de vedere, menționat de E. M. I. Protopopescu-Pache și M. Spirescu (1963), aderă și N. Florea et al. (1964—1965), care admit în plus posibilitatea dezvoltării, spre sfîrșitul fazelor glaciare, a unui loess periglaciar în tundrele din jurul ghețarilor.

**ARGUMENTE PALINOLOGICE PENTRU STABILIREA CONDIȚIILOR DE FORMARE  
ALE LOESSURILOR ȘI SOLURILOR FOSILE**

Analizele de polen sunt foarte importante pentru elucidarea problemei condițiilor de formare a loessurilor și solurilor fosile și a cronologiei în funcție de fazele glaciare și interglaciare a acestor formații. Însă va trebui să evităm folosirea unei scheme apriorice de încadrare a probelor, și va trebui să avem în vedere, în primul rînd, gradul de manifestare al procesului pedogenetic în materialul din care s-au luat probele pentru determinări.

Datorită faptului că *Ephedra* a fost găsită de B. P. G r i c i u k (1944) (vezi N. I. K r i g h e r, 1965) în loess, departe spre nordul Rusiei, a fost considerată ca din faza începutului glaciațiunii. În realitate, *Ephedra* este un gen relativ termofil, a cărei apariție în nord, în timpul glaciarelor, era exclusă. Aici *Ephedra* este interglaciara.

A. I. M o s k v i t i n (1955), în lucrarea sa „Schema stratigrafică a Perioadei Cuaternare”, studiază „interglaciarele” din Rusia pe baza corelării solurilor fosile cu spectrele polinice și resturile macroscopice de plante pe care aceste soluri le conțin (spre deosebire de loessuri, în care analizele de polen nu au fost suficient de concluzive, probabil datorită condițiilor de oxidare mai activă într-o rocă mai poroasă). El remarcă în „interglaciul Sandomir” formațiuni vegetale de silvotundră și taiga, precum și soluri podzolice care merg 200 km mai spre sud ca astăzi, și consideră că acest „interglaciator” a avut o climă mai rece decât cea actuală (sic!). La fel constată și despre „interglaciatorul Odintov”, pe care îl consideră mai rece decât celelalte „interglaciare” și decât faza actuală. În „interglaciatorul Mikulino”, între tundre și păduri de molid, se intercalează păduri de foioase (stejar, arin și alun) (care reprezintă probabil, după părerea noastră, un adevărat interstacial). În schimb, la baza depozitelor vîrstei Odintov, s-au găsit oase mari de *Mammuthus primigenius*, în ale căror adâncituri s-a găsit polen care indică o climă mai caldă decât cea actuală. S-ar părea că datele acestea ar fi concluzive pentru un alt punct de vedere: că fazele interglaciare ar fi fost mai reci decât clima actuală și chiar decât fazele glaciare. Realitatea însă este alta: solurile fosile, cu polen de plante de silvotundră și de taiga, sunt formate în fazele glaciare, iar „depozitele loessoide” cu, polen de *Artemisia* și de *Chenopodiaceae* (care indică stepă cu soluri saline deci evaporatie intensă, nu redusă, ca în tundre) corespund interglaciarelor. Oasele de *Mammuthus primigenius*, animal de climă rece, depuse la baza vîrstei Odintov (sic!) pe solul format în faza glaciatoră, cînd a existat el, au fost acoperite de materialele coliene ale interglaciatorului următor, cu polen de climă mai caldă.

Probabil că datorită anomaliiilor menționate, A. I. Moskvitin se simte ulterior (1961) dator să-și arate scepticismul față de cronologii bazate pe loessuri și soluri fosile, arătând că geologii germani, austriaci și cehi care au cercetat Cuaternarul au „disecat” nu timpul glaciațiunii würmiene în Alpi (bazat pe morene și alte formațiuni care dău indicații asupra dezvoltării fenomenelor glaciare), ci sedimente extraglaciale, atribuite aprioric unei glaciațiuni würmiene din Alpi (de acord cu P. Woldstedt și cu R. Grahamann în această privință) și tot el scoate în evidență nepotrivirile în determinările de vîrstă a orizonturilor de loess și soluri fosile, efectuate de cercetătorii germani și austriaci. Astfel, solul fossil Göttweig este considerat ca fiind din interglaciarul Riss-Würm (H. Gross, 1956; G. Götzinger, 1936; 1938; J. Büdel, 1950; F. Weidenbach, 1952, 1955; J. Fink, 1949, 1951) sau ca reprezentând interstadialul dintre Würm-ul timpuriu și Würm-ul tîrziu (A. I. Moskvitin, 1961). De fapt aceste soluri fosile corespund unor glaciare sau unor stadii (N.A.).

Analizele de polen ale lui B. Frenzel (1964) duc la concluzia că tipul vegetației sudice din „faza glaciare”, prin procentul mare de Chenopodiacee, se apropie de acela al semi-pustiurilor actuale din jurul Mării Caspice, iar vegetația din Austria de Jos, în timpul formării loessului, a fost reprezentată de o stepă bogată în Graminee, cu elemente izolate ale actualei flore de tundră (B. Frenzel, 1964).

Noi considerăm că tipul vegetației sudice menționate s-a dezvoltat nu în faza glaciare, ci într-un interglacial, mai cald și mai uscat. La fel, stepa din Austria de Jos s-a dezvoltat într-un interglacial, iar elementele izolate ale florei de tundră sunt venite din Alpi. De altfel, dacă vom căuta să alegem dintre speciile identificate de autor pe acelea care dău indicații climatice precise, vom constata că elementele termofile se grupează în loessuri, iar cele criofile în solurile dintre ele, atât în complexul Oberfellabrunn, cit și în Stillfried.

Considerăm că în problema care ne interesează, raportul între plante lemoase și ierboase nu spune mare lucru, întrucât plantele ierboase, privite în general, se dezvoltă în cantitate mare, aproape în exclusivitate, atât în stepă, cit și în tundră. Sunt unele familii sau chiar genuri mai cosmopolite, a căror prezență nu arată nimic. Nu ne interesează prea mult raportul diferitelor familii sau genuri într-o probă, întrucât acest lucru poate reflecta gradul de anemofilie sau de rezistență a granulelor de polen. Ne interesează însă foarte mult, într-o succesiune de probe, variația unui anumit element cu amplitudine ecologică bine delimitată, care ne dă indica-



ții aproape precise asupra sensului variațiilor climatice în timpul depunerii materialului din probe.

*Picea* este un arbore criofil, căci se întâlnește fie la latitudini mai înalte (mult mai la N decât Moscova, Kazan sau Omsk) fie la altitudini mai ridicate (în Carpații Meridionali, etajul lui începe abia la 1.400 m). El are nevoie de umiditate accentuată care, în munții noștri, depășește în general 900 mm (Clima R.P.R., 1961). În mediu mai continental, ca în Siberia de est, el este înlocuit de *Larix*. Examinând tabelele numerice ale tipurilor de polen ale lui B. Frenzel (1964), se constată că în complexul Oberfellabrunn, în loessuri, procentele din polenul de arbori se mențin scăzute (2,7–3,7), iar în orizontul cu humus inferior ele cresc la 13,7. În complexul Stillfried se constată că procentul cel mai mare (49,5) de *Picea* se întâlnește tot în solul fosil, în contrast cu loessurile care îl încadrează. *Pinus cembra*, relict glaciar, este și mai criofil. El nu se întâlnește în munții noștri, decât în etajul subalpin, la temperaturi medii anuale între 4°C și 0°C și la precipitații de peste 1.000 mm.

În tabelul numeric anexat îl găsim abia în orizontul cu humus inferior din complexul Oberfellabrunn, sub care se întâlnește orizontul brun de alterare, care nu este decât orizontul B al aceluiși sol, suprapus (supraimprimat) peste partea superioară a loessului de dedesubt. *Pinus cembra* este reprezentat numai aici prin 3,3 procente. În solul fosil Stillfried B, a cărui alterare este mai puțin pronunțată, *Pinus cembra* nu se mai întâlnește.

S-ar părea că stațiunea din care s-a studiat polenul a fost situată, în timpul formării solului din Oberfellabrunn, undeva la marginea superioară a etajului pădurii de molid, iar în timpul formării solului din Stillfried B undeva în partea inferioară a aceluiși etaj. În timpul formării loessurilor, preponderența în polen a elementelor xerofile (op. cit.) situează stațiunea într-o stepă locală, înconjurată de dealuri împădurite.

*Betula*, care se întâlnește în etajul fagului, este reprezentat prin procente mai mari în loess și mai mici în solurile fosile, dată fiind situația stațiunii. Se observă maximul în orizontul brun de alterare, care reprezintă tranziția de la situația mai stepică la aceea de pădure de conifere. Cantitatea mare de polen (ajungând la 59,4 procente) nu trebuie să ne facă să considerăm că stațiunea a fost sub o asociatie vegetală de *Betula*, ci trebuie să ne gîndim și la gradul de anemofilie al genului.

Tot în orizontul brun de alterare se întâlnește și *Quercus* (mai puțin anemofil), reprezentat prin 3,0 procente. În loessul anterior nu-l găsim, datorită condițiilor mai aride. În fază cînd se depunea materialul care a fost supraimprimat de orizontul brun de alterare, clima devinea mai umedă și pădurile de stejar se apropiau. Ulterior, în timpul depunerii



orizontului inferior de humus, datorită condițiilor de prea mare umiditate, stejarul nu se mai dezvoltă. Nu-l mai întâlnim decât slab reprezentat în solul din Stillfried B (0,3 procente), cînd pădurea de stejar găsește o climă mai moderată, nici prea aridă, nici prea umedă, nici prea caldă, nici prea rece.

*Tilia*, arbore mai termofil, nu se întâlnește decât în complexul Stillfried, mult mai bine reprezentat în loessuri, în vremea depunerii cărora, datorită condițiilor de temperatură mai ridicată, accesul acestui gen era mai posibil (5,3 sau 20,0 procente). În solul Stillfried B, care reprezintă o climă ceva mai umedă și mai rece decât loessurile între care este încadrat, nu întâlnim *Tilia* decât în 0,3 procente. *Acer*, alt arbore care nu se întâlnește în climă prea rece și prea umedă, se întâlnește doar în loessul cel mai tînăr din Oberfellabrunn (complex de pedogeneză bine exprimată), iar în complexul de pedogeneză mai slab exprimată Stillfried el apare exclusiv în solul Stillfried B (0,3 procente).

Genul net termofil *Ephedra* se întâlnește numai în loessuri. *Cornus*, care este relativ termofil, este mai bine reprezentat în loessuri și mai slab reprezentat în solurile fosile. Speciile mai termofile din păduri, *Rhamnus* și *Taxus*, ca și *Fagus* (care nu suportă gerurile) sunt grupate în același orizont brun de alterare, care reprezintă un climat moderat, de tranziție, de la clima caldă și uscată a stepelor la clima rece și umedă a pădurilor de conifere. La fel și *Colchicum*, *Teucrium*, *Arum* și *Asarum* și alte specii mai termofile din păduri.

Chenopodiaceele, în care genurile caracteristice solurilor saline formează o mare parte, sunt cele mai slab reprezentate în orizontul cu humus inferior din Oberfellabrunn și cel mai bine reprezentate în loessul intermedian de deasupra orizontului cu humus. *Helianthemum*, specie moderat xerofilă, este localizată numai în loessuri și în orizontul brun de alterare, unde procentul ei este mai ridicat chiar decât în loessuri. La *Triglochin* se remarcă preferința pentru loessuri.

La plantele de climă rece și umedă, ca majoritatea Polypodiaceelor, *Lycopodium*, Mușchi, *Botrychium*, cantitatea cea mai mare de spori se întâlnește în solurile fosile.

Aceste date palinologice confirmă pentru oricine care cunoaște ecologia plantelor, faptul că într-o alternanță de loessuri și soluri fosile, solurile fosile sunt formate în fazele sau eventual stadiile glaciare, umede și reci, iar loessurile sunt formate mai ales în interglaciare, (eventual în interstadii), uscate și calde. Aceasta concordă și cu un punct de vedere a lui J. Pelíšek (J. Pelíšek, 1940).

Și nu sunt singurele date sporo-polinice care arată acest lucru. După Krysyna Wasylkowa (1961), în aşa-zisul „Dryas” apare



TABEL NUMERIC (extras)

Din analizele de polen ale complexelor Oberfellabrunn și Stillfried

Tipuri de polen	Unități cantitative	Oberfellabrunn			Stillfried	
		Loessul de la bază	Orizont brun de alterare	Orizont cu humus inferior	Loess intermediar	Loessul de sub Stillfried B.
<i>Picea</i>	Procente din suma arborilor	3,7	2,5	13,7	2,7	3,3
<i>Pinus cembra</i>	"	—	—	3,3	—	—
<i>Betula</i>	"	37,6	51,5	3,3	18,9	57,6
<i>Quercus</i>	"	—	—	3,0	—	—
<i>Ulmus</i>	"	—	—	1,0	—	—
<i>Tilia</i>	"	—	—	—	—	—
<i>Acer</i>	"	—	—	—	—	3,0
<i>Fagus</i>	"	—	—	—	—	—
<i>Ephedra</i>	Polen de arbusti raportat la suma polenului de arbori	2,3	—	—	—	3,0



<i>Cornus</i>	,	2,3	1,5	1,1	—	9,1	2,6	—	—
<i>Rhamnus</i>	,	—	0,5	—	—	—	—	—	—
<i>Taxus</i>	,	—	0,5	—	—	—	—	—	—
<i>Chenopodiacee</i>	Procente din suma plantelor ierboase	2,8	2,2	1,4	18,8	1,5	3,1	4,0	12,6
<i>Triglochin</i>	,	1,3	3,8	0,2	—	0,3	0,6	—	0,1
<i>Colchicum</i>	,	—	0,2	—	—	—	—	—	—
<i>Arum/Asarum</i>	,	—	1,0	—	—	—	—	—	—
<i>Teucrium</i>	,	—	0,2	—	—	—	—	—	—
<i>Papaveracee</i>	,	0,4	1,2	—	—	0,1	0,2	—	0,9
<i>Linaceae</i>	,	—	0,4	—	0,4	—	—	0,2	—
<i>Euphorbiacee</i>	,	0,7	—	—	—	—	0,6	—	—
<i>Polypodiacee</i>	Spori (absolut)	5	14	33	11	3	10	38	1
<i>Lycopodium</i>	,	—	—	8	1	3	—	2	—
<i>Musci</i>	,	2	3	36	11	1	15	15	—
<i>Botrychium</i>	,	—	—	—	—	1	71	—	—



o vegetație de stepă cu Chenopodiacee, *Artemisia*, *Plantago media* și *Pl. maritima*, iar în așa-zisul „interstadial Bölling” apar *Betula pubescens* (care se întâlnește la noi numai în turbăriile înalte) și *Betula tortuosa* (care se întâlnește abia în silvotundrele din peninsula Kola), iar în Allerød mesteacăn, pin (autoarea nu dă specia, dar ar putea fi *Betula nana* și *Pinus montana*) și *Arctostaphylos uva-ursi* (caracteristică nordului Europei, nefiind întâlnită la noi decât în două puncte din munții din nordul țării). Autoarea consideră temperatura medie a lunii iulie din așa-zisul „Dryas cel mai vechi”, fiind peste + 10°C, iar așa-zisul „Dryas mai vechi” probabil și mai scăzută. În schimb, în așa-zisele „interstadiale” menționate temperatura este considerată de cca 15° (Bölling) sau 16°C (Allerød), în funcție de *Ceratophyllum demersum* sau de *Cladium mariscus*. Însă reiese evident, din plantele terestre menționate de autoare, că „stadiile” considerate „Dryas” au fost de fapt mai calde și mai uscate decât așa-zisele „interstadii” Bölling și Allerød. Plantele pe care se bazează autoarea pentru stabilirea temperaturii medii a lunii iulie, fiind plante de apă, sunt incomparabil mai cosmopolite decât plantele terestre menționate. Ele nu pot da indicații precise în legătură cu temperatura. Deci este vorba de o substituire a stadialelor prin interstadiale și invers.

A. S'rodón găsește în „interstadialul Brørup”, în sudul Poloniei, păduri de conifere, în care predomină *Picea*. Tot aici, între arbuști, se menționează o serie de specii criofile care există sporadic și în țara noastră (*Betula humilis*, *Linnaea borealis*, *Empetrum nigrum*), ca și alte specii criofile care azi există doar în nordul Europei (*Cassandra calyculata*, *Rubus chamaemorus*). În „Pleniglaciăr” autorul găsește stepă cu peste 30% *Artemisia*, cu Chenopodiacee (caracteristice în special în soluri saline) și cu genul termofil *Ephedra*. Ca și autoarea precedentă, A. S'rodón confundă între ele stadialele și interstadialele (A. S'rodón, 1961).

De altfel și I. Corbel (1961) menționează că studiul polenului din „solurile de alterare” (pe care el însă le consideră „interglaciare”) arată un climat umed și rece.

G. Vermeerr - Louman (1934), comparând analizele de polen ale sedimentelor considerate corespunzînd Eemianului (interglaciărului Riss-Würm) și oscilațiile de nivel ale mărilor legate cu oceanul planetar legate de aceste sedimente constată coincidențe între începutul transgresiunii marine (caracteristică interglaciărului) și începutul fazei pădurii mixte (mai termofilă), precum și între regresiune (corespunzătoare glaciului) și trecerea de la pădurile de *Carpinus* la cele de *Picea*.



I. D y l i k arată că diagramele sporo-polinice sintetice asupra perioadelor „reci” (adică asupra loessurilor) sunt mult mai rare. De aceea mediul climatic al acestor depozite se poate defini doar cu ajutorul depozitelor corelate (I. D y l i k, 1961).

#### ARGUMENTE PALEONTOLOGICE PENTRU STABILIREA CONDIȚIILOR DE FORMARE ALE LOESSURILOR

Pentru loessuri, chiar dacă nu avem suficiente date sporo-polinice, din cauza oxidării mai accentuate, putem obține în schimb date de altă natură. Este vorba de datele paleontologice. În loess, ca și în solurile de stepă, neutre sau slab alcaline, datorită mediului bogat în ioni  $\text{Ca}^{++}$ , fosfatul de calciu, din care sunt formate oasele și carbonatul de calciu, din care sunt alcătuite cochiliile gasteropodelor, se păstrează foarte bine. În solurile de pădure, în care polenul se păstrează în bună stare, fosilele nu rezistă, datorită agresivității acizilor humici și în general a soluției de sol, încărcată cu ioni  $\text{H}^+$ , asupra fosfațiilor și carbonațiilor. De aceea, fosilele pleistocene se întâlnesc numai în loessuri tipice, cu  $\text{CaCO}_3$ , sau în formațiile de altă natură decât eoliană, ca aluviuurile carbonatice. Datele paleontologice trebuie să fie folosite cu mult discernămînt, cind este vorba de stabilirea unei cronologii precise și de determinarea biotopului fosilelor respective, căci formațiile cua ternare determinate de schimbările de climă sunt foarte înguste și tranziția între ele este de obicei treptată. Un craniu de *Mammuthus primigenius* care a trăit în faza glaciară, pe un sol de pădure, a fost depus, după moartea animalului, pe sol. Cind clima s-a transformat și a început formarea loessului, acesta a acoperit craniul și, datorită mediului favorabil, bogat în  $\text{Ca}^{++}$ , l-a conservat pînă azi. Deși îl găsim în loess, el nu reflectă clima din timpul formării loessului, ci din timpul formării solului fosil.

C. B e r t r a n d S c h u l z , (1961) arată că resturile de vertebrate apar adesea asociate cu paleosolurile, de obicei în orizonturile cu  $\text{CaCO}_3$  și imediat deasupra celor mai de jos adîncimi ale loessului (care ar putea reprezenta foste orizonturi eluviale ale solului fosil).

Pentru faptul că *Mammuthus primigenius* apare mai ales la baza loessului, G. Vîls a n (1915) consideră loessul respectiv ca postglaciar. L. S a v i c k i (1952) remarcă, în loessul superior, legătura între resturile de mamifere criofile și orizonturile de soliflucljune care nu sunt altceva decât soluri fosile mai argiloase (L. S a v i c k i , 1952).

Cu mamiferele de climă rece (*Mammuthus primigenius*, *Coelodonta tichorhinus*, *Gulo gulo*, *Ovibos pallantis* și altele) se amestecă în sol alte mamifere mai mici de climă caldă. A. P e n c k (1938) menționează

larga posibilitate de adaptare a animalelor la schimbarea condițiilor climatice. W. S o e r g e l (1940) arată că între aria de răspândire a unei faune reci în curs de înaintare și a unei faune calde în curs de retragere nu există o limită precisă, căci aria de răspândire a unei asociații reci în timpul iernii se suprapune parțial cu aceea a unei asociații calde în timpul verii (P. W o l d s t e d t, 1955). Rozătoarele de stepă „scormonitoare”, cu galeriile lor, pot trece ușor prin materiale diferite, atât glaciare (respectiv stadiale) sau interglaciare (respectiv interstadiale). Mai există și posibilitatea întâlnirii elementelor de faună rece și faună caldă în tanatoceneze. Din această cauză adesea unele mamifere de climă relativ caldă, care trăiesc în stepă, au fost considerate ca animale de climă rece: *Citellus* sau *Spermophilus*, *Marmota bobac* (P. W o l d s t e d t, 1958), *Saiga tatarica*, *Vulpes corsac*, *Equus przewalskii* (P. S a m s o n, C. R ā d u l e s c u, 1961). Tot din această cauză fauna și flora apar în general discordant una față de cealaltă (P. W o l d s t e d t, 1958).

Gasteropodele din loess dau și ele prețioase indicații în această problemă. Ele l-au determinat pe B. S h i m e k (1904) să considere loessul interglacial. Totuși paleontologii n-au aderat la acest punct de vedere, din cauza argumentelor stratigrafice și paleontologice de mai tîrziu. Am văzut în ce măsură se poate conta pe argumentele științifice cu privire la loessul glaciar.

În loessurile mai vechi există o faună de moluște de stepă, euri-termă, oarecum termofilă (fauna cu *Striata*), cu *Helicopsis striata* (M ü l l.), *Abida frumentum* (D r a p a r n a u d), *Pupilla muscorum* (L.) în forma tipică, *P. triplicata* (S t u d.) și *Vallonia costata* (M ü l l.). (V. L o ž e k 1955, 1961). În loessurile cele mai noi Slovacia — V. A m b r o ž, F. P r o š e k și V. L o ž e k, (1951 — 1952), Podolia (G. P o l a n s k y j, 1929) se întâlnește o faună „de tundră umedă” (V. L o ž e k, 1961) cunoscută sub numele de fauna cu *Columella*: *Columella columella* (M a r t.), *Vertigo parcedentata* (A. B r.), *Pupilla loessica* L o ž e k, *P. muscorum densegyrata* L o ž e k, *Vitreola crystallina* (M ü l l.), *Clausilia dubia* D r a p., *Pseudalinda turgida* (R s s m.), *Trichia hispida* L., *Arianta arbustorum alpicola* etc. Acestea reprezintă un complexizar de forme de pajiști însorite (ca *Pupilla muscorum*) cu altele de pajiști sau păduri umede (*Succinea oblonga*), cu altele de tundre alpine (*Columella columella*) și cu altele care astăzi nu se mai întâlnesc în viață (*Pupilla loessica*, *Vertigo parcedentata*). V. L o ž e k (1964) arată că *Pupilla triplicata* (S t u d.), care azi trăiește ca melc termofil, se întâlnește în fa una loessului în asociație cu specii accentuat criofile. Acest autor arată că specii termofile, ca *Abida frumentum* (D r a p.), *Pseudalinda turgida*



(R s s m) și altele au supraviețuit și în fazele mai reci. V. Ložek (1964) ia în considerare faune de amestec : a) faze de tranziție, în care asociațiile de moluște corespund variațiilor climatice instalate treptat ; b) faune amestecate secundar în timpul sedimentării : unele mai mult sau mai puțin terricole, care caută adăpost în sol, iar altele care pătrund din orizontul de deasupra, datorită gravitației. Autorul consideră ca secundară fauna de stepă. Noi considerăm însă, în amestecurile de faună din loess, fauna de stepă în loc, iar elementele criofile pătrunse în aceste amestecuri. Este semnificativ faptul că în fauna presupus criofilă, speciile de *Columella*, *Vertigo* și *Pupilla* au lățime foarte redusă (1,15 – 1,9 mm) (V. Ložek, 1964), fapt care le permite pătrunderea prin filtrul solului. O indicație ar fi și faptul că, din exemplarele de *Clausilia dubia*, în loess apar numai cele mai înguste (V. Ložek, 1964).

De multe ori însă, așa cum arată V. Ložek (1964) „faunele de amestec” se datorează, pur și simplu modului neadecvat de ridicare a profilului. Autorul citează cazuri de amestec de *Columella columella* (M a r t.), net criofilă, și *Helicigona banatica* (R s s m) , net termofilă. În afară de aceasta, după același autor, unele faune sunt considerate ca amestecuri datorită unei aprecieri ecologice necorespunzătoare. Aici V. Ložek (1964) menționează *Helicopsis striata* (M üll.) și *Pyramidula rupestris* (D r a p.). În principiu, remarcă autorului este justă. Totuși, dacă examinăm cazurile menționate de autor, nu putem fi de acord cu afirmația că *Helicopsis striata* nu trebuie considerată termofilă. Această specie trăiește în pajiștile de pe pante însorite și uscate, mai ales pe un substrat afiñat (și deci călduros). Aria ei de repartiție ocupă centrul Europei, din Portugalia pînă în vestul Ucrainei (V. Ložek, 1964). În schimb autorul consideră ca termofilă în Pleistocen specia *Pyramidula rupestris*, care azi apare în locurile cu climă rece și umedă din regiunea alpină, urcînd pînă la 3. 000 m altitudine (V. Ložek, 1966). Iar specia *Pupilla triplicata* (S t u d.) este dată de V. Ložek ca exemplu de schimbare de preferințe ecologice. După autorul menționat *Pupilla triplicata* a fost în Pleistocen euritermă, putînd suporta și clima aspră a fazelor loessice, iar astăzi este accentuat xerotermă. Trebuie să avem în vedere pe de o parte că pentru schimbarea radicală a ecologiei unei specii este necesar un timp mult mai îndelungat decît cîteva mii de ani, iar pe de altă parte că schimbările în ecologie (care presupun schimbări în fiziolologie) se referă la conținut, care nu se poate transforma fără a se modifica și forma. *Pyramidula rupestris* este criofilă, *Helicopsis striata* este relativ termofilă, iar *Pupilla triplicata* este xerotermă (V. Ložek, 1964) și aşa au fost și în Pleistocen. Ele au fost considerate altfel în concordanță cu orizon-



turile în care s-au găsit, declarate aprioric ca reprezentând o climă rece sau căldă, sau cu prezența lor într-o „tanatocenoză” cu alte elemente considerate tot aprioric criofile sau termofile. Același lucru se poate spune și despre celelalte gasteropode din loess, care azi se dezvoltă în condiții xeroterme.

Dintre toate speciile de gasteropode terestre, *Columella columella* (M a r t.) arată o predilecție netă pentru extremul nord și pentru regiunile alpine înalte (V. L o ž e k, 1964). Apariția ei în loessuri apare discordant față de celelalte elemente termofile din fauna de moluște și față de analizele de polen, care arată o vegetație mai xeroternă. Urmind calea folosită de V. L o ž e k, s-ar putea considera că și *Columella* ar fi putut fi termofilă în Pleistocen și criofilă azi. Însă nu putem fi de acord cu un astfel de argument, din motivele arătate mai sus.

Explicația este de domeniul stratigrafic-climatic. Loessul în care apare fauna cu *Columella* cea mai bine reprezentată este loessul tînăr superior, care apare în Europa Centrală, de la Rin pînă în Ucraina. V. L o ž e k (1961) arată că acest facies al faunei loessului este legat de orizonturile de pseudoglei din interiorul pachetelor de loess și ajunge la maxima dezvoltare în dependență nemijlocită de aşa-zisul „Paudorf-Boden”. Faunele de deasupra solului Paudorf s-au format peste partea superioară, cu caracter eluvial, a fostului sol Paudorf, peste care a venit loesul mai tînăr, care, prin aporturile sale de carbonați, a favorizat păstrarea cochiliilor. Trebuie să ne amintim că formația pedogenetică Paudorf dispare spre est, datorită condițiilor mai continentale (F. E. Z e u n e r, 1955). Însă în această regiune stadiul în care acest sol s-a format (considerat eronat interstadiu), chiar dacă nu s-a manifestat suficient în spațiu, în timp, totuși a existat. Deși vegetația de pădure, care determină formarea unui sol argilos, datorită unei inerții sau unei lipse de posibilități de diseminare, nu s-a manifestat și în regiunile mai joase și mai continentale, fauna criofilă, mai dinamică, a putut totuși să pătrundă și acolo.

Fauna mai criofilă din această vreme s-a putut păstra perfect în acest loess, deși în solul fosil Paudorf nu se întâlnesc, din cauza mediului fizico-chimic nefavorabil. Însă, acolo unde elementele faunei au putut pătrunde în loessul de dedesubtul solului Paudorf, prin deplasare activă sau pasivă, în timpul dezvoltării acestui sol, cu care sunt sincrone, le putem întâlni în acest loess.

De aceea, în regiunile mai aride, în care loessurile prezintă mai puține soluri fosile, faunele criofile se întâlnesc în mijlocul loessurilor (corespunzînd nivelelor solurilor fosile din regiunile mai umede), iar în



loessurile formate în regiunile ceva mai umede (unde loessul nu se putea realiza decât în interglacial), aceste faune apar în partea de deasupra și mai ales, la baza loessurilor. Iar faunele termofile și xerofile se întâlnesc în loessuri în mod frecvent, ele reprezentând de cele mai multe ori, biocenoza caracteristică a stepelor cu loess. În regiunea mai umedă, unde loessurile sunt înlocuite de soluri succesive, datorită agresivității mediului din aceste soluri, nu se mai păstrează fosile.

Iată deci că, în succesiunile de loessuri și soluri fosile, cele care corespund unei clime mai reci sunt solurile, iar loessurile marchează fazele mai xerotermă și nu așa cum sunt considerate în aproape unanimitatea studiilor de Cuaternar. Acest lucru este foarte explicabil: în glaciare sau stadiale, datorită climei mai umede, vegetația acoperă sursele de pulberi, stabilizându-le și reducându-le la minimum. Cantitatea de material eolian era mult mai redusă, predominând materialele mai fine și în general mai sărace în baze. Acestea cădeau pe un sol argilos, în care se integrau, fără a frâna prea mult procesul de levigare și de formare de argilă. În schimb, în interglaciare sau interstadiale, mai calde și mai uscate, generatoarele de pulberi devineau mai active, datorită mobilizării sedimentelor din lunci. Materialele eoliene erau în cantitate mai mare, erau formate din particule de dimensiuni mai mari, cu un conținut de  $\text{CaCO}_3$  mai ridicat, și se depuneau, în condiții de stepă, peste un cernoziom, pe care nu-l mai modificau esențial, ci numai îl îngroșau. Din acesta, prin oxidarea materiei organice, se forma loessul, iar solul de pădure din faza sau stadiul precedent rămînea în adîncime ca sol fosil.

#### CULOAREA ROȘCATĂ ȘI ARGILA SOLURIOR FOSILE

O indicație care ar pleda pentru considerarea solurilor fosile ca formații de climă caldă ar fi culoarea roșcată a multora din aceste orizonturi. G. M. M u r g o c i (1920) a făcut, în profilul de la Tinosu, o serie de considerații paleoclimatice pe această bază. Totuși culoarea roșcată apare și într-o climă ceva mai rece. În Subcarpați și Piemontul Getic, la o temperatură medie anuală de cca  $9^\circ$  (Clima R.P.R., 1961) această culoare apare frecvent, legată de pietrișuri, datorită faptului că acestea pe de o parte sunt mai puțin omogene decât nisipurile și, spre deosebire de nisip, în care predomină net cuarțul, în ele se întâlnesc și minerale bogate în fier (amfiboli, biotit, sericit etc.), iar pe de altă parte sunt mai permeabile pentru aer. Culoarea roșcată apare datorită rocii și în solurile dezvoltate pe materiale de culoare roșie, ca marno-argilele senoniene (Harta geologică a Republicii Socialiste România, 1937 – 1959). Chiar



dacă această culoare nu s-a format în actuala climă, este semnificativ faptul că echilibrul fizico-chimic din aceste soluri conservă gradul de roșenie. Și nu numai în clima noastră, dar și în jurul Moscovei, unde temperatura este mult mai joasă, se întâlnește în solurile actuale această culoare roșcată.

Solurile fosile mai mult sau mai puțin roșcate nu arată, neapărat, o climă caldă, ci culoarea roșcată ar putea fi dobândită treptat, în condițiile solurilor îngropate. Oxidarea care se produce, după cum am remarcat, asupra materiei organice, poate avea loc și asupra compușilor fierului bivalent, transformînd compușii fierului bivalent în sesquioxizi, în cursul mileniilor. Mai mult, paralel cu aceasta se pierd moleculele de apă care hidratează sesquioxizii (de exemplu limonitul devine goethit sau hidrohematit) și, din această cauză, culoarea solului fosil devine, din galben-brună, ruginie sau roșcată. Loessurile prezintă mai rar nuanță roșcată, aceasta fiind legată de sesquioxizi, iar sesquioxizii fiind legați de fractiunea argiloasă. Atâtă vreme cît solul este moderat de argilos (ca 35 – 50%), sau substratul mai permeabil, ori solul fosil este cuprins în aşa-zisul „orizont mort al secetei”, culoarea roșcată se păstrează. Din această cauză o mare parte dintre solurile fosile prezintă o culoare roșcată.

Cînd însă în solurile din apropierea suprafeței terenului gradul de argilozitate trece de 50% și intervine secundar pseudogleizarea, orizontul de sol roșcat își schimbă treptat culoarea, ca urmare a dezvoltării petelor cenușii sau cenușii-vineții datorite fenomenelor de reducere. O pierdere asemănătoare a culorii roșcate se poate observa și la solurile silvestre brune-roșcate, din gropile săpate relativ recent sau în contact cu conductele de gaze naturale sau cu canalele care emană  $H_2S$ .

Solurile fosile, chiar atunci cînd sunt roșcate, arată o climă mai rece decît a loessurilor între care sunt încadrate. Faptul că în unele soluri fosile din România analizele de polen arată (bineînțeles, în cantități reduse) prezența genului *Pterocarya* (N. Florea et al., 1964 – 1965), nu este un indiciu de climă caldă, pentru vremea respectivă, în regiunea din care s-au recoltat probele. Acest gen, anemofil ca *Juglandaceae* în general, vine, după toate probabilitățile, de la sute de kilometri, din pădurile din regiunea Mediteranei (mai ales din Peninsula Balcanică), unde datorită precipitațiilor mai abundente ca azi, la Salonic, pe coasta Mării Egee și chiar pînă la Balcani, erau păduri asemănătoare cu cele de pe coasta de NE a Mării Negre (la Batumi), în care *Pterocarya* există și azi.

Mai există încă multe indicații, după care solurile fosile, adică orizonturile argiloase din loess, sunt formate în glaciar. E. Schönhals



(1964), cu ajutorul tufului trahitic depus în Allerød, adică acum 11.440 ani, demonstrează că în unele locuri din Germania de vest, existau atunci soluri podzolice argilo-iluviale (Parabraunerde) și că, în nisipurile mobile de la N de depresiunea Rinului superior, s-au produs sedimentări de argilă importante. Perioada între maximul glaciațiunii Würm pînă la Allerød a fost favorabilă procesului argilo-iluvial, în timp ce în solurile din Post-Allerød nu se observă migrare și acumulare de argilă.

În profilul de la W de Ovidiu (M. Popovăț, Ana Conea, I. Munteanu, P. Vasilescu), se poate remarcă faptul că profilul conținutului de argilă al solurilor fosile merge descrescînd de la solurile de la bază spre cele actuale. Cu alte cuvinte, formarea de argilă a fost mai activă mai aproape de mijlocul sistemului glaciar decît mai tîrziu (M. Popovăț et al. 1964). Se cunoaște faptul că, de la maximul glaciațiunii Würm și chiar de la Riss, intensitatea manifestării glaciațiunilor a mers descrescendo (așa cum arată pozițiile depozitelor morenice frontale). Descreșterea conținutului de argilă de jos în sus este încă o indicație că, în acest complex, solurile fosile sunt glaciare sau stadiale. Dacă, din contra, ele ar fi fost interglaciare sau interstadiale, acumularea de argilă ar trebuit să crească în intensitate pe măsura depărtării de glaciar și apropierii de actual.

În afara de aceasta, așa cum remarcă L. Swicki (1952), fenomenele de soliflucljune din cuprinsul loessului mai recent sunt cantonate la nivelul unor orizonturi deosebite, care reprezintă solurile fosile, formații de climă mai umedă și mai rece. Formele de crioturbație apar numai în stratele inferioare ale loessului (A. Jahn., 1950), care nu sunt altceva decât orizonturile eluviale ale solului fosil.

#### ZONALITATEA LOESSURILOR ȘI SOLURILOR FOSILE

Loessurile fiind formații de climă mai continentală, sunt mai bine reprezentate pe continentul nostru spre regiunea de sud-est a Europei, unde gradul de continentalism este mai ridicat, iar precipitațiile atmosferice mai reduse. Loessurile se reduc cantitativ spre W, pe măsura creșterii cantității de precipitații, fiind înlocuite treptat de materiale argiloase de proveniență eoliană (materiale fine periloessice), care provin din soluri silvestre argilo-iluviale (soluri silvestre brune, soluri silvestre brune-podzolite, podzoluri argilo-iluviale). Acestea se dezvoltă și pe o zonă în care, atît în glaciare sau stadii, cît și în interglaciare sau interstadii, s-au format soluri silvestre argilo-iluviale. Într-o climă și mai umedă și rece, în timpul fazelor glaciare, datorită înlăturării bazelor din profilul solului, valoarea

pH poate scădea sub o limită, sub care argila nu mai este stabilă. Aceasta se întâmplă în solurile brune-acide, în solurile podzolice brune, în podzolurile humico-feri-iluviale și în solurile humicosilicatice, care apar, în faza actuală, în regiunile noastre montane și alpine, sub păduri de *Picea excelsa*, sub jnepenișuri și sub pajiștile de *Festuca supina* sau *Carex curvula*. Aceste soluri nu acumulează argilă în cantitate practic însemnată, ci rămân cu o textură asemănătoare cu a loessului (sau mai nisipoasă, vezi H. Neumeister, 1965). Prin înlăturarea humusului prin oxidare, acestea pot deveni „loessuri de tundră”, impropriu denumite aşa, pentru că, în foarte multe cazuri, ele sunt depuse sub regim pedogenetic de pădure. Datorită faptului că aceste soluri sunt lipsite de carbonați și chiar sărace în  $\text{Ca}^{++}$  ele au o structură deosebită de a loessului, din categoria structurilor plate, aşa cum remarcă J. Fink (1961) deasupra formației de sol Riss-Würm, pe așa-zisele „Deckenschotter” și peste pietrișurile alterate ale teraselor superioare din regiunea de loess umedă din Austria de Jos. Doar aceste „loessuri” sunt deranjate de crioturbații și de alte fenomene glaciare. În regiunile perfect orizontale, bănuim că aceste „loessuri” se realizează greu, din cauza depunerii unei cantități mai mari de materiale eoliene, care, fiind mai puțin acide decât solul, frînează procesul de debazificare și, prin aceasta, crează condiții pentru menținerea argilei. Aici nu se mai formează un sol brun-acid, ci un podzol argilo-iluvial gălbui, aşa cum întlnim astăzi în Depresiunea Subcarpatică Olteană, în Țara Hațegului, în Depresiunea Cîmpulungului și în alte regiuni submontane, cu climă analogă ca aceea a solurilor silvestre brun-gălbui și brun-acide. Trebuie să reținem însă că, unde aceste „loessuri” apar în complexe cu soluri fosile, ele corespund fazelor glaciare, iar solurile dintre ele reprezintă în adevăr interglaciarele. Această posibilitate este menționată în N. Florea et al. (1964–1965) în cadrul unei zone. Este nevoie de mult discernămînt pentru a ne da seama în care dintre zone ne aflăm: a „loessurilor” glaciare sau a loessurilor interglaciare. Este cu atît mai greu, cu cît, peste zona cu „pseudoloessuri” s-a suprapus cîndva chiar ghețarul, a cărui limită sudică era, cu siguranță, mult la sud față de limita zăpezilor eterne. și astăzi sunt regiuni unde frunțile ghețarilor pătrund adînc în zona (sau etajul) pădurilor de conifere. și „pseudoloessurile” nu se pot forma acolo unde sunt depunerî intense de material eolian, și nici pe pante, unde eroziunea le înlătură ușor într-un timp mult mai scurt decât cel scurs de la Alleröd pînă în prezent.

S-ar părea că limita de nord a solurilor fosile argiloase și a loessurilor „calde” ar trece pe la nord de Renania (unde P. Werner, 1949, a găsit „loessuri interglaciare”, la Achenheim), prin Bavaria de nord (la sud de München, la Deisenhofen, A. Penck, 1901, de asemenea a găsit un

loess interglacial, format în fază de stepă). În Austria de nord se întâlnește formațiunea de loess tipică (J. Fink, 1961). În Moravia (unde V. Lózek găsește faună cu *striata*) s-a format tot loess de stepă (profilul de la Dolní Věstonice), (P. Woldstedt 1958), iar în Polonia de SE harta solurilor Poloniei ne arată soluri cenușii formate pe loess, fapt care indică tot loessuri continentale și mai calde (Mapa Gleb Polski, 1958).

România se află în zona în care se dezvoltă loessuri „calde”. Ne putem însă întrebarea dacă, din motive de zonalitate verticală, n-au existat la noi și „pseudoloessuri” reci, care nu se exclud pe relieful mai stabil, la altitudine mare. Pe cît se pare, în țara noastră, deși pădurile de molid (cu soluri brune acide și soluri podzolice brune) au putut coborî pînă în depresiunile de sub munte, în aceste depresiuni, din cauza aporturilor eoliene, debazificarea solului a fost frînată și azi găsim în aceste depresiuni podzoluri argilo-iluviale gălbui, cu acumulare de argilă mai puțin accentuată ca în podzolurile argilo-iluviale obișnuite, însă mult mai multă ca în solurile brun-acide (argilă în orizontul B de obicei sub 50 %, chiar și mult sub 40 %). Pe pantele din jurul depresiunilor relieful este în general foarte tînăr, neputînd cuprinde de obicei variații climatice mai vechi de cîteva sute de ani, din cauza eroziunii și imposibilității acumulării materialului de proveniență eoliană.

#### CONCLUZII

În concluzie, loessurile se formează atât în fazele glaciare, cît și în cele interglaciare, în cadrul unor zone de climă și vegetație mai aride și în general mai calde (stepele). Însă arealul acestor zone este mai întins în interglaciare și mai restrîns în fazele glaciare. De aceea, în profilele cu succesiuni de loessuri și soluri fosile, loessurile corespund în general interglaciarelor (respectiv interstadialelor), iar solurile fosile glaciarelor (respectiv stadialelor). Nu se exclude totuși dispariția unui sol fossil în regiunile mai aride și nici a unui loess sub un orizont iluvial supraimprimat. Acest fapt introduce o multime de complicații în interpretarea profilelor de depozite cuaternare terestre.

În ceea ce privește succesiunea de soluri fosile argiloase și pseudo-loessuri cu structuri plate (J. Fink, 1961), care se întâlnește în zona dintre vechea margine a ghețarului și limita nordică a loessurilor „calde”, aici solurile fosile argiloase sunt interglaciare (respectiv interstadiale), iar pseudoloessurile sunt glaciare (respectiv stadiale).

În Republica Socialistă România, în complexele de loessuri și soluri fosile, ne aflăm de obicei în prima situație, care este și cea mai generală :

loessuri în general interglaciare și interstadiale și soluri fosile argiloase glaciare sau stadiale (Em. Protopopescu - Pache, M. Spirescu, 1963).

Considerăm că este necesară o revedere a stratigrafiei loessurilor și solurilor fosile, ținând seama de poziția profilelor în complexul zonal și provincial și de cele semnalate aici. Prezența sau absența unumitor soluri fosile, cind este vorba de două profile așezate în provincii sau zone diferite, ne poate deruta într-o paralelizare sau corelare a cronologiei acestor profile. La fel, absența unui loess peste care s-a suprapus un orizont B al unui profil de deasupra (vezi orizontul brun de alterare din Oberfellabrunn, B. Frenzel, 1964) iar poate crea confuzii. Însă cea mai mare confuzie rezultă din considerarea apriorică a unor loessuri drept glaciare sau interglaciare. Este cu totul neindicată luarea în considerare, pentru cronologia unor succesiuni de loessuri și soluri fosile, scheme folosite în regiuni îndepărtate, adoptate fără nici-o rezervă (M. Popovăț et al., 1964).

Un fir conducător în cronologia fazelor pleistocene sunt analizele de polen, care, corect efectuate și judicios interpretate, ținând seama în primul rînd de elementele termoindicatoare și higroindicatoare și reconstituind poziția fiecărui orizont analizat în cadrul zonei climatice sau etajului altitudinal, oferă cele mai sigure imagini ale condițiilor naturale și cele mai nete determinări ale diferențelor faze sau stadii din succesiunile de loessuri și soluri fosile. Numai analizele de polen ne ajută să descoperim „supraim-primările” de „soluri fosile” mai noi peste loessuri mai vechi și soluri invadate de carbonații unui loess. Aceasta presupune însă mai multe laboratoare de analize sporopolinice, mai mulți geobotaniști care să interpreteze datele din punct de vedere ecologic, profile analizate la intervale de adâncime mici (10 — 15 cm) și o rețea cît mai deasă de profile analizate.

Toate aceste profile vor trebui să aibă indicații precise asupra zonei bioclimatice, probele vor trebui să aibă precizate atât adâncimea, cît și situația în complexul de loessuri și soluri fosile.

Analizele palinologice vor trebui însoțite de analize granulometrice de humus și de carbonați, precum și de descrieri ale profilului, standardizate în ceea ce privește compozitia granulometrică, structura, culoarea și celealte elemente.

Datele paleontologice din loessuri trebuie să fie completate cu notaarea de indicații stratigrafice cît mai dezvoltate cu morfologie, indicații metrice (R. Musil, 1961) și cu descrieri standardizate ale profilului.

Mai important însă decât orice, în studiul Cuaternarului este confruntarea în teren, la profilele studiate, a specialiștilor din diferitele științe, având suficiente date asupra complexului de factori geografici actual și pleistocen.



Cercetările vor trebui corelate, în cadrul unui for de specialiști, din care să nu lipsească geologii, geografii, paleontologii, palinologii, geobotaniștii și specialiștii în radiometrie și mai ales pedologii.

## BIBLIOGRAFIE

- Åhlmann H. W. son (19r5). Contribution to the physics of glaciers. *Geogr. J.* 1935. In P. Woldstedt 1954.
- Alechin V. V. (1951) Rastitelnosti S.S.S.R. Moskva.
- Alimen M. H. (1961) Corrélations de chronologie glaciaire : Pyrénées Centrales et SE de la France. *Inqua. Raport of the VI International on Quaternary*. Warsaw 1961, II, Łodz, 1964.
- Sauvage J. (1961) Première étude palynologique de sédiments (Mindel à Würm III) des Pyrénées Centrales Françaises. *Ibidem*.
- Ambróž V., Ložek V., Prošek F. (1952) Pleistocene récent aux environs de Moravany près Piestany sur le Váh. *Anthrop. 1* (1951) In P. Woldstedt, 1958.
- Antevs E. (1928) The last glaciation. *Ammer. Geogr. Soc. Rev. Ser. 17* 1928. In P. Woldstedt, 1954.
- Behrman W. (1948) Golfstrom und Eiszeit. *Pel. Mitt.* 92, 1948. In P. Woldstedt 1954.
- Berg L. S. (126) O pocivennoi teorii obrazovaniia liossa. *Izv. Gheogr. In-ta*, vip. 6, 1926.
- Bertrand Schulz C. (1961) Quaternary Vertebrate Paleontology and Stratigraphy of the Central Great Plains. *Inqua. Raport of the VI-th International Congress on Quaternary*. Warsaw 1961, II, Łodz, 1964.
- Brătescu C. (1933) Profile cuaternare în falezele Mării Negre. *Bul. Soc. Rom. Geogr.* LII. 1933.
- Brunnacker K. (1961) Die Würmeiszeit in Bayern im Lichte der Lössforschung. Simposion asupra loessului. *Inqua. Raport of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw 1961. Łodz, 1964.
- Buinițki V. H. (1960) Cercetările sovietice în Antarctica. *Natura* XII 1960, 5.
- Büdel J. (1949) Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas, *Naturwiss.* 36 1949. In P. Woldstedt 1954.
- (1951) Die Klimazonen des Eiszeitalters. *Eisz. u. G.* 1, 1951. In P. Woldstedt 1954.
- Călinescu R. (1946) Introducere în biogeografia României, București.
- Charlesworth J. K. (1957) The Quaternary Era (V.I.). London.
- Corbel J. (1961) Les changements de climat au Quaternaire dans les Alpes françaises. In „Inqua”. *Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw 1961. II, Łodz, 1964.
- Croll J. (1864) On the physical cause of the change of climate during geological epochs. *Phil. Mag.* 28. 1864, In P. Woldstedt, 1954.
- Daly R. A. (1910) Pleistocene glaciation and the coral reef problem. *Amer. J. Sci.* (4) 30. 1910. *Ibidem*,
- Deecke W. (1928). Fleshtenrasen im Löss. *Z. dsch.* 80, 1928. *Ibidem*.
- Demorest M. (1943) Ice Sheets. *Bull. Am.* 54, 1943. *Ibidem*



- D o l g u s i n L. D. (1958) Observațiile geografice în Antarctida. *An. rom. sov. (Geol. Geogr.)* 1958, 4.
- D y l i k I. (1961) Sur les changements climatiques pendant la dernière période froide. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw 1961 IV, Łódz, 1964.
- E v e r d i n g e n E. v a n (1926) Gibt es stationäre glaziale Antizyklonen? *Köppen-Heft d. Ann. d. Hydrogr. u. marit. Meteorol.* 1926. In P. W o l d s t e d t 1954.
- F i n k J. (1961) Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. Simposion asupra loessului. *Inqua. Raport of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw 1961, Łódz, 1964.
- F l o r e a N., A s v a d u r o v H., C i o f l i c a G i a n i n a (1964–1965) Considerații paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac (Cîmpia Tisei) *D. S. Inst. Geol. Rom. LII/1*.
- F l o r o v N. (1926–1927) Cuaternarul în stepele Mării Negre. *D. S. Inst. Geol. Rom. XV*. București.
- F r e n z e l B. (1964) Zur Pollenanalyse von Lössen. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Öhringen Würtemberg 1964, Bd. 15.
- G e r a s i m o v I. P. (1961) Loess genesis and soil formation. Simpozion asupra loessului. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw, 1961. Łódz, 1964.
- G h e r a s i m o v I. P. (1952) Observații geografice în regiunea Mării Caspice. *An. rom.-sov. (Geol. Geogr.)* 1952, 9.
- G r i g o r i e v A. A., B u d i k o M. I. (1957) Asupra legii periodicității zonalității geografice. *An. rom. sov. (Geol. Geogr.)* 1957, 3.
- H e s s M. (1961) Um eine ausführliche Klassifikation der kalten Klimaten in vergletscherten Gebirgen. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw II, Łódz, 1964.
- H o b b s W. H. (1944) Nourishment of the Greenland Continental Glacier. In P. W o l d s t e d t 1954.
- I o n e s c u - S i s e ș t i G. h., S t a i c u I. r. (1958) Agrotehnica I. București.
- I v a n o v a J. K. (1961) Role of geological structure and paleogeographical conditions in the dispersal of ancient man. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw 1961. IV, Łódz, 1964.
- J e n n y H. (1926) Die alpinen Böden (din Vegetations Entwicklung und Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralalpen. Von J. B r a u n - B l a n q u e t und unter Mitwirkung von H a n s J e n n y. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen der schweizer Nationalparks. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*. Band LXIII, Abh. 2.
- K a l e s n i k S. V. (1947) Osnovni obščevi zemlevedeniija. Moskva — Leningrad.
- K l u t e F. (1921) Über die Ursachen der letzten Vereisung. *Geogr. Z.* 27. In P. W o l d s t e d t 1954.
- K r i g h e r N. I. (1965) Lioss, evo svojstva i sviaz i s gheografieeskoj sredoi. Moskva 1965, K VII Kongressu Inqua (S.S.A., 1965).
- K r i s c h t a f o w i c h N. I. (1903) Untersuchungen des Bodens unter Kurganen des Charkowschen Gouvernements. 1 903. In C. B r ă t e s c u 1933.
- K r i v á n P. (1955) La division climatologique du Pleistocene en Europe Centrale et le profil de loess de Paks. *Ann. Inst. geol. publ. hungar.* 43. Budapest. In P. W o l d s t e d t 1953.

- Krokos V. I. (1924) Le loess et les sols fossiles du Sud-Ouest de l'Ukraine. Harkov 1924, in C. Brătescu (1933).
- Kushhev S. L. (1961) Synchronization of stadial and microstadial terminal moraines of the last stage of recession of the Caucasian glaciers. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. III. Łódz. 1964.
- Lieberoth J. (1961) Die Stratigraphie der Sächsischen Lössse, ein Beitrag zur Würmchronologie. Simpozion asupra loessului. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. Łódz. 1964.
- Loewe F. (1938) Das Klima des Grönländischen Inlandeises. Handbuch der Klimatologie. Bd. II, Abt. K. Berlin. In P. Woldstedt 1954.
- Ložek V. (1961) Stratigraphische Bedeutung der Quartärmollusken. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw, 1961. II. Łódz. 1964.
- (1961 b) Mittel- und Jungpleistozäne Löss-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Löss-Stratigraphie Mitteleuropas. Simpozion asupra loessului. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. Łódz. 1964.
- (1964) Quartärmollusken der Tschechoslowakei. *Rozpravy ústředního ústavu geologického*. Svazek 31. Praha.
- Lupe I. (1952) Perdele forestiere de protecție și cultura lor în cîmpiiile R.P.R. București.
- MacLaren Ch. (1842) What effects have glaciation and deglaciation had on ocean level? *Amer. J. Sci.* 42. In P. Woldstedt 1954.
- Markovič - Marjanovič J. (1961) Le loess en Yougoslavie. Simpozion asupra loessului. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. Łódz. 1964.
- Martonne E. m. de (1925) *Traité de Géographie physique*. I. Paris.
- Mateescu C. (1959-1960) Săpături arheologice la Vădastra. Materiale și cercetări arheologice. V. 1959 și VI. 1960, București.
- Matthes F. E., Belmont A. D. (1946) The glacial anticyclone theory etc. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 27. In P. Woldstedt, 1954.
- Moskvitin A. I. (1955) Schema stratigrafică a Perioadei Cuaternare. *An. rom.-sov. (Geol. Geogr.)* 1955, 2.
- (1961) Comparative stratigraphic review of Pleistocene sections containing traces of Paleolithic man. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. IV. Łódz. 1964.
- Murgoci G. M. (1909) Die Bodenzonen Rumäniens. *C.R. de la I-ère Conf. Intern. Agro-géologique*. Budapest. 1909.
- (1911) Zonele naturale de soluri din România. *An. Inst. Geol. Rom.* IV. București.
- (1920) Clima și solurile din România în decursul erei cuaternare. *Bibl. Soc. Agron.* 3. București.
- Popescu-Pache E. m. I., Enculescu P. (1906-1907) Raport asupra lucrărilor făcute de Secția Agrogeologică. *Anu. Inst. Geol. Rom. I*, București. 1907. *Rap. anual de activitate al Inst. Geol. Rom.* 1906-1907.
- Musil R. (1961) Über die Möglichkeiten der Datierung von Würm-Sedimenten auf Grund von Säugetierfunden. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. II. Łódz 1964.
- Münichsdorfer F. (1926) Der Löss als Bodenbildung. *Geol. Rdschau* 17. In P. Woldstedt 1954.



- Nehrung A. (1890) Über Tundren und Steppen der Jetzt-und Vorzeit. Berlin (in J. K. Charlesworth. 1957) I.
- Neumeister H. (1965) Probleme der nördlichen Lössgrenze. *Leipziger Geographische Beiträge*, 1965.
- Obreja A.I. (1953) Problemele geografice ale Arcticei sovietice. *Natura* V, 6.
- Obrusev V. A. (1947) Bazele Geologiei (*Osnovă gheologhii*). Moskva, 1947. Traducere.
- (1948) Lioss kak osobii vid pociv, evo ghenezis : zadaci evo izucenia. *Voprosy ghenezisa i gheografii pociv*. Akademiku Leonidu Ivanoviciu Praslovu, Moskva — Leningrad. 1948. Akad. Nauk. S.S.R.
- Pécsi M. (1964) Ten years of physico-geographic research in Hungary. *Akadémiai Kiadó*, Budapest.
- Pelíšek J. (1940) Studie diluviaálnich půd (vespraších) a diluviaálnho podnebí v oblasti svrateckého úvalu na Moravě. *Prace Moravské Přírodovedecké Společnosti Sv. XII. Spis 1* Brno, Morava.
- Penck A. (1938) Säugetierfauna und Paläoliticum des jüngeren Pleistozäns in Mitteleuropa. *Abh. preuss. Akad. Wiss. phys.-math. Kl. 5*. In P. Woldstedt 1954.
- Brüchner E. (1901—1909) Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.
- Petrov B. F. (1950) Znacenie iskopaemih drevnih pociv dlia cetverticnoi paleogeografi. *Materialy po cetvert. periodu SSSR*, 2, 1950. In N. I. Krigher 1965.
- Picard L. (1930) Zur postmiozänen Entwicklungsgeschichte der Kontinentalbecken Nord Palästinas. *N. Jb. Min. Beil. Bd. 70 B.* 1930. In P. Woldstedt 1958.
- (1943) Structure and evolution of Palestina. *Bull. Geol. Dept. Hebrew Univ.* Jerusalem, Ibidem.
- (1952) The Pleistocene of Lake Hula. *Bull. Research Council of Israel* 2, 1952. Ibidem.
- Polanskyj G. (1929) Podolische Studien. *Sammelschrift math.-nat.-ärztl. Sekt. dr. Sevcenko Ges. d. Wiss.* Lemberg 20, 1929. In P. Woldstedt, 1958.
- Pop E. (1961) Eiszeitliche Zufluchtsstätten der Gehölzarten in Rumänien. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw 1961. II. Łódź 1964.
- Popovăt M. (1966) Unele probleme de paleopedologie. *Natura. Anul XVI* II, 2.
- Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P. (1964) Loessuri și soluri fosile în podișul Dobrogei sudice. *Com. Geol., St. tehn. econ. seria C.* 12, București.
- Poser H. (1947) Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit. *Naturwiss.* 34. In P. Woldstedt 1954.
- Protopopescu-Pache Em. I., Spirescu M. (1963) Relații între pedogeneză și litogeneză eoliană. *Com. Geol., St. tehn. econ. seria C.* 11, București.
- Reeves C. C. (1965) Pleistocene climate of the Lano Estacado. *J. Geol.* 73, 1.
- Reinhardt M. (1905) Studiu petrografic a două eșantioane de praf atmosferic. *Bul. Soc. Științe*, București. An. XIV.
- Richterhofen F. von (1877) China. Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründete Studien. Berlin.
- Samson P., Rădulescu C. (1961) Esquisse de stratigraphie würmienne en Roumanie. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw 1961, II, Łódź. 1964.
- Savicki L. (1952) Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie. (Condițiile climatice ale perioadei de acumulare a loessului superior

- în imprejurimile Cracoviei). In „*Z badan Czwartorzedu w Polsce*. Tom. 2 Warszawa. 1952.
- Schönhals E. (1964) Über Unterschiede in den Bodenbildungsprozessen während des Spät – und Postglazials in Mitteleuropa. Zusammenfassungen der Mittelungen des VII. Internationaler Bodenkundlicher Kongress. *Buk.* 31 VIII. 9.IX.1964. Bd. 5.
- Šimek B. (1904) Loess papers. *Bull. Labor. Nat. Hist. State Univ. Jowa* 5. In P. Woldstedt, 1954.
- Soergel W. (1919) Lössse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen Jena.
- Steinmann G. (1906) Über Diluvium in Südamerika. *Z. deutsch.* 58. In P. Woldstedt, 1954.
- S'rodóń A. (1961) Palaeobotany and stratigraphy of the late-Pleistocene deposits in the Northern Carpathians. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. II. Łódz. 1964.
- Šnitnikov A. V. (1953) Izmencivostí gorno oledenenia Eurasii v pozdne i poslelednikoviu epohu i absolutnaia hronologhia. *Izvestiia Vsesoiuznovo Gheograficeskovo Obscestva*. 5, 1953. Variatiile glaciatiunii montane a Eurasiei în epociile glaciare și postglaciare și cronologia lor absolută. *An. rom.-sov. (Geol. Geogr.)* 2 1954.
- Sümeghy J. (1944) A Tiszántul. A Magyar Tájak földtani leírása.. Nr. 1 *E. M. Földt, Inst.* Budapest. In M. Feru, N. Mihailă (1963). Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Timișului. P. 16. *Com. Geol. St. tehn. econ. seria E*, 6. București.
- Valentin H. (1952) Die Küsten der Erde. *Pett. Mitt. Erg. heft* 246. In P. Woldstedt, 1954.
- Venzö S. La série quaternaire sur le versant méridional des Alpes (Italie septentrionale). *Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. Łódz. 1964.
- Vermeer-Louman G. G. (1934) Pollen-analytisch onderzoek van den West-nederland-schen bodem. Diss. Amsterdam. In P. Woldstedt, 1958.
- Vilsan G. (1915) Cimpia Română. *Bul. Soc. Róm. Geogr.* XXXVI.
- Wasylkowa-Kryszyna (1961) Pollen analysis of the Late-Glacial sediments in Witów near Łęczyca, Middle Poland. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961. II. Łódz, 1964.
- Weidick A. Glacier fluctuations in Holocene time in the Julianehåb district, Southwest Greenland. *Inqua. Report of the VI<sup>th</sup> International Congress on Quaternary*. Warsaw. 1961, II. Łódz. 1964.
- Wernert P. Le problème des locs anciens à faune forestière et subtropicale. Sédim. et Quaternaire. France. 1949. In P. Woldstedt. 1958.
- Woldstedt P. (1954) Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. I-er Band. Stuttgart.  
— (1958) Idem II-er Band.
- Wundt W. (1944) Die Mitwirkung der Erdalinelemente bei der Entstehung der Eiszeiten. *Geol. Rdschau*, 34. In P. Woldstedt, 1954.
- Zamorski A. D. (1946) Uraganele de praf ale Teheranului (Pilnie buri Tegherana), Din *Priroda* 5, 1946. Dare de seamă de M. Peahă în *An. rom.-sov.* 12, 1948.
- Zeuner F. E. (1955) Loess and paleolithic chronology. *Prehistoric Society*. 1955.



- Z o l y o m i B. (1953) Die Entwicklungsgeschichte der Vegetation Ungarns seit dem letzten Interglazial. *Acta Biolog. Acad. Sci. Hung.* Budapest. In P. Woldstedt. 1958.
- \* \* \* Clima Republicii Populare Române. II. Date climatologice. Inst. Meteor. Bucureşti, 1961.
- \* \* \* Flora Republicii Populare Române (Republicii Socialiste România). Acad. R.P.R. (R.S. România), începînd din anul 1952.
- \* \* \* Harta geologică a Republicii Populare Române (Republicii Socialiste România). Scara 1 : 500.000 (Acad. R.P.R. — R.S. România și Comitetul Geologic) Bucureşti, 1937—1959.
- \* \* \* Mapa Gleb Polski w skali 1 : 1.000.000 Instytut Uprawy, Navoženia i Gleboznawstwa. Warszawa. 1958.

---

## LOESSE UND FOSSILE BÖDEN

VON

M. SPIRESCU

(Zusammenfassung)

---

Das Schrifttum über Loess ist sehr reichhaltig, wiederspiegelt jedoch nicht immer ganz richtig die Dynamik dieser Ablagerung und zwar deshalb weil die Loessfrage fast immer nur einseitig erörtert wird. Deshalb besteht die Auffassung, dass in einem Komplex von Loess und fossilen Böden, der Loess einer glazialen Phase oder einem glazialen Stadium, mit einem kalten und trockenem Klima angehört und aus äolischen Staub besteht der aus dem Treibsand der „Sander“ am Rande des „Inlandeises“ von Wind des Antizyklons über dem Gletscher aufgewirbelt wurde, während die fossilen Böden einer warmen und feuchten Interglazialzeit entsprechen. Der äolische Loess kann nicht in Abrede gestellt werden. Er bildet sich in den europäischen Gebieten aus dem in der Atmosphäre befindlichem Staub. Dieser entsteht durch Deflation des feinen alleuritischen und pellitischen Materials aus den ungenügend stabilisierten und in den Flüssen ständig erneuten Alluvionen, in denen auch feines, aufgearbeitetes Material aus der Nähe des Kaspischen Meeres und selbst aus grösseren Entfernung, den Sandern Zentralasiens, gelangt. Die Sedimentation dieses Staubs wurde in der Vergangenheit und selbst gegenwärtig von verschiedenen Forschern (C. Murgoci, 1911; P. Treitz, 1924, H. Jenny, 1926; V. A. Obreve, 1948) erkannt und auch gemessen. Das äolische Material bedeckt allmählich die älteren Ablagerungen der Terrassen, sowie verschiedene archäologische Reste, die ohne in ihrer Lage gestört zu werden, in dem Staub begraben werden.



Die an einem Ort abgelagerte Menge von Staub hängt von der Entfernung in der sich der Erzeuger des äolischen Materials befindet, von den aerodynamischen Bedingungen und der Akkumulation-Denudation-Bilanz am betreffenden Ort ab.

Bei der Aufstellung des Verhältnisses zwischen den geringen Mächtigkeiten der Loesshorizonte und fossilen Böden und der Glazial- und Inter-glazialdauer oder Stadien- und Interstadiendauer wird festgestellt, dass die Loessablagerung auf offenem Feld in einem sehr langsamem Rhythmus vor sich ging (höchstens ein Drittel Millimeter pro Jahr). Diese Ablagerungen konnten die siallischen und bodenbildenden Prozesse nicht aufhalten (so wie ihrerseits die gegenwärtigen Ablagerungen diese Prozesse nicht unterbrechen). Das niedergefallene äolische Material fügte sich in einen in ständiger Entwicklung befindlichen Boden ein. Es besteht eine Kontinuität der Zeit, sowohl im Prozess äolischer Gesteinsbildung, als auch im Bodenbildungsprozess ; daraus ergaben sich komplexe Querschnitte des Loesses und der fossilen Böden. Der Bodenbildungsprozess entwickelte sich ununterbrochen, wurde jedoch, infolge der klimatischen Verhältnisse in der betreffenden Phase, qualitativ verändert. Sowohl der Loess als auch die fossilen Böden enthielten seinerzeit, als sie zu Tage traten, eine Humusmenge die mit derjenigen in den gegenwärtigen Böden enthaltenen vergleichbar ist. Infolge der Oberflächenhebung des Geländes verminderte sich jedoch der Humusgehalt durch Oxydation sowohl im Loess (0,15-0,35 % gegenüber 3-4 %), als auch in den fossilen Böden (0,15-0,59 %) und zwar in dem Masse in dem sich der betreffende Horizont von der Tiefe, in der ein beträchtlicher Beitrag an organischen Stoffen besteht, entfernte. Die anderen Eigenschaften des Tschernosems (Textur, Mikrostruktur, Basensättigung usw.) bleiben auch dem enthumifiziertem Material, das sich seinerseits senkrecht entwickelte und den Loess bildete, beibehalten. Es wird eine Identität zwischen den chemischen Eigenschaften des äolischen Staubes und jenen des Loesses bemerkt ; diese wurden durch die Bodenbildung in Bedingungen eines Steppenklimas nicht wesentlich verändert. Zum Unterschied vom Tschernosem, kommt es bei den Waldböden, in denen sich der äolische Staub einfügte vor, dass das auf den Boden abgelagerte Material durch Auswaschung den Gehalt an Karbonaten und Basen verliert und eine starke siallische Verwitterung und Bodensetzung erleidet. Durch die allmähliche Hebung der Geländeoberfläche verwandeln sich diese äolischen Ablagerungen in fossile Böden.

Die Forscher stimmen im allgemeinen überein, dass der Loess eine Steppenformation ist, während die fossilen Böden Erzeugnisse der Bodenbildung in Waldbedingungen sind. Sie betrachten jedoch die Steppe in

der sich Loess bildete als eine kalte, mit der Gletscherentwicklung im Norden Europas oder in den Alpen, synchrone Steppe ; die Wälder hingegen, in denen sich die fossilen Böden bildeten, werden als Pflanzengesellschaften eines warmen und feuchten Klimas angesehen.

B. Schimek (1894, 1901) betrachtete den Loess, auf Grund von Fossilien, als interglazial. Die Ablagerungsbedingungen schufen jedoch nachträglich den Anschein nach dem der Loess glazial wäre. Der Boden auf den Grundmoränen wurde einer Interglazialzeit und der nachfolgende Loess demzufolge einer Glazialzeit zugeschrieben, ohne die dem Rückzug des Gletschers entsprechende Zeitspanne, die Hunderte und selbst Tausende von Jahren dauerte und die bis zu einem gewissen Punkt einen glazialen oder stadialen Charakter hatte, in Betracht zu ziehen. Dieser Zeitspanne entspricht der Boden über der Moräne, während der Loess in der folgenden Interglazialzeit (oder Interstadialzeit) gebildet wurde.

Wir sind der Ansicht, dass die Glazialphasen, in den Bedingungen der mittleren Breiten, der Loessbildung viel weniger günstig waren als die Interglazialzeiten, da die Glazialphasen nicht trocken sondern kalt und feucht waren, während die Interglazialzeiten nicht feucht sondern warm und trocken waren. Deshalb herrschten in den Glazialzeiten die mit Waldböden verbundenen Wälder (besonders jene mit *Picea*) vor, während sich in den Interglazialzeiten die Steppen stark entwickelten. Infolge eines feuchteren Klimas während der Glazial- oder Stadialzeiten bedeckte die Vegetation die Staubquellen, indem sie dieselben stabilisierte und aufs äusserste verminderte. Die Menge des äolischen Materials war viel geringer und die feineren und im allgemeinen an Basen viel ärmeren Stoffe waren vorherrschend. Diese fielen auf einen tonigen Boden dem sie sich einfügten, ohne den Auswaschungs- oder Tonbildungsprozess besonders zu hemmen. In den wärmeren und trockeneren Interglazial- oder Interstadialzeiten hingegen, wurden die Staubzeugen, infolge der Mobilisierung der Ablagerungen in den Auen, viel tätiger. Die äolischen, aus grösseren Partikeln zusammengesetzten Materialien, waren in bedeutenden Mengen vorhanden, hatten einen höheren  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt und lagerten sich in Steppenbedingungen über einem Tschernosem ab, den sie nicht mehr wesentlich veränderten, sondern dem sie nur eine bedeutendere Mächtigkeit verliehen. Aus diesem bildete sich der Loess durch Oxydation der organischen Stoffe, während der Waldboden aus der vorhergehenden Phase oder dem vorhergehenden Stadium als fossiler Boden in der Tiefe blieb.

Die Glazialphasen konnten nicht kalt und trocken gewesen sein, da die Senkung der Temperatur die relative Feuchtigkeit, selbst in Bedingungen verminderter absoluter Feuchtigkeit, stark hebt. In der Tundra



ist der Boden infolge verminderter Verdunstung ständig durchtränkt. Übrigens hätten die Gletscher in einem Antizyklonregime gar nicht bestehen können, da dieses ein klares Hindernis in der Zufuhr von Niederschlägen gewesen wäre. Die Gletscher stellen eine Formation eines mehr oder weniger ozeanischen Klimas dar, die sich in Kontinentalbedingungen, mit sehr gesunkenen Temperaturen, nicht entwickeln kann, denn die Ursache der Eiszeiten ist eben die Beschleunigung des Luftkreislaufes, die eine Anwachung der Niederschläge hervorrief. Die Gletscher und Schneefälle verursachten, infolge des hohen Albedos, der Verdunstung in den Schmelzzonen und dem Wechsel an Kalorien zwischen den Gletschern und der Luft die über denselben kreiste, eine sekundäre Abkühlung des Klimas. Diese war in der Nähe der Gletscherstirn ausgesprochener, während die entfernter gelegenen Gebiete, wie jene in der Umgebung der Parallele 45°, ein Klima hatten, das sich von dem gegenwärtigen nicht um vieles unterschied, als höchstens durch eine grösse Feuchtigkeit und durch eine geringe Senkung der Temperatur infolge Verdunstung und durch einen dichteren Nebel als gegenwärtig hervorgerufene Verminderung der Sonnenstrahlung. Hier wuchsen Wälder und die Flüsse führten eine grösere Wassermenge als gegenwärtig und es entwickelten sich ausgedehnte Seen mit einer beträchtlichen Wassermenge, während der allgemeine Wasserspiegel des Ozeans viel gesunken war, da sich eine grosse Wassermenge im Luftkreislauf und in den Gletschern befand. Die Niederschläge in mittleren Breiten begünstigten die Entwicklung der Gletscher in den Alpen und den Karpaten, die mit den regionalen Gletschern im Norden Europas synchron sind. Schnittner (1953) berichtet, gestützt auf Beobachtungen an Stirnmoränen, dass die neueren Anwachslungen der Niederschläge, in der Zeit, der Verstärkung der Glazialerscheinungen entsprachen. Dasselbe wird auch durch Beobachtungen aus den historischen und sogar jüngsten Zeiten bestätigt. Die Eiszeit hätte sich in einem trockenen Klima gar nicht entwickeln können.

Die, auf Grund von Angaben aus dem Schrifttum, von J. Büdele (1949, 1953) und B. Frenezel (1964) aufgestellten paläogeographischen Karten der Klima- und Vegetationszonen der Würm-Eiszeit, können die Gegebenheit der betreffenden Zeit nicht wiederspiegeln, denn das Vorhandensein einer Forstvegetation, die in kontinentaleren Gebieten (Russland und ganz besonders Siberien) viel entwickelter war als in den ozeanischen Gebieten (Frankreich), ist nicht erklärlich.

Der typische Loess konnte sich in einer kontinentaleren Umwelt, in einem wärmeren und trockenerem Klima entwickeln. K. Brunnacker



(1961) und J. Fink (1961) stellen einerseits in Österreich eine bedeutendere mengenmässige Entwicklung des Loesses in den niederen Gebieten der mittleren Donau, wo gegenwärtig ein wärmeres und trockeneres Klima herrscht fest und anderseits eine grössere Menge fossiler Böden gegen das höhergelegene, feuchtere, kaltere Gebiet zu. Einige Böden dieses letztgenannten Gebietes (wie z. B. der Paudorfer Boden) verschwinden allmählich gegen Osten zu.

Die Pollenanalysen sind für die Aufklärung der Frage über die Bildungsbedingungen des Loesses und der fossilen Boden sehr bedeutend.

Aus dem Material des Sporen-Pollen-Studiums des Loesses und der fossilen Böden geht hervor, dass sich die Mehrheit der kryophilen und hydrophilen Pflanzen in einer glazialen Phase, als in unserer Breite die Wälder vorherrschten, entwickelt haben, während die Mehrheit der xerophilen und thermophilen Pflanzen in den Interglazialzeiten, in denen die Steppen ausgedehnter als gegenwärtig waren, auftreten.

Die Palinologen (die nicht alle auch gleichzeitig Geobotaniker sind) zogen ihre Schlussfolgerungen nicht in Übereinstimmung mit der Ökologie der bestimmten Pflanzen, sondern versuchten ihre Angaben mit jenen des Schrifttums bezüglich pedo-lithologischer Formationen in Einklang zu bringen, die apriorisch als in kaltem oder warmen Klima gebildet angesehen werden. Wir sind der Meinung, dass in unserem Problem nicht das Verhältnis verschiedener Familien oder Arten in einer Probe bedeutend ist, sondern die Mannigfaltigkeit eines gewissen Elementes mit genau abgegrenztem ökologischem Umfang in einer Reihenfolge von Proben. Diese Familien oder Arten bieten auf dieser Weise das Bild der klimatischen Mannigfaltigkeit während der Ablagerung des Materials. Aus der Arbeit Frenzel's (1964) entnahmen wir die Angaben über die Mannigfaltigkeit der in den Oberfellabrunner und Stillfrieder Loess-und fossilen Böden-Komplexen charakteristischen Elemente.

Kryophile Pflanzen wie *Picea*, *Pinus cembra*, Polypodiaceen, *Lycopodium*, Moose, *Botrychium* zeigen eine besondere Vorliebe für fossile Böden, während thermophile Elemente wie: *Ephedra*, *Cornus*, Euphorbiaceen, Chenopodiaceen häufiger im Loess angetroffen werden. Eine Anzahl von Pflanzen mesophiler Natur werden im braunen Verwitterungshorizont aus dem Oberfellabrunner Komplex angetroffen. Dieser stellt den Illuvialhorizont des Bodens dar und ist einer anderen Übergangsformation, zwischen dem warmen und trockenem Klima des Loesses an der Basis und dem kalten und feuchten Klima des unteren Humushorizontes: *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Rhamnus*, *Taxus*, *Colchicum*, *Arum/Asarum*, *Teucrium*



überprägt. Die Ersetzung der Stadien durch Interstadialzeiten und umgekehrt, erscheint bei anderen Forschern ganz augenfällig. Bei der Verfasserin K r y s t y n a W a s y l i k o v a (1961) tritt in der „Dryas“ eine Steppenvegetation mit Chenopodiaceen, *Artemisia*, *Plantago media* und *P. maritima* auf, während im sogenannten „Bölling Interstadium“ kryophile Pflanzen wie *Betula pubescens* und *B. tortuosa* auftreten. Ebenso findet A. S' r o d o ń in der „Brørup Interstadialzeit“ *Betula humilis*, *Linnæa borealis*, *Empetrum nigrum*, *Cassandra calcyclata*, *Rubus chamaemorus* und in der „Pleniglazialzeit“ Steppen mit *Artemisia*, Chenopodiaceen und *Ephedra*. M o s k w i t i n (1955) ist ähnlicherweise sehr ratlos und gelangt zur Schlussfolgerung, dass die Interglazialzeit kühler war als das gegenwärtige Klima und dass er bezüglich der auf Loess und fossilen Böden gestützten Chronologien misstrauisch sein muss.

G. V e r m e e r -L o u m a n (1934) bemerkt jedoch ein Zusammenfallen des Beginns der (der Interglazialzeit charakteristischen) marinen Transgression und des Beginns der (thermophileren) Mischwaldphase, sowie der (der Glazialzeit entsprechenden) Regression und des Übergangs von den Wäldern mit *Carpinus* zu jenen mit *Picea*.

Bei der Deutung der paläontologischen Angaben muss berücksichtigt werden, dass in dem Abwechseln von Loess und fossilen Böden, das Karbonat und das Kalziumphosphat nur im Loess erhalten bleiben, da die fossilen Böden, infolge Aggressivität der Huminsäuren und, im allgemeinen der mit  $H^+$ -Ionen gesättigten Bodenlösung, dafür nicht geeignet sind. Des Weiteren muss in Betracht gezogen werden, dass die durch Klimaänderungen bestimmten Quartärformationen keine grossen Mächtigkeiten aufweisen und dass die Möglichkeit einer Deckung des Areals kryophiler Arten durch das Verbreitungsgebiet thermophiler Arten besteht. Die Loessfaunen bestehen im allgemeinen aus Mollusken eurythermischer Steppen (*Striata*-Fauna) (V. L o ž e k , 1955, 1961), in dem jüngeren Loess wird jedoch eine Fauna (die sogenannte *Columella*-Fauna) angetroffen, die Arten sonnigen Grünlands (z. B. *Pupilla muscorum*), Grünlandarten oder solche feuchter Weiden (z. B. *Succinea oblonga*), Arten alpiner Tundren (*Columella columella*), sowie andere die nicht mehr lebend angetroffen werden (*Pupilla loessica*, *Vertigo parcedentata*) enthält. Das Eindringen infolge Gravitation der kryophilen Arten durch die sehr kleinen, zwischen 1,15 und 1,9 mm breiten, Hohlräume des Bodens, ist nicht ausgeschlossen. Es ist bezeichnend, dass von den *Clausilia dubia* Exemplaren nur die schmalsten im Loess auftreten. Ausserdem erscheinen die kryophilen Faunen, sowohl Wirbeltiere als auch Mollusken, an die Einlagerungen fossiler Böden (tonigere



Horizonte, häufig mit Pseudovergleyungs- oder Solifluktionserscheinungen), oder an die untere oder obere Loessgrenze gebunden. An der unteren Grenze lagerten sich diese Faunen zu Ende der Glazialphase in den Elluvialhorizont des fossilen Bodens ab, in dem sie, infolge der Karbonate des späteren Loesses, noch erhalten blieben. An der oberen Grenze gibt es durch Gravitation eingedrungene Formen oder solche die den Beginn einer im Boden, infolge einer Trägheit in der Pflanzendecke, noch nicht verzeichneten Klimaschwankung darstellen.

Die Paudorfer pedogenetische Formation verschwindet in der Richtung der wärmeren und trockeneren Gebiete. Von der Klimaschwankung des Paudorfer Bodens hängt die kryophile Fazies des Loesses ab, die beim Vorhandensein dieses Bodens, in unvermittelter Abhängigkeit von diesem, zur höchsten Entwicklung gelangt (V. L o ž e k , 1961). In den Gebieten wo der Paudorfer Boden nicht entwickelt ist und die kryophile beweglichere Fauna als der Wald (nötige Pflanzenformation für die Bildung eines tonigen Bodens) eindringen konnte, wird diese Fauna im Loess gefunden.

Die rötliche Farbe vieler fossilen Böden im Loess (Bödennatürlich erweise in einer Glazialphase gebildet), deutet nicht auf ein warmes Klima hin. Diese Rottärfbung tritt, in Bedingungen eingegrabener Böden, wahrscheinlich allmählich auf und zwar infolge allmählicher Verwandlung—dort wo es der Fall ist — der Verbindung des zweiwertigen Eisens in Sesquioxiden und infolge eines allmählichen Verlustes der Wassermolekülen die die Sesquioxiden hydratisieren.

E. S c h ö n h a l s (1964) findet stark tonige fossile Böden in dem Zeitabschnitt zwischen dem (durch den seinerzeit abgesetzten Trachyt tuff) deutlich gekennzeichneten Maximum des Würm — und Allerød — Interstadials. Nach dem Allerød-Interstadium sammelte sich in mehr als 11.000 Jahren nicht mehr so viel Ton in den Böden an.

Im Profil westlich von Ovidiu (M. P o p o v ă și Mitarbeiter) kann eine Verminderung des Tongehaltes in den fossilen Böden von der Basis des Profils (d. h. vom glazialen Maximum) bis zur Oberfläche bemerkt werden. Dies ist noch ein Hinweis, dass die Böden weit mehr an die Eisezeiten und deren Stadien, als an die Interglazialzeiten gebunden sind. Andernfalls hätte der Tongehalt in den fossilen Böden nach der Oberfläche des Profils hin zunehmen müssen.

Die klimatische Zonalität der Böden übt ihren Einfluss auch auf die klimatische Zonalität des Loesses aus. In den mehr im Inneren des Kontinentes befindlichen Gebieten im Südosten Europas, ist der Loess besser



entwickelt. Gegen Westen nimmt der Loessgehalt ab und wird allmählich von tonigem (feinem periloessischem) Material äolischer Herkunft ersetzt, das aus tonig-illuvialen Waldböden herrührt. Nach einer Zone in der die Abwechslung von Loess und fossilen Böden auftritt, wird, mehr gegen Westen und gegen Norden, eine andere Zone angetroffen in der sich sowohl in den Glazialzeiten als auch in den Interglazialzeiten tonig-illuvialen Waldböden entwickelten. In noch kälteren Zonen als die bereits erwähnten, konnte sich der Ton in den Glazialphasen, infolge Bildung saurer brauner Böden, brauner podsoliger Böden, Eisen-Humus Podsole oder Humus-Silikatböden, nicht mehr in den gleichen Mengen bilden. Deshalb sind in diesen Gebieten die durch ihre Korngrößenzusammensetzung dem Loess am meisten gleichenden Böden jene die sich in den Glazialphasen bildeten. Diese wurden unrichtig als Tundraloess bezeichnet, denn das Material ist in den meisten Fällen in Bedingungen von Waldbodenbildung abgelagert (Siehe „Loessuri periglaciare“ = „Periglaziale Loesse“, N. Florea u.a. 1964–1965). Dieser „Pseudoloess“ kann sich jedoch auf den ebenen Flächen der submontanen Depressionen, wo die äolischen Ablagerungen den Entbasungsprozess hemmen können, nicht unter günstigen Umständen bilden.

Es hat den Anschein, dass der typische Loess bis nördlich vom Rheinland, durch Bayern, im Norden Österreichs, in Mähren und Südosten Polens reicht. Um so mehr wird er südlich von diesen Gebieten angetroffen.

Folglich bildet sich dieser Loess sowohl in den Glazialphasen als auch in den Interglazialphasen, in Zonen mit ariderem Klima und Vegetation und in allgemein wärmeren Gebieten (Steppen). Diese Zonen sind in den Interglazialzeiten ausgedehnter, während sie in den Glazialphasen beschränkter sind. Deshalb entspricht der Loess in Profilen mit einer Aufeinanderfolge von Loess und fossilen Böden den Interglazialzeiten (bzw. Interstadialzeiten), während die fossilen Böden den Glazialzeiten (bzw. Stadialen) entsprechen.

Dennoch wird das Verschwinden sowohl eines stadialen fossilen Bodens in arideren Gebieten, als auch eines interstadialen Loesses unter überprägtem Illuvialhorizont nicht ausgeschlossen. Diese Tatsache erschwert die Deutung von Profilen terrestrischer Quartärablagerungen.

Was die Aufeinanderfolge toniger fossilen Böden und Pseudoloess mit plattiger Struktur betrifft, die im Gebiet zwischen dem ehemaligen Rand des Gletschers und der nördlichen Grenze des „warmen Loesses“ angetroffen wird, sind die tonigen fossilen Böden hier interglazial (bzw. interstadial), während der Pseudoloess glazial (bzw. stadial) ist.

Wir halten ein Durchsehen der Stratigraphie des Loesses und der fossilen Böden als notwendig, sowohl die Lage der Profile in zonalen oder provinzialen Komplexen, als auch das in dieser Arbeit Gesagte in Betracht ziehend. Ein Leitfaden in der Chronologie der Pleistozänphasen sind die Analysen von Sporen-Pollen, die richtig ausgeführt und von Geobotanikern wohlerwogen gedeutet, für die Stratigraphie des Quartärs von grosser Bedeutung sind, wenn auf dem Profil vor allem die Schwankungen der wärme- und feuchtigkeitsanzeigenden Elemente beachtet wird, und wenn die Lage jedes im Rahmen der klimatischen Zone oder der Höhenstufe studierten Horizontes wiederhergestellt wird.



# MATERIALE PARENTALE ȘI SOLURI FOSILE ÎN CÎMPIA BURNASULUI<sup>1</sup>

DE

ANA CONEA<sup>2</sup>

## Abstract

**P**arent M aterial and B uried S oils in the B urnas P lain. The author studies two cuts in the Quaternary deposits to be found in the south of the Romanian Plain (in Burnas), and gives the description of three strips of buried soils. Two of them are formed of soils developed on loess or loesslike deposits and belong to the Upper Quaternary; the first, interstadial, is of the type of recent Leached Chernozems, and the second, older, presumably interglacial, presents a strongly developed argillic B horizon in hue 7.5YR (moist and dry). The third is a soil presenting a discontinuous argillic B horizon, in hue 5YR (moist and dry) with thin indurated petrocalcic horizon, formed on sandy deposits belonging to the Lower Quaternary. This last soil is covered by another petrocalcic horizon with  $\text{CO}_3 \text{ Ca}$  exceeding 60 % and 84 cm in thickness. Overlaying this petrocalcic horizon and penetrating it in the shape of tongues, red clays occur (in hue 2.5YR and 5YR), (Plate I, II and III) bearing calcareous nodules and belonging to the Middle Quaternary, if not older. Between the second and the third strips a stratum 10 m in thickness is lacking. Mechanical composition, organic matter and  $\text{CO}_3 \text{ Ca}$  are shown in Table 1, whereas thin sections developed in the B horizon formed on sandy deposits are shown in the Plate IV. Well-developed clay coatings and bridges may be noticed. The characteristic features of the soils with argillic B horizon point to the fact that they have formed in a climate warmer and drier than the present one, presumably with two seasons. The mechanical data yielded by the parent material of the present soils (Table 2 and Plate V and VI) show that in this part of the Romanian Plain the surface deposits (loess and clay deposits) have an ever finer texture from south northwards (from silty loam to fine clay). They attain an average thickness of 220—240 cm (Plate VII) up to the first buried soil, and increase from north to south, as a result of the deposition conditions. On the border of the interfluves their thickness decreases due to runoff.

<sup>1</sup> Comunicare în sesiunea științifică din aprilie 1967.

<sup>2</sup> Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



În ultimii 15 ani, Cîmpia Română a fost obiectul unor cercetări sistematice de geologie a Cuaternarului întreprinse în cadrul Comitetului de Stat al Geologiei. Lucrările publicate de E. Liteanu, sub conducerea căruia s-au efectuat de altfel cercetările, au arătat, pe bază de foraje, etapele principale ale evoluției cîmpiei. Pentru sectorul de cîmpie la care se referă lucrarea de față, concluziile privind litologia și stratigrafia depozitelor cuaternare sunt sintetizate astfel de autor (E. Liteanu, 1963, p. 188) : „deasupra acestui nivel de pietrișuri (stratele de Frătești, care constituie baza Cuaternarului — n.n.) urmează un banc gros de nisipuri mărunte și grosiere cu stratificație încrucisată, care se dezvoltă în mod permanent peste nivelul de nisipuri cu pietrișuri atribuite straturilor de Frătești. Urmează apoi pe cîmpul din stînga Oltului, o succesiune de depozite marnoase cu intercalații de argile roșii nisipoase, atribuite Pleistocenului mediu. Acestea sunt acoperite de o manta de nisipuri fine, puțin argiloase, de culoare gălbuie, de tip loessoid, care ar putea fi atribuite „Pleistocenului superior”.

Examinînd în detaliu aceste succesiuni geologice principale, se observă aici, ca și în alte regiuni ale țării sau globului, o „înregistrare voluminoasă și variată a Cuaternarului . . . parte sub forma de profile de sol” (J. Thorp 1965), acoperite cu diferite sedimente, fiecare din ele indicînd anumite condiții de formare. Scopul lucrării este acela de a completa, cu observații pedologice, valabile pentru un anume sector, vastele cercetări geologice efectuate de E. Liteanu și colaboratorii (E. Liteanu 1953 a și b, 1963 ab, și c). Menționăm că aprecierea ca soluri îngropate a unor benzi nu se bazează numai pe culoarea materialului, ci pe ansamblul caracterelor morfologice, completate cu date analitice, aşa cum se procedează obișnuit în studiile de paleopedologie (M. Popovăț et al., 1964) (N. Florea et al. 1966) (Ana Conea, 1967). Ar fi fost utilă, desigur, o datare documentată cu elemente de ordin paleontologic sau arheologic, dar acestea lipsesc în deschiderea examinată<sup>3</sup>. O completare cu date palinologice, ar fi fost de asemenea indicată, dar dificultatea efectuării unor asemenea studii, ne-a obligat să ne mărginim în cercetare numai la aplicarea metodei pedologice.

Succesiunea de depozite cuaternare a fost urmărită într-o deschidere, în marginea cîmpiei, la nord-est de satul Ghizdaru (la cca 300—400 m E de halta Oncești), cuprinzînd strate inferioare pe o grosime de 565 cm (situate aprox. între 52 și 58 m alt. abs.) și într-o altă deschidere la sudul satului Oncești, deci 1 km mai la nord, cuprinzînd strate superioare pe o gro-

<sup>3</sup> Cu excepția straturilor de Frătești, a căror bogată faună a fost descrisă detaliat de E. Liteanu (1953 a).

sime de 7,55 m (situate aprox. între 70 și 78 m alt. abs.). Descrierea solului actual — parțial erodat în deschiderea de la Oncești — a fost făcută într-un profil situat cu cca 7,5 km, mai la W. Cele trei descrieri care urmează nu cuprind însă întreaga succesiune de depozite cuaternare din cîmpia Burnasului. Lipsesc cca 10 m, judecind după altitudinea absolută, întrucît în sectorul cercetat de noi nu am întîlnit o deschidere completă.

#### DESCRIEREA SECTIUNILOR

##### **1. Solul actual, cernoziom levigat moderat (profil nr. 98, NW Hodivoaia)**

Aa 0—27 cm; lut greu, brun foarte inchis-brun-cenușiu foarte închis (10 YR 2,5/2) în stare umedă și brun-cenușiu închis (10 YR 4/2) în stare uscată; astructurat; friabil; poros; rădăcini frecvente.

An 27—48 cm; lut greu; brun foarte închis (10 YR 2/2) în stare umedă și brun-cenușiu foarte închis-cenușiu foarte închis (10<sup>1</sup>YR 3/1,5) în stare uscată; structură, bine dezvoltată, grăunțoasă mică și medie, predominant zoogenă, reunită în agregate mai mari, ferm; pori și canale de rădăcini frecvente; trecere treptată.

AB 48—70 cm; lut greu; brun foarte inchis-brun-cenușiu foarte închis (10 YR 2,5/2) în stare umedă și brun-cenușiu foarte inchis-brun cenușiu închis (10 YR 3,5/2) în stare uscată; structură alunară (poliedrică subangulară), bine dezvoltată, medie; agregatele structurale constituie predominant din aglomerate zoogene; ferm; pori și canale de rădăcini mai rare; crotovine rare; trecere treptată.

B<sub>1</sub> 70—105 cm; lut greu; brun închis (10 YR 3/3) în stare umedă și brun-cenușiu închis-brun (10 YR 4/2,5) în stare uscată; structură columnoidă, linié dezvoltată, medie; frecvențe aglomerate zoogene; ferm; canale de rădăcini și pori relativ frecvenți; crotovine; rădăcini fine ierboase; trecere treptată.

B<sub>2</sub> 105—121 cm; lut greu; brun închis (10 YR 3/3) în stare umedă și brun (10 YR 4/3) în stare uscată; celealte caractere, ca și în orizontul imediat superior; trecere netă ondulată.

C<sub>1</sub> 121—143 cm; lut greu; brun-brun-gălbui (10 YR 4/3—5/4) ușor mai roșcat, în stare umedă și brun (10 YR 5/3) în stare uscată; astructurat, dar frecvențe aglomerate zoogene vechi; friabil; pori și canale de rădăcini frecvente; crotovine; efervescentă puternică cu HCl dil.; vinișoare frecvente, pete și concrețiuni de carbonați rare; trecere treptată.

C<sub>2</sub> 143—170 cm; caractere asemănătoare cu cele ale orizontului imediat superior; vinișoare și pete de carbonați frecvente; concrețiuni medii și mari, rare; trecere treptată.

D 170—207 cm; lut greu; brun-brun-gălbui (10 YR 5/3,5) ușor mai roșcat, cu pete mai închise în stare umedă și brun-brun pal (10 YR 5,5/3) în stare uscată; friabil; pori și canale de rădăcini frecvente; rare aglomerate zoogene; efervescentă puternică cu HCl dil.; concrețiuni mari, dure, de carbonați.

##### **2. Deschiderea de la Oncești**

A + B 0—65 cm; solul actual, un cernoziom levigat slab, pe pantă.

C 65—125 cm; orizontul C al solului actual dezvoltat în loess; pseudomicelii și concrețiuni mici frecvente; trecere treptată.



**DAf<sup>1</sup>** 125—146 cm ; orizont de tranziție spre un sol îngropat ; lut mediu ; brun-gălbui deschis (10 YR 6/4) cu pete mari brun-gălbui (10 YR 5/4), în stare umedă și brun foarte pal (10 YR 7/4) cu pete brun pal (10 YR 6/3), în stare uscată ; fără structură (masiv), pe alocuri aglomerate zoogene ; friabil ; dur ; pori și canale fine de vechi rădăcini, frecvente ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; concrețiuni mici, pete și pseudomicelii ; trecere clară.

**Af<sup>1</sup>** 146—186 cm ; lut greu ; brun încis-brun (7.5 YR 4,5/4), în stare umedă și brun-gălbui deschis-brun deschis (8.75 YR 6/4), în stare uscată ; fără structură (masiv), pe alocuri cu aglomerate zoogene ; friabil ; foarte dur ; pori frecvenți și canale de rădăcini fine, unele cu tubușoare de carbonați ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; frecvențe concrețiuni mici, care ca și cele din orizontul imediat superior, aparțin solului actual ; trecere treptată.

**Bf<sup>1</sup>** 186—270 cm ; lut greu, spre bază lut greu-lut mediu ; brun-brun încis (7.5 YR 4,2,5), în stare umedă și brun (7.5 YR 5/4), în stare uscată ; partea inferioară a orizontului are culoarea mai deschisă : brun (7.5 YR 5/4), în stare umedă și brun-brun pal (8.75 YR 5,5/3,5), în stare uscată ; structură, moderat dezvoltată, columnoidă medie ; friabil ; foarte dur ; pori și frecvențe canale de rădăcini fine ; crotovine și canale de rîme ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; vinișoare de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  ; trecere clară.

**Cf<sup>1</sup>** 270—340 cm ; loess ; lut mediu ; brun-gălbui deschis-galben pal (1.25 Y 6/4), în stare umedă și galben pal (2.5 Y 7,5/4) în stare uscată ; fără structură (masiv) friabil ; dur ; pori rari, materialul este oarecum tasat ; crotovine și canale de rădăcini frecvente ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; pete și rare concrețiuni de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  ; trecere treptată.

**Df<sup>1</sup>** 340—475 cm ; loess ; caractere asemănătoare cu ale orizontului imediat superior, dar fără acumulații de carbonați ; aglomerate zoogene din material adus din orizonturile superioare ; multe crotovine ; pori și canale de rădăcini fine, foarte frecvente ; trecere clară.

**DAf<sup>2</sup>** 475—537 cm ; orizont de tranziție spre un alt sol îngropat ; lut mediu-lut greu ; brun intens-galben-roșcat (7.5 YR 5,5/6), în stare umedă și brun-gălbui deschis (10 YR 6/4), în stare uscată ; structură, slab dezvoltată, alunară (poliedrică subangulară) ; friabil ; dur ; pori și canale de rădăcini frecvente ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; rare concrețiuni, în curs de alterare, aparținând solului imediat superior ; trecere treptată.

**Af<sup>2</sup>** 537—564 cm ; lut greu ; brun-brun intens (7.5 YR 5/5), în stare umedă și brun-brun deschis (7.5 YR 5,5/4), în stare uscată ; structură, moderat dezvoltată, alunară (poliedrică subangulară) medie și columnoidă ; friabil ; foarte dur ; pori și canale de rădăcini frecvente ; canale de rîme ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; rare acumulații neconsolidate de carbonați ; trecere treptată.

**Bf<sup>2</sup>** 564—596 cm ; argilă ușoară ; culorile ca în orizontul imediat superior ; structură, moderat dezvoltată, columnoidă ; pe fețele agregatelor structurale, peliculă discontinuă de argilă și pete ferimanganice ; ferm ; foarte dur ; pori fini și canale de rădăcini ierboase ; efervescentă puternică cu HCl dil., îndeosebi pe fețele agregatelor ; trecere treptată.

**Bf<sup>2</sup>** 596—695 cm ; argilă ușoară ; brun încis-brun (7.5 YR 4,5/4), în stare umedă și brun (7.5 YR 5/4), în stare uscată ; structură columnoidă ; peliculă de argilă discontinuă ; pete ferimanganice și bobovine mici ; celealte caractere ca în orizontul imediat superior ; trecere clară.



Cf<sup>2</sup> 695—755 cm + ; lut greu-argilă ușoară ; brun-brun intens (7.5 YR 5/5), în stare umedă și brun deschis (7.5 YR 6/4), în stare uscată ; efervescență puternică cu HCl dil. ; concrețiuni mici frecvente.

### 3. Deschiderea de la Ghizdaru

- 0—85 cm ; lut greu <sup>4</sup> ; roșu-gălbui (5 YR 4/6 în stare umedă și 5 YR 4,5/6 în stare uscată) ; pete rare de culoare roșu închis-roșu (2,5 YR 3,5/6), în stare umedă și roșu (2,5 YR 4/6), în stare uscată ; structură prismatică și nuciformă (poliedrică angulară) medie și mare, bine dezvoltată ; peliculă discontinuă de argilă pe fețele elementelor structurale ; ferm ; extrem de dur ; rare canale de rădăcini fine ; efervescență puternică cu HCl dil. ; mult CO<sub>2</sub>Ca acumulat sub formă de concrețiuni dure sau făinoase pe crăpături orientate vertical sau oblic ; trecere treptată.
- 85—130 cm ; lut greu ; roșu-gălbui (5 YR 4/6 în stare umedă și 5 YR 4,5/6 în stare uscată) ; celelalte caractere ca în orizontul imediat superior ; concrețiuni mai rare ; pete manganice pe fețele agregatelor structurale ; trecere clară.
- 130—157 cm ; caractere asemănătoare cu cele ale orizontului imediat superior ; dar concrețiunile sunt foarte frecvente (ar putea fi separat ca un orizont C) ; rare pete manganice pe fețele agregatelor structurale ; trecere clară.
- 157—216 cm ; aceleași caractere ; pietriș mic, rulat, rar ; peliculă discontinuă de argilă și pete manganice, pe fețele agregatelor structurale ; concrețiuni mari de carbonați, îmbrăcate în peliculă de oxizi de fier, orientate vertical, mai rare ca în orizontul superior ; trecere netă, dar limbi din acest material pătrund în orizontul inferior.
- 216—300 cm ; depozit leossoid, puternic imbogățit în carbonați ; caracterele originare ale materialului se păstrează numai la baza orizontului ; limbi, constituite din material asemănător celui din orizontul imediat superior, împart orizontul în coloane de 10—30 cm (sau mai subțiri) grosime ; în interiorul acestor coloane se observă uneori concrețiuni de carbonați ; materialul loessoid de la bază prezintă următoarele caractere : lut mediu cu 3% nisip grosier ; brun-gălbui-galben-bruniu (10 YR 5,5/6), în stare umedă și galben pal (2,5 Y 7,5/4) în stare uscată ; fără structură ; friabil ; dur ; pori frecvenți ; fluturași de mică ; efervescență puternică cu HCl dil. ; materialul, care formează limbile și care reprezintă cca 35% din orizont, are următoarele caractere : lut greu ; roșu-gălbui (5 YR 4/6 în stare umedă și 5 YR 4,5/6 în stare uscată) ; se rupe în agregate nuciforme (poliedrice angulare) ; peliculă discontinuă de argilă și pete manganice pe fețele agregatelor structurale ; ferm ; extrem de dur ; efervescență puternică cu HCl dil. ; mici concrețiuni ; trecerea între acest orizont și cel imediat următor este netă.
- Af (?) 300—335 cm ; lut mediu cu 10% nisip grosier ; roșu-gălbui (5 YR 4,5/6 cu pete 5 YR 4/6), în stare umedă și brun intens-brun-roșcat (7,5 YR 5/6—5 YR 5/4), cu pete roșu-gălbui (5 YR 4/6), în stare uscată ; structură nuciformă (poliedrică angulară), moderat dezvoltată ; pete manganice mici pe fețele agregatelor structurale ; fluturași de mică frecvenți ; rare canale de rădăcini ; friabil ; foarte dur ; nu face efervescență cu HCl dil. ; pe alocuri concrețiuni alterate, orientate pe verticală, provenite din orizontul imediat superior ; trecere ondulată.
- Bf 335—472 cm ; nisip lutos-nisip legat ; spre baza orizontului nisip, în care apar pungi mai mari sau mai mici cu textură mai fină ; orizontul se subîmparte într-un Bf<sub>1</sub>,

<sup>4</sup> Lut greu, după clasificarea lui N. Kacinski, dar cu 43—47% argilă < 0,002 mm.

335—390 cm, în care materialul nisipos prezintă următoarele caractere: textura nisip lutos-nisip legat cu > 28% nisip grosier; brun intens (7,5 YR 5/6), în stare umedă și roșu-gălbui (7,5 YR 6/6), în stare uscată; fără structură; foarte friabil; dur; fluturasă de mică foarte frecvenți; rare canale de rădăcini fine; nu face efervescentă cu HCl dil.; pungile cu textură mai fină prezintă caracterele următoare: lut mediu cu 17% nisip grosier; celelalte caractere asemănătoare cu cele ale orizontului Af; trecere treptată.

Bf<sub>2</sub> 390—472 cm; materialul nisipos; nisip legat-nisip; brun-gălbui închis (10 YR 4/4) cu pete ceva mai roșii, în stare umedă și brun-gălbui deschis-galben-bruniu (10 YR 6/5), în stare uscată; celelalte caractere asemănătoare cu cele ale același material din Bf<sub>1</sub>; pe alocuri se observă o stratificare a materialului: pungile prezintă următoarele caractere: lut ușor-lut mediu; roșu-gălbui (5 YR 5/6 cu pete 5 YR 4/6), în stare umedă și brun intens-galben-roșcat (7,5 YR 5,5/6, în stare uscată; celelalte caractere asemănătoare cu cele ale materialului din pungile din Bf<sub>1</sub>; trecere netă spre orizontul inferior.

472—479 cm; placă de carbonați (77,8% CO<sub>3</sub>Ca) cu pete ferimanganice (de fapt pelicule fine de oxizi prinse între strate tot subțiri de carbonați); pe alocuri apar, succedindu-se pe verticală, cîte două asemenea plăci la cîțiva centimetri între ele; pe orizontală placa poate fi continuă pe cîțiva metri; trecere netă.

Bdf 479—530 cm;; nisip legat (in general textură variată de la nisip legat la nisip) stratificat; brun-oliv deschis (2,5 Y 5/4), în stare umedă și galben pal (5 Y 7/3), în stare uscată; dungi și pete galbene (10 YR 7/6 în stare umedă și uscată); fluturasă de mică foarte frecvenți; efervescentă puternică cu HCl dil. în pete; pe alocuri nu face efervescentă; apar pungi mai rare, care prezintă următoarele caractere: lut ușor; brun intens-roșu gălbui (7,5 YR—5 YR 5/6), în stare umedă și brun intens-galben-roșcat (7,5 YR 5,5/6), în stare uscată; celelalte caractere asemănătoare cu cele ale pungilor din orizontul Bf; efervescentă moderată cu HCl dil. sau fără efervescentă; trecere netă.

530—565 cm +; nisip micaceu stratificat; oliv (5 Y 4/3), în stare umedă și cenușiu-oliv deschis-cenușiu deschis (5 Y 6,5/2), în stare uscată, cu benzi de culoare roșcată; sub 565 cm trece treptat în nisipuri mai grosiere cu lentile de pietriș și apoi în strate de Frătești.

#### SOLURILE FOSILE ȘI MATERIALELE LOR PARENTALE

Din descrierile de mai sus<sup>5</sup>, rezultă că pînă la adîncimea de cca 7,55 m, în deschiderea de la Oncești se constată prezența a două benzi de soluri îngropate (pl. I).

Prima bandă apare la 125 cm adîncime și este constituită dintr-un sol, cu caractere cernoziomice, ca și solul actual. Grosimea orizonturilor A + B este de 124 cm (cernoziomurile levigate moderat, actuale au grosimea solumului între 100—130 cm, iar profilul descris mai sus 121 cm). Morfologic, se deosebește de solul actual prin culoarea lui mai deschisă (caracter observat, la majoritatea solurilor îngropate) și ușor mai roșcată (se incadrează în nuanțe de 7.5 YR și 8.75 YR, iar solul actual în 10 YR,

<sup>5</sup> De solul actual și materialul lui parental ne vom ocupa separat (vezi mai departe).



spre bază ușor mai roșcat). S-a format pe loess cu textură mai grosieră decât loessul care-l acoperă și care constituie materialul parental al solului actual. Conține 24% argilă sub 0,002 mm, față de 35% cît are loessul actual (tab. 1). Se remarcă însă o textură mai fină în orizonturile A și B și o trecere texturală netă spre orizontul C (de la 33,4% argilă sub 0,002 mm în partea inferioară a orizontului B la 24,3% în orizontul C). Același caracter, dar cu o trecere mai treptată spre orizontul inferior (de la 43,0% argilă sub 0,002 mm în orizontul A la 35,5% în orizontul C), se observă și la solul actual. În ambele profile, este vorba atât de o argilizare *in situ*, ca urmare a procesului de solificare, cît și, probabil, de o textură mai fină a materialului parental, așa cum, de altfel, se constată la solurile din întreaga Cîmpie Română (A n a C o n e a et al., 1963). Solul îngropat, al cărui profil a fost inițial spălat de săruri, este carbonatat secundar (în partea superioară a profilului s-au acumulat și sub formă de concrețiuni carbonații spălați din solul actual). Orizontul lui C este însă clar diferențiat (v. descrierea și diagrama din pl. I). Conținutul în substanță organică este scăzut (tab. 1), dar acumulat pe grosime mare. El nu explică culoarea închisă a solului, ca și în cazul altor soluri cernoziomice îngropate (M. P o p o v ă t et al., 1964).

Materialul lui parental prezintă trăsăturile caracteristice loessului (52% particule între 0,01 și 0,05 mm diametru, lipsă aproape totală a nisipului grosier, culoare brun-gălbui deschis—galben pal, porozitate mare, lipsă unei stratificări etc.).

A doua bandă este constituită dintr-un sol cu caractere argilo-iluviale. Grosimea orizonturilor A + B este de 158 cm. Morfologic, se aseamănă cu solurile silvestre brune roșcate actuale, formate pe materiale parentale cu textură fină. Prin caracterele morfologice — peliculă de argilă pe fețele agregatelor structurale —, orizontul B aparține tipului argilo-iluvial. Datele analitice (tab. 1) arată o însemnată diferențiere texturală între orizontul A și B, iar prezența bobovinelor și petelor ferimanganice un exces de umiditate, într-o perioadă a anului, în orizontul B. Culoarea orizonturilor, în deosebi a celor superioare, este mai deschisă decât a majorității solurilor silvestre brune roșcate actuale. Ea se menține roșcată și în orizontul C, care are și o textură mai fină decât a loessului care acoperă solul. Acest fapt presupune fie că solul nu s-a format pe loess (deși, după cum se constată din datele analitice ale orizonturilor A și B, materialul nu conține nisip grosier), fie că ultimul orizont descris de noi, orizontul C al solului, face tranziția spre un alt sol îngropat și a fost afectat de procesul de solificare. Solul a fost, ca și precedentul, spălat de săruri, dar ulterior recarbonatat (cum arată prezența carbonaților, antrenați pe fisuri, pe fețele agregatelor struc-



turale). Conținutul în substanță organică este mai scăzut ca cel din solul din prima bandă.

În deschiderea de la Ghizdaru, stratul superior (216 cm) este constituit din argile (luturi grele în clasificarea lui N. K a i n s k i , dar cu argilă sub 0,002 mm între 39,1 și 47,1 %), conținând particule grosiere (2 – 0,2 mm) între 4 și 6 %. În general textura este din ce în ce mai fină dinspre bază spre partea superioară a stratului. Deși nu se observă clar o stratificare, materialul nu pare omogen. Conține concrețiuni calcaroase, mai frecvente între 130 – 157 cm (v. descrierea și pl. II, fig. 1, 2). Conținutul în carbonați al materialului (fără a lua în considerare concrețiunile) este în general scăzut. Foarte redus este conținutul în substanță organică. Caracterele acestui strat duc la concluzia că el nu pare a fi un sol *in situ*, ceea ce, mai degrabă, este un material deluvial remaniat dintr-un sol bine dezvoltat, ținând seama de culoarea lui care se încadrează pe tabele 5 YR și 2.5 YR, culoare considerată „o reflectare a climatelor temperate, calde, sau tropicale” (J. T h o r p , 1965,) și caracteristica solurilor denumite „terra rossa” la noi, ca și în regiunile mediteraneene. Depunerea lui nu s-a făcut în același ritm, remarcindu-se cel puțin o fază de încetinire, care a durat un timp suficient și a avut condiții climatice favorabile spălării de săruri a materialului și formării orizontului cu acumulări de carbonați mai frecvente, care prezintă aspect de orizont C.

Trecerea netă spre stratul subjacent arată clar o discontinuitate lito-logică. În adevăr, pe o grosime de 84 cm, apare un material, care în ansamblu prezintă aspectul unei cruste calcaroase (pl. II, III). În afară de cantitatea mare de carbonați, sunt de remarcat alte două caractere ale acestui orizont : 1, conținutul în carbonați scade de la 64,2 % în partea superioară, la 20,3 % în partea inferioară a orizontului (tab. 1, pl. I) ; caracterele morfologice și datele analitice arată că este vorba de un material loessoid cu textură de lut mediu, care în partea superioară a fost puternic îmbogățit în carbonați, ca urmare, desigur, a unui proces pedogenetic ; 2, orizontul este fragmentat de o rețea de pene, umplute cu material din stratul argilos suprajacent. Datele din tabelul 1 arată o compozиție granulometrică identică între materialul din aceste pene și cel de la baza stratului argilos. Presupunem că penele s-au format ulterior, dată fiind trecerea netă între ele și coloanele calcaroase în care împart acest orizont, iar materialul din care sunt constituite provine din stratul suprajacent, fiind antrenat mecanic pe crăpături.

Cu alte cuvinte, orizontul calcaros este un orizont C bine dezvoltat al unui sol care trebuie să fi avut, ca să se poată acumula, o cantitate atât de mare de carbonați, și o grosime mare (ținând seama că materialul lui



parental avea sub 20%  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , adică mai puțin decât cantitatea existentă la baza orizontului, vezi mai sus) și să fi fost supus unui proces îndelungat (sau dacă nu îndelungat, foarte intens) de solificare, în condiții care să permită spălarea sărurilor pe profil. Două întrebări, care se pun și la care, după datele de care dispunem nu putem da încă un răspuns, sănătatea următoarele: prima, argilele roșii suprajacente, care formează și penele, provin din remanierea însăși a solului format pe depozitul din care a rămas numai un orizont C, care fiind dur a opus rezistență la eroziune sau ele sănătatea formării unei „rubefacții” a fost contemporană cu procesele de pedogeneză și eroziune, care afectau... în condițiile unui climat tropical, cald și umed, cu două anotimpuri... rocile în general, calcaroase... dar cîteodată chiar necalcaroase”, cum explică un pedolog francez originea unor depozite asemănătoare din unele văi din Algeria (G. Gauthier, 1947,)? A două întrebare se referă la materialul parental al orizontului calcaros: este un depozit loessoid (cum arată culoarea, și într-o măsură mai mică granulometria<sup>6</sup>) sau este însuși complexul marnos, care ar putea explica proveniența unei cantități atât de mari de carbonați? Semnalăm numai că, în aceeași regiune din Algeria, sănătatea și cruste calcaroase, cu structură zonară, care suportă „soluri rubefiate, a căror grosime depășește rareori 2 m și care sănătatea adesea trunchiate de eroziune” (G. Gauthier, 1947). Crustele calcaroase s-au format tot într-un climat cald și umed, în procesul pedogenetic, carbonatul de calciu constituind „faza solubilă migratoare, faza reziduală fiind formată din terra rossa” (H. Durand, 1963).

Deci și într-o regiune mediteraneană – și la noi la fel – soluri sau depozite roșcate se asociază cu cruste calcaroase.

Orizontul calcaros este delimitat net și în partea lui inferioară. Rare fragmente calcaroase pătrund în orizontul inferior, constituit dintr-un sol format chiar pe nisipurile, indicate de E. Liteanu (1963 a), ca dezvoltindu-se imediat deasupra stratelor de Frătești (v. descrierea și schița profilului în pl. I). Este așa dar, unul din cele mai vechi soluri cuaternare, grosimea depozitelor pe care le suportă permitîndu-ne să presupunem că el s-a format într-o fază, imediat următoare depunerii nisipurilor. Așa dar, o dată cu încetarea depunerii aluvialilor, s-au creat condițiile favorabile manifestării procesului de solificare. Coloristic, atât orizontul A, cât și orizontul B se încadrează în nuanța 5YR, materialul parental al solului fiind brun oliv deschis. Stratul afectat de solificare este gros: 230 cm, dar neuniform alterat. Cu excepția unui orizont superior gros de 35 cm, aproximativ uniform solificat, în celelalte orizonturi se observă o alternanță de frag-

<sup>6</sup> Nisip grosier 3,1%, fracțiuni între 0,01–0,05 mm numai 29,4%.

TABELA  
Analisti : P. Vasilescu (granulometrie),

Orizont	Adincime cm	Humus %	CO <sub>3</sub> Ca %
<i>Cernoziom levigat moderat,</i>			
Aa	0—23	3,53	
An	35—48	3,27	
AB	59—70	2,40	
B <sub>1</sub>	84—96	1,71	
B <sub>2</sub>	104—114	1,42	
C <sub>1</sub>	129—141	—	13,7
C <sub>2</sub>	148—166	—	11,1
CD	173—183	—	13,4
D	185—207	—	12,4
<i>Deschidere</i>			
tranzitie spre sol ingropat		125—140	0,51
Sol cernoziom- mic ingropat	Af <sup>1</sup>	160—175	0,65
		190—205	0,75
	Bf <sup>1</sup>	215—230	0,70
		240—255	0,55
Cf <sup>1</sup>		285—300	0,21
loess Df <sup>1</sup>		410—420	0,19
tranzitie spre sol ingropat		500—515	0,23
sol silves- tru ingro- pat	Af <sup>2</sup> (?)	545—560	0,30
	Bf <sup>2</sup>	570—585	0,50
		610—625	0,53
<i>Deschidere</i>			
argile si luturi argiloase roscate		20—35	0,57
		55—70	0,15
		85—95	0,16
		130—145	0,10
		180—195	0,11
limbi din luturi argiloase		216—300	0,13
depozite loessoide	partea superioara	230—255	—
	partea inferioara	280—300	—

## LUL 1

Margareta Dobrescu (humus și carbonați)

Fracțiuni granulometrice (%) recalculate fără humus și săruri									
2–1 mm	1–0,5 mm	0,5–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,0–0,05 mm	0,05–0,02 mm	0,02–0,002 mm	<0,002 mm	<0,001 mm	<0,01 mm

NW Hodivoia (1, P 98)

	0,3		0,3	2,7	27,8	30,4	38,5	35,3	53,8
	0,2		0,6	2,7	26,0	27,5	43,0	39,7	56,9
	0,2		0,2	4,1	26,2	28,2	40,9	37,3	54,4
	0,2		0,5	3,5	27,1	30,6	38,1	34,2	53,7
	0,2		0,5	4,1	29,3	30,4	35,5	31,7	50,5
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,2		0,2	3,6	30,2	30,4	35,4	32,4	50,3
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,1		0,5	3,4	28,8	32,2	35,0	32,0	49,6

Oncești (2)

	0,2		1,2	6,8	31,3	29,9	30,5	27,2	43,7
	0,2		0,8	5,6	30,4	28,7	34,2	31,4	46,6
	0,2		1,1	6,1	28,3	26,9	37,2	34,1	50,5
	0,2		1,1	6,1	30,5	27,3	34,8	31,6	47,4
	0,2		1,0	7,2	30,8	27,5	33,4	29,8	45,5
	0,0		1,4	9,5	34,2	30,5	24,3	21,0	37,2
	0,2		1,3	7,4	30,9	35,6	24,5	22,2	40,2
	0,1		0,7	5,2	31,4	30,6	31,9	28,8	44,8
	0,1		1,2	3,7	23,9	30,1	40,9	35,3	55,0
	0,2		0,8	2,7	21,3	26,2	48,8	43,9	61,2
	0,2		0,6	2,3	21,8	24,7	50,3	46,1	61,5

Ghizdaru (3)

0,1	0,2	3,7	8,4	6,5	15,3	18,7	47,1	44,4	56,4
0,0	0,2	4,2	10,6	8,6	15,5	17,9	43,0	39,7	51,9
0,0	0,3	4,7	11,8	8,9	15,9	17,4	41,0	36,2	50,0
0,0	0,2	4,1	11,4	8,4	14,0	20,2	41,7	38,5	52,3
0,1	0,3	5,0	10,8	9,9	15,3	19,5	39,1	37,0	49,4
0,0	0,3	5,1	10,5	8,7	15,6	20,3	39,5	25,9	49,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,0	0,2	2,9	12,7	19,7	18,7	20,9	24,9	21,0	35,1



Orizont		Adîncime cm	Humus %	$\text{CO}_3\text{Ca}$ %
sol îngropat	Af (?)	315—332	0,10	0,8
	Bf   pungi nisip	357—385	0,12 0,06	0,5 0,1
	Bf   pungi nisip	405—430	0,06 0,04	0,1 0,1
	placa din $\text{CO}_3\text{Ca}$		472—479	—
	BDf   pungi nisip	490—520	0,11 0,07	2,7 8,4
	nisipuri fluviatile		532—542 550—565	0,10 0,12
				2,3 6,1

mente mai slab sau mai intens afectate de solificare. Solul prezintă un orizont B în pungi, orientate vertical, în care materialul parental este din ce în ce mai slab alterat spre bază. Analiza granulometrică arată un conținut de argilă care scade de la 26,2% în orizontul superior, la 20,2% în pungile de la adâncimea de 190—220 cm, de la vechea suprafață a solului. Între pungi, materialul este slab solificat, observându-se chiar stratificarea originală. Conținutul în argilă al acestor fragmente slab solificate, deși scade în general spre baza profilului, sugerează compoziția granulometrică inițială a unui material stratificat.

S-ar putea presupune o textură variată a depozitului pe care s-a format solul. Dar orientarea pe verticală a pungilor de orizont B, și scădere treptată a conținutului de argilă spre baza profilului, arată că nu poate fi vorba de o asemenea stratificare.

Dovada sigură a existenței unui asemenea proces o aduce însă studiul micromorfologic, în secțiuni subțiri, a două probe din pungile de orizont B. Aceste secțiuni subțiri au fost preparate în laboratorul de mineralogie a solului din Întreprinderea geologică de prospecții, iar analizarea lor o datorăm lui M. O p r i ş. Prima secțiune (pl. IV, fig. 1,2,3) a fost făcută într-o probă colectată din orizontul Bf<sub>1</sub>, adică de la adâncimea de 357—385 cm sau 57—85 cm de la fosta suprafață a solului.

Textura grosieră a materialului parental face ca în secțiune să apară o cantitate mare de schelet, în general colțurat sau slab rotunjit, format

(urmare tabelul 1)

Fracțiuni granulometrice (%) recalculate fără humus și săruri									
2–1 mm	1–0,5 mm	0,5–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,0–0,05 mm	0,05–0,02 mm	0,02–0,002 mm	<0,002 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0,1	0,4	10,1	23,6	9,6	13,6	16,4	26,2	23,9	31,5
0,0	0,8	16,4	22,7	9,0	11,7	14,2	24,8	22,5	32,0
0,0	0,9	27,7	45,0	10,0	3,2	3,3	9,9	9,1	11,6
0,0	0,6	17,3	21,9	11,9	12,3	12,6	23,4	20,8	29,6
0,2	1,9	35,5	44,2	10,0	2,7	1,2	4,2	3,8	5,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,1	0,5	10,9	25,7	14,5	13,8	14,3	20,2	18,9	27,7
0,0	0,2	2,9	37,6	40,2	9,6	3,8	5,7	4,8	7,4
0,1	0,8	26,5	64,0	4,1	1,8	1,0	1,7	1,4	2,1
0,0	0,7	9,1	29,9	53,3	2,7	1,7	2,6	2,2	3,9

predominant din cuarț. În cantități mici și în parte alterați apar muscovitul, biotitul, feldspații etc.

O plasmă brun-gălbui umple aproape în întregime spațiile dintre grăunții scheletului. Apar goluri rare și de forme neregulate. În mare parte plasma, predominant argilică, dar având difuzează în masa ei oxizi de fier — formează cutane pe suprafața grăunților de schelet. Cu nicolii în cruce, masa plasmică arată zone alungite birefringente — asamblaje plasmice sepice — care trec în cutane iluviale argilice, orientate pe suprafața grăunților scheletului și care prezintă, în general, tente mai gălbui decât restul plasmei. Pe peretii unor pori și pe grăunții de schelet din vecinătatea imediată apar cutane argilice gălbui, stratificate, foarte bine diferențiate de matricea S, prin limite precise și cu o orientare optică a componentelor puternică.

Toate caracterele de mai sus — birefringență ridicată în masa plasmică sub forma de zone alungite, cutanele argilice care îmbracă grăunții scheletului și care sunt legate între ele prin punți și cutanele argilice stratificate care tapisează unii pori — arată că în sol a avut loc un intens proces de translocare a argilei.

A doua secțiune a fost făcută în materialul colectat din pungile de la baza profilului (sub placă de calcar). La microscop se observă, ca și în prima probă, o cantitate mare de schelet, grăunții fiind ușor mai rotunjiți. În masa plasmică, mai bogată în oxizi de fier decât la proba anterioară,



apar zone birefringente vagi. Probabil ele sint rezultatul unei orientări a particulelor *in situ*. Este posibil însă ca, pe alocuri, avind în vedere modul în care se bifurcă zonele birefringente la contactul cu unii grăunți, să se fi produs și o deplasare, cu caracter iluvial, a plasmei.

Prin aceste caractere se diferențiază pungile cu textură mai fină de materialul slab solificat, supus numai unui proces de alterare, cu liberare de oxizi de fier, care leagă grăunții de schelet<sup>7</sup>.

Solul nu conține substanță organică, nici chiar în orizontul notat de noi cu A.

Un sol cu caracterele arătate mai sus, presupune condiții de formare corespunzătoare unui climat cald și umed. Dar în profil se remarcă prezența, la 172 cm de la fosta suprafață a unei plăci calcaroase subțiri (descrierea și pl. II, fig. 2), formată prin depunerea succesivă de strate fine orizontale de carbonați, unele colorate diferit, cele mai multe albicioase. Procentul de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  este ridicat: 77,8% (tab. 1)<sup>8</sup>. Placa este continuă orizontal pe mulți metri, iar cînd se întrerupe, poate apare alta cu cîțiva cm mai sus sau mai jos. Datele analitice arată că, în general, nisipurile care constituie materialul parental al solului au un conținut relativ scăzut de carbonați, iar profilul de sol a fost spălat de carbonați. Carapacea calcaroasă s-a format prin acumularea carbonaților antrenați descendenter în perioadele ploioase din orizonturile superioare, dar și ascendent în perioadele uscate. Ea nu este situată la baza stratului afectat de solificare, pungi de orizont B apărînd și sub ea, ceea ce însemnează că formarea ei a început cînd procesul de solificare era destul de avansat<sup>9</sup>.

Sub acest sol, urmează nisipuri micacee predominant fine și medii (tab. 1).

<sup>7</sup> Cantitatea de oxizi liberi este însă în general scăzută, după cum rezultă din datele analitice (analist Vasilica Neacsu):

Adâncime cm	Oxizi liberi %			
	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	MnO	$\text{R}_2\text{O}_3$
315—332	1,45	0,55	0,46	2,00
357—207 pungi	1,48	0,24	0,26	1,72
nisip	1,14	0,36	0,26	1,50
405—430 pungi	1,34	0,28	0,26	1,62
490—520 pungi	1,31	0,47	0,24	1,78

<sup>8</sup> Pentru asemenea formațiuni din Algeria, H. Durand (1963) indică un conținut de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  în jur de 75%.

<sup>9</sup> După a 7-a Aproximație, solul ar fi un Xeralf. Asemenea soluri se întâlnesc azi în regiunile mediteraneene.

Succesiunea de strate studiate de noi în deschiderile de la Oncești și Ghizdaru nu reprezintă o situație locală. Ea poate fi urmărită și în următoarea descriere, sumară și fără indicarea grosimii stratelor, dată de E. Liteanu (1963 c) :

1, sol ; 2, praf argilos-nisipos, slab micaceu, de culoare galbenă ; 3, nisip fin prăfos, slab micaceu, necoeziv, galben ; 4, argilă nisipoasă roșcată ; 5, orizont cu concrețiuni calcaroase nediferențiate în partea superioară, diferențiate la baza stratului, în concrețiuni mari și chiar plăci calcaroase ; 6, nisip fin, cenușiu albicios, micaceu, cu intercalații feruginoase și calcaroase ; 7, pietriș cu nisip grosier și mărunt ; 8, marne cenușii negricioase.

Se recunosc în această descriere la nr. 6 nisipurile și solul format pe ele „cu intercalații feruginoase și calcaroase”, la nr. 5 crusta calcaroasă, la nr. 4 argilele roșcate, nr. 1—4 reprezentând depozite loessoide, în care nu sînt semnalate soluri fosile îngropate.

Această secțiune a fost întîlnită de E. Liteanu, în malul Oltului, la sud de satul Uda-Paciurea, deci la o distanță apreciabilă de secțiunea de la Oncești-Ghizdaru.

De asemenea, D. Slăvăcoacă și C. Opran (1963, p. 143) au descris în capătul de W al comunei Gogoșari, în malul stîng al văii, următoarea succesiune :

1, 1,20 m sol ; 2, 2,50 m, argilă roșie nisipoasă cu concrețiuni calcaroase ; 3, 0,20 m, orizont de concrețiuni calcaroase ; 4, 0,50 m, argilă roșie nisipoasă ; 5, 0,25 m, orizont de concrețiuni calcaroase ; 6, 0,20 m, argilă roșie nisipoasă ; 7, 0,15 m, orizont de concrețiuni calcaroase ; 8, 0,60 m, argilă roșie nisipoasă ; 9, 1,20 m, nisip argilos cu intercalații cilindrice verticale de argilă roșie nisipoasă ; 10, 0,20 m, placă de concrețiuni calcaroase ; 11, 1,40 m, nisip mărunt cenușiu închis spre negru, dispus în lentile centimetriche ; 12, 5,40 m, nisip mărunt slab micaceu de culoare galbenă, cu intercalații feruginoase la bază, cu pietrișuri mărunte.

În această succesiune, nisipurile de la nr. 11 corespund nisipurilor de la baza deschiderii descrise de noi. Solul format pe ele, probabil cu placa lui calcaroasă, se recunoaște la nr. 9 și 10, iar deasupra lui urmează 4,40 m de argile roșii, pe care le paralelizăm cu argilele roșii întîlnite în deschiderea de la Ghizdaru, deși autorii le consideră de „tip loessoid”. Lipsește orizontul calcaros, care se interpune între solul nisipos și argile și care a fost probabil aici complet erodat. La o anumită rezervă în privința originii periglaciale a „intercalațiilor verticale cilindrice sau conice cu vîrful în jos, constituite din argile nisipoase, care se întrepătrund cu nisipurile de la partea superioară a stratelor de Frătești” (op. cit. p. 144), ne obligă atât



caracterele menționate ale solului format pe nisipuri, cît și forma acestor intercalății.

Asemănarea între cele trei secțiuni este evidentă și permite să presupunem o evoluție asemănătoare — pînă la nivelul de faze —, cel puțin pînă după depunerea argilelor roșii, a părții sudice a Cîmpiei Române dintre Argeș și Olt.

#### MATERIAL PARENTAL AL SOLURILOR ACTUALE

Ne vom referi la materialul parental al solurilor de pe cîmpia dintre lunca Dunării la sud, valea Cilniștei și Neajlovului la nord, lunca Argeșului la est și a rîului Vedea (și Teleorman) la vest. Acest sector cuprinde o parte din cîmpia de platformă, și o parte din Cîmpia Română orientală (E. L i t e a n u , 1963 a), sau mai precis Burnasul (constituit din cîmp și terase) și o parte din cîmpia Cilniștei. Ca soluri, se succed, dinspre sud spre nord : cernoziomuri carbonatice, cernoziomuri, cernoziomuri levigate (slab, moderat, puternic și foarte puternic) și soluri brun-roșcate, adică soluri cu profil din ce în ce mai dezvoltat. Aceste soluri sunt formate pe depozite a căror compoziție granulometrică se schimbă treptat pe aceeași direcție, S-N. Diferențe în textura depozitelor de suprafață din cîmpia dintre Olt și Argeș au fost remarcate de E m . P r o t o p o p e s c u - P a k e (1923), în primele cercetări pedologice în regiune întreprinse în anul 1907. El arată că „loessul de pe terasele inferioare ( $t_1$  și  $t_2$ ) ale Dunării și de pe terasele rîurilor mari, este mult mai nisipos și mai puțin legat decît loessul de pe cîmpie și de pe terasele superioare ( $t_4$  și  $t_3$ ) ale Dunării” (op. cit. p. 34—35). E . L i t e a n u (1953) subliniază că „depozitele loessoide care apar în structura Burnasului și de-a lungul Cilniștei au caracter argilos. Depozitele loessoide care apar însă pe terasa inferioară a Dunării de la Giurgiu-Bujoru sunt subțiri de cca 3 m și foarte nisipoase”.

În cartările pedologice<sup>10</sup> am constatat schimbări chiar și în compoziția granulometrică a materialelor parentale ale solurilor actuale de pe cîmp. Cu date analitice, vom urmări atît schimbările texturale pe verticală cît și pe orizontală ale acestor depozite, pe trei traverse : una vestică, între Pietroșani și Drăgănești-Vlașca (pl. V A), alta vestică între Greaca

<sup>10</sup> Aceste cartări au fost întreprinse în anii : 1955 cu echipa formată din C. T u t u n e a și N. Muică (v. și A n a C o n e a et al., 1956), 1963 și 1964 cu echipa N a d i a G h i ț u l e s c u , Gr. A n d r e i , A n g e l a T e o d o r e s c u , P. G h i n e a și M. B u z a (v. și M. B u z a et al. în acest vol.) și 1965 și 1966 cu echipa N a d i a G h i ț u l e s c u , A n g e l a T e o d o r e s c u , M. B u z a și P. G h i n e a .

și Hotarele<sup>11</sup> (pl. V C) și alta situată între ele, de la Slobozia la Răsuceni (pl. V B.). Nu insistăm asupra depozitelor de pe terase, care au fost prezentate de M. Buză et al. (în acest volum). Remarcăm că pe loess, cu textură mijlocie, solurile au în orizonturile superioare textură de lut greu-lut mediu sau lut mediu (pl. V și tab. 2 A). Pe terasa Giurgiu asemenea loess nu apare decât pe fruntea terasei. În rest, îndeosebi în arealul cernoziomurilor freatic umede, materialul parental al solurilor este constituit în mare parte din depozite deluviale, cu textură mai fină (tab. 2 B).

Pe cîmp și pe terasele mai înalte textura solului și materialului parental este mai fină. În Burnas, pînă aproximativ la linia care delimită baza hidrografic al Cilniștei (pl. VI), textura materialului parental (pînă aproximativ la adîncimea de 2 m) este de lut greu. Orizonturile superioare — A sau AB<sup>12</sup>—ale solurilor (cernoziomuri levigate și soluri silvestre brun-roșcate) au de asemenea textură de lut greu, dar cu 6% mai multă argilă sub 0,002 mm, decât orizonturile inferioare — C și D (tab. 2 B).

În cîmpia Cilniștei, care corespunde ca suprafață bazinei hidrografice al pîrului, solurile și materialele lor parentale au o compoziție granulometrică și mai fină. După N. Kacinskii depozitul se încadrează tot la luturi grele, dar la limita superioară<sup>13</sup>, dar textura în orizonturile superioare ale solurilor (tot cernoziomuri levigate și soluri silvestre brune roșcate, pe areale largi freatic umede) este de argilă ușoară, la limita inferioară (tab. 2 D). Așadar, ținându-se seama de compoziția granulometrică, materialul parental al solurilor nu mai are caracterul loessului tipic — îl vom numi depozit loessoïd — îndeosebi în cîmpia Cilniștei. Desigur, odată cu textura se modifică și celelalte caractere, în primul rînd indicii hidrofizici (Gr. Obreja et al., 1962). Din diagramele din pl. V, se constată că și conținutul în carbonați este mai ridicat în loessul cu textură medie de pe terasele inferioare, decât în depozitele de suprafață de pe cîmp.

Urmărind comparativ datele din tabelul 2 C și D, se observă că, depozitele loessoide cu textură de lut greu și cele cu textură de argilă ușoară se aseamănă în ceea ce privește conținutul în particule de anumite dimensiuni. Astfel, atât în profilul solului cât și în materialul parental, procentul de nisip grosier este foarte scăzut, același la grupa C și la grupa D : 0,1–0,2%. De asemenea, conținutul de praf (particule de 0,02–0,002 mm) este foarte asemănător în orizonturile superioare ale profilelor din cele două grupe (28,2 față de 27,6 valori medii). Orizonturile inferioare se ase-

<sup>11</sup> Sector în care a efectuat cartări pedologice și a colectat probe din sol I. Munteanu în 1954.

<sup>12</sup> Nici în orizontul B, textura nu este mai fină decât lut greu.

<sup>13</sup> În sistemul american, se încadrează în clasa texturală a argilei.

TABELUL 2

Analist: P. Vasilescu

Profil nr.	Solul	Orizont A sau AB						Orizont C					
		Fractiuni granulometrice (%) recalculate fara humus si sariuri											
		2-0,2 mm	0,2-0,02 mm	0,02-0,002 mm	<0,002 mm	<0,001 mm	<0,01 mm	2-0,2 mm	0,2-0,02 mm	0,02-0,002 mm	<0,002 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
<b>A</b>													
90	Cs	1,0	46,0	25,3	28,3	24,9	38,3	0,3	48,3	25,1	26,3	24,0	36,1
101	CLs	0,6	41,4	24,7	33,3	29,8	45,6	0,5	43,4	27,1	28,9	25,4	41,0
<b>B</b>													
32	CF	1,3	38,8	25,8	34,0	29,8	46,1	1,2	40,6	26,6	31,6	28,1	45,2
93	CLF	4,8	27,4	24,0	43,8	40,4	57,5	3,3	26,6	27,0	43,1	39,1	57,7
99	L	2,7	25,9	24,1	47,3	44,4	59,9	0,6	28,5	26,1	44,8	40,2	58,3
<b>C</b>													
109 A	CLs	1,0	31,5	27,7	39,8	36,1	53,3	1,1	33,6	29,7	35,6	33,4	48,7
98	CLm	0,2	29,3	27,5	43,0	39,7	56,9	0,2	34,0	30,3	35,3	32,4	50,3
67 A	CLP	0,3	26,3	29,3	44,1	40,4	57,5	0,3	30,6	29,3	40,0	35,8	53,2
66	CLm	0,2	30,2	27,7	41,9	38,0	55,4	0,1	33,0	31,5	35,4	30,6	50,0
23 A	CLP	0,1	28,9	27,8	43,2	39,8	56,3	0,4	31,6	30,0	38,0	33,9	52,0
98	CLP	0,1	33,8	28,3	37,8	34,1	51,7	0,0	38,0	33,1	28,9	28,4	45,9
99	CLP	0,1	32,8	29,1	37,9	34,8	52,2	0,1	43,7	25,7	30,5	29,8	43,5
100	BRC	0,1	32,0	29,1	38,8	30,9	53,6	0,1	35,3	32,5	32,1	30,5	49,1
101	BR	0,0	34,5	28,2	37,3	33,8	52,1	0,1	37,9	29,2	32,8	30,0	47,2
69	CLP	0,1	33,3	28,4	38,2	34,2	52,0	0,0	38,2	29,0	32,8	28,6	46,1
103	CLP	0,1	34,5	28,7	36,7	34,3	50,6	0,1	38,2	29,5	32,2	30,3	46,1
79	BRC	0,1	33,9	27,3	38,7	35,8	51,6	0,0	37,2	29,6	33,1	29,8	47,0
102	BR	0,0	34,3	28,0	37,7	34,5	50,7	0,0	37,6	30,7	31,9	29,4	46,8
media		0,2	31,9	28,2	39,6	36,6	53,4	0,2	36,1	30,0	33,7	31,0	48,1
<b>D</b>													
185	CLFp	0,2	23,8	27,6	48,4	45,0	62,0	0,2	26,1	28,7	45,0	40,2	57,7
5	CLP	0,1	23,8	27,5	48,6	44,5	61,6	0,1	27,3	28,4	44,2	40,4	58,1
126	BRF	0,1	24,0	26,5	49,4	45,5	63,8	0,1	26,5	29,8	43,6	39,2	58,5
99 A	CLP	0,3	26,2	26,8	46,6	43,8	60,0	0,3	27,7	31,6	40,3	35,3	57,0
87 A	CLP	0,1	24,1	27,8	48,0	44,3	61,4	0,5	26,6	30,6	42,3	39,6	56,9
069	CLFp	0,1	25,0	27,9	47,0	42,3	61,8	0,2	28,6	29,1	42,1	38,1	56,3
026	CLP	0,2	25,3	29,2	45,4	45,7	58,4	0,1	29,8	30,0	40,1	36,4	55,0
media		0,1	24,6	27,6	47,6	43,9	61,3	0,2	28,6	29,7	42,5	38,4	57,1
<b>E</b>													
116 A	CLm	3,3	29,1	26,8	40,1	36,8	53,5	3,9	33,5	29,0	33,6	30,6	47,0
286	P-δ	0,4	38,7	38,0	22,9	17,4	40,1	0,4	25,8	26,5	47,3	42,3	60,1



mănă și ele din acest punct de vedere (30,0 în grupa C, 29,7 % în grupa D). În general, nu sunt diferențe mari nici între orizonturi. Deosebiri substantive se observă în conținutul de argilă și nisip fin. Mai puțin semnificative sunt diferențele în conținutul de particule de 0,01–0,05 mm (în grupa C orizont A – 36,4%, la baza profilului 38,5%, în grupa D în orizontul A 40,2%, la baza profilului 45,0% – în medie).

În marile padini din sector, pînă la adîncimea de 2 m cu excepția orizonturilor superioare ale solului, depozitul are o textură de argilă ușoară (tab. 2 E, profil 286).

Pe terasa joasă a rîului Vedea apar depozite nisipoase, remaniate eolian. Depozitele de suprafață de pe terasele mai înalte sau de pe câmp, în imediata vecinătate a nisipurilor au un procent mai ridicat de nisip grosier (tab. 2 E, profil 116 A). Pe versanți se întâlnesc depozite deluviale variate (pl. VI).

Pe o suprafață limitată, am urmărit și grosimea materialului parental al solurilor actuale. Acest lucru a fost posibil întrucât în marea majoritate a profilelor săpate și sondate pentru întocmirea hărții pedologice am întinut prima bandă de sol îngropat. Pe baza acestor date am întocmit harta cu linii de egală grosime a depozitului care constituie materialul parental al solului actual (pl. VII). Astfel, materialul parental, inclusiv profilul solului format pe el, are, obișnuit, grosimi de 200–280 cm, predominant 220–240 cm. Pe marginea interfluviilor, în apropierea văilor secundare, cît și în apropierea Cilniștei, depozitul este mai subțire. În general, grosimea lui crește dinspre nord spre sud. Aceste variații în grosimea depozitului se pot datora fie unei depunerii originare inegale a materialului, fie îndepărțării ulterioare a unei părți din materialul depus. Se pare că, în sectorul la care ne referim, trebuie avut în vedere ambele cauze : descreșterea în grosime, pe direcție S-N – direcție pe care am remarcat și sortarea – este o urmare, în deosebi, a depunerii inegale a materialului, iar subțierea depozitului pe marginea interfluviilor este datorită în mare măsură procesului de denudație. Agentul de transport, în primul caz, este probabil vîntul, iar în al doilea apa de șiroire. De altfel pe o fîșie în apropierea versanților și profilele de sol, apartinând aceluiași tip genetic ca și cele de pe centrul interfluviilor au profile mai scurte, datorită tocmai cauzei menționate mai sus. Aceste fapte nu ne permit să subscrim părerea, că „ritmul depunerii loessului în Pleistocen n-a fost prea precipitat și că astăzi pulberele eoliene se depun în cantități mult mai mari” (Em. Proto - pescu - Pak și M. Spirescu, 1963). Mai probabil, aşa cum constată J. Jersak (1965) din studiul regiunii Kunaw din Polonia, proce-

sele de denudare sănt astăzi, cel puțin în regiunea de care ne ocupăm, active și în orice caz, mai intense decât în ultima perioadă rece.

Primul sol îngropat, întilnit în partea în care solul actual este un sol silvestru brun-roșcat, are caracter esemănătoare acestuia, după cum rezultă din descrierea care urmează și care a fost făcută într-o deschidere la est de satul Petru Rareș, în partea superioară a versantului unei văi :

A 0–25 cm ; lut greu ; brun foarte închis-brun-cenușiu foarte închis (10YR 2,5/2) în stare umedă și brun-cenușiu foarte închis-brun-cenușiu închis (10YR 3,5/2) în stare uscată ; structură, bine dezvoltată, grăunoasă colțurată medie și mare ; rădăcini foarte frecvente ; trecere treptată.

B 25–80 cm ; lut greu ; brun închis (7,5YR 3,5/2) cu pete brune (10YR 4/3) în stare umedă și brun-cenușiu închis (10YR 4/2) cu pete brune (7,5YR 4,5/4) în stare uscată ; structură, bine dezvoltată, alunară (poliedrică subangulară) medie ; peliculă discontinuă de argilă pe fețele agregatelor structurale ; trecere netă.

C 80–140 cm ; lut greu ; brun-brun-gălbui închis (7,5 YR 4/4–10YR 4,5/4) în stare umedă și brun-gălbui-brun-gălbui deschis (10YR 5,5/4) în stare uscată ; structură, moderat dezvoltată, alunară (poliedrică subangulară) ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; vinișoare și acumulări friabile de carbonați ; trecere treptată.

Bf 140–310 cm ; argilă usoară ; brun închis-brun (7,5YR 4/4) în stare uscată și brun (7,5YR 4,5/4) în stare umedă ; structură columnoid prismatică ; peliculă discontinuă de argilă și pete manganice rare pe fețele elementelor structurale ; mici fețe de alunecare ; efervescentă moderată cu HCl dil. ; vinișoare de carbonați din ce în ce mai rare spre baza orizontului.

BCf 310–325 cm ; lut greu ; brun-brun-gălbui închis (7,5YR – 10YR 4,5/4). În stare umedă și brun-gălbui-brun-gălbui deschis (10YR 5,5/4) cu pete ceva mai închise în stare uscată ; mici bobovine ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; acumulări friabile de carbonați ; trecere netă.

Cf 325–370 cm ; lut greu ; brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă și brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată ; efervescentă puternică cu HCl dil. ; rar, mici bobovine ; vinișoare și acumulări mari friabile de carbonați.

Df 370–420 cm ; lut greu ; brun-brun-gălbui (7,5 YR–10YR 4,5/4) în stare umedă și (7,5YR–10YR 5/4) în stare uscată ; culoarea se închide ușor, spre baza orizontului ; vinișoare de carbonați.

#### CONSIDERAȚII ASUPRA CONDIȚIILOR BIOCLIMATICE REFLECTATE DE DIFERITELE FORMAȚIUNI

Stratele de Frătești au fost date de E. Liteanu (1953 a), pe baza bogatelor resturi de faună pe care le conțin, ca aparținând interglaciului Günz-Mindel (respectiv St. Prestianului)<sup>14</sup>. Dar ele nu sunt o formațiune omogenă, ci prezintă o succesiune litologică, în care se reflectă o variație a condițiilor climatice. Trei faze sunt bine definite : 1, faza de depunere a pietrișurilor, care nu puteau fi aduse decât de ape cu putere de transport destul de mare, în condițiile unui climat cald, după cum

<sup>14</sup> Vezi și P. Cotet, 1966.

arată resturile faunistice, și probabil umed, pentru ca rețeaua hidrografică să aibă relativ constant un debit bogat; 2, faza de depunere a nisipurilor, care acoperă pietrișurile, și care indică o schimbare a condițiilor climatice, reflectate, în scăderea puterii de transport a apelor, care aduc acum materialele mai fine; 3, faza dezvoltării unui proces de solificare, care presupune încetarea sedimentării în această parte a cîmpiei. Această succesiune sugerează modificări de ordin climatic, în primul rînd în sensul accentuării aridității. Profilul solului, format la finele acestui interglaciare, arată el însuși că în cursul evoluției lui, climatul a continuat să devină din ce în ce mai arid. Prezența plăcii calcaroase în profil și nu la baza profilului este o dovedă. Dacă formarea ei ar fi început o dată cu formarea solului, nu ar mai fi fost posibilă formarea unui orizont B chiar discontinu sub ea. Or, asemenea orizont există pe încă 30 cm sub placă.

O schimbare rapidă și profundă s-a produs la scurt timp după ce a început formarea solului (caracterele acestui sol arată un stadiu de evoluție înaintat, dar în materiale cu textură grosieră, procesul de solificare avansează destul de repede). Aceasta marchează sfîrșitul interglaciarelor. Discordant, peste acest sol s-au depus sedimente, transportate probabil de apă, ceea ce arată existența unui climat mai umed și probabil mai rece. Aceste depozite au fost atribuite de E. Liteanu, Pleistocenului mediu, foarte probabil Mindelianului. Asupra oscilațiilor climatice care au urmat, deschiderea studiată nu este suficientă. Stratele care acoperă crusta calcaroasă reprezintă sigur un material solificat, dar nu este de loc sigur că ar putea fi un sol *in situ*. Nu este exclus ca pătrunderile de argilă roșie din crusta calcaroasă să fi fost favorizate de o rețea de fisurărie, după cum însăși îmbogățirea extremă în carbonați a materialului ar putea să reflecte anumite procese periglaciare<sup>15</sup>.

Între secțiunea descrisă la Ghizdaru și cea de la Oncești lipsesc o serie de formațiuni, pe care nu le-am putut examina. În depozitele superioare în deschiderea de la Oncești se observă numai două benzi de soluri îngropate. Mai la vest însă, pe interfluviile Olt — Călmățui și Călmățui — Urlui, T. Bandrabur et al., (1963) au semnalat prezența a „4 nivele cărămizii roșcate” (p. 119). D. Slăvoci și C. Opran (1963 b) notează „pînă la 6 benzi roșcate”, în depozitele loessoide din sectorul Giurgiu-Alexandria-Traian (p. 151).

Nu cunoaștem morfologia benzilor semnalate de cercetătorii menționați. Prima bandă din deschiderea de la Oncești, ca și cea din partea

<sup>15</sup> Pungi, dale, pene și alte neoformații cu conținut ridicat în carbonați sunt citate în Dobrogea, ca formațiuni periglaciare (G. Hase și H. Richter, 1957), (T. Morariu et al., 1965).

mai nordică a cîmpiei de la Petru Rareș, este constituită dintr-un sol, ale cărui caractere morfologice sunt foarte asemănătoare cu cele ale solului actual. La Oncești, solul îngropat este cernoziomic, ca și solul actual — cernoziom levigat, iar la Petru Rareș un sol silvestru, solul actual fiind un sol silvestru brun roșcat. În ceea ce privește al doilea sol îngropat, acesta prezintă un stadiu de evoluție mai avansat. În arealul cernoziomurilor levigate actuale, orizontul B are caractere tipice de sol silvestru și o diferențiere texturală între A și B mai pronunțată decât la solurile silvestre brune roșcate.

Este acesta un sol interglacial? Înainte de a analiza o succesiune completă nu poate fi dată o interpretare justă. Primul sol, din arealul cernoziomurilor levigate, după caracterele lui este sigur interstadal. Care stadal rămîne de asemenea de precizat după studii suplimentare, care să arate nu numai întregă succesiune, ci și dacă solul actual și unele din solurile fosile, sunt mono-sau poligenetice. Caracterele solului silvestru brun roșcat, îndeosebi orizontul lui argilo-iluvial puternic dezvoltat, justifică aprecierea lui ca sol poligenetic, mai vechi decât cernoziomurile levigate din sudul cîmpiei, acestea, la rîndul lor, mai vechi decât cernoziomurile de pe terasele Dunării<sup>16</sup>. Remarcăm și diferența care există între profilele solurilor fosile care alcătuiesc prima bandă de soluri îngropate în arealul solului brun roșcat și cel al cernoziomului levigat. În primul caz solul fossil este reprezentat tot printr-un orizont B argilo-iluvial bine dezvoltat de culoare roșcată (profilul Petru-Rareș), în al doilea dintr-un orizont B de alterare. Numai al doilea sol îngropat din arealul cernoziomurilor levigate este argilo-iluvial și de culoare roșcată (profilul Oncești). Foarte probabil acest al doilea sol îngropat este de vîrstă orizontului B al solului brun roșcat din nordul cîmpiei Burnasului. Rezultă de aici nu numai diferența de vîrstă între solurile azi la zi, ci și între materialele lor parentale: iar grosimea stratelor de loess scade mult mai mult pe direcție S—N, decât o arată pl. VII, pe care, ținînd seama de cele de mai sus, presupunem că în partea sudică a cîmpiei Burnasului am reprezentat numai un strat de loess, iar în cea nordică grosimea a cel puțin două asemenea strate, pînă la prima bandă de soluri îngropate distinctă.

<sup>16</sup> În meandrele Cilniștei, pe trepte mai joase care domină lunca cu cca 10 m, solurile, deși cu orizont B argilo-iluvial, sunt mai puțin evolute decât solurile brun-roșcate de pe cîmp. Profilul lor este asemănător celui al solurilor silvestre cenușii din Dobrogea. Sunt, de asemenea, soluri mai tinere decât solurile brun-roșcate de pe cîmp.

## BIBLIOGRAFIE

- Bandrabur T., Feru M., Opran C.** (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu și Călmățui. *St. tehn. și econ., seria E*, 6. București.
- Boulaine J.** (1957) Étude des sols du Plaine du Chélif, Alger.
- Buza M., Teodorescu Angela, Ghinea P.** (1969) Solurile teraselor Dunării între Giurgiu și T. Măgurele (în volumul de față).
- Conea Ana, Tutunea C., Muică N.** (1962) Cercetări pedologice în cîmpia dintre Olt și Argeș. *D.S. Com. Geol.* XLIV (1956–1957). București.
- **Ghițulescu Nadia, Vasilescu P.** (1963) Depozite de suprafață în Cîmpia Română de est. *St. tehn. econ., seria C*, 11. București.
  - (1967) Problema solurilor fosile îngropate. *D.S. Com. Stat. Geol.* LII/3 (1963–1965). București.
- Coteș P.** (1966) Problème de paleogeomorfologie în sectorul dunărean dintre Turnu Măgurele și Hirșova. *St. și cerc. de geol. geofiz. geogr., seria geografie*, XIII, 2 Ed. Acad. R.S.R. București.
- Durand J. H.** (1963) Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie: formation et âge, *Bull. géol. de France*, (7), V.
- Florea N., Asvadurov H., Cioclică Giannina** (1966) Considerații paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac (Cîmpia Tisei). *D.S. Com. Stat. Geol.* LII/1 (1964–1965). București.
- Gaucher G.** (1947 a) Les sols rubéfiés et les sols à croûte du Bas Chélif et des basses plaines Oranaises (régions d'Inkermann, de Relizane, de Perrégaux et de Saint Denis du Sig. *C.R. de l'Académie des Sciences*, 225.
- (1947 b) Les dépôts quaternaires du Bas Chélif et des basses plaines Oranaises (régions d'Inkermann, de Relizane, de Perrégaux et de Saint Denis du Sig), ibid.
- Jeršak J.** (1965) Stratigrafia și geneza lessow Okolic Kunowa, Lodz.
- Haase G., Richter H.** (1957) Fossile Böden in Löss an der Schwarzmeerküste bei Constanța, *Petermanns geogr. Mitt.*, Heft 3.
- Liteanu E.** (1953 a) Geologia ținutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeșului și al teraselor Dunării. *St. tehn. și econ., seria E*, 2. București.
- (1953 b) Procese morfogenetice holocene în bazinul inferior al Argeșului, ibid.
  - (1963 a) Aspecte generale ale stratigrafilor Pleistocenului și geneticei reliefului din Cîmpia Română, ibid., 5.
  - (1963 b) Despre limita Cuaternar-Terțiar din depresiunea valahă, ibid.
  - **Pricăjan A., Bandrabur T., Vasilescu G., Martinucci C., Gavrilescu L., Gheorghe Al., Căldărin D., Vintilă I., Nimigeanu G.** (1961) Studiu hidrogeologic privind Oltenia de SE, ibid.
- Morariu T., Popovăț M., Conea Ana** (1965) News Contributions to the Knowledge of Periglacial Forms of the Sea Cliff South of Constanța. *Rev. Roum. de Geol. Geophys. et Géogr. Ser. Géogr.*, 9, 1.
- Obrejanu Gr., Teodoru O., Băjescu Irina, Canarache A., Chiriac Aurelia, Moțoc Eugenia, Salzman Sarina, Thaler Rozalia, Trandafirescu T., Vintilă Irina** (1962) Caracterizarea agropedologică a sectorului dintre Olt și Dimbovița. *Analele secției de Pedologie*. Institutul central de cercetări agricole, București.
- Popovăț M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P.** (1964) Loessuri și soluri fosile în Podișul Dobrogei sudice, *St. tehn. și econ., seria C*, 12. București.

- Protopopescu-Pake E.m. (1923) Cercetări agrogeologice în Cîmpia Română dintrul Valea Mostiștei și rîul Olt, D.S. *Inst. Geol.*, I. București.
- Spirescu M. (1963) Relații între pedogeneză și litogeneză eoliană, *St. tehn. și econ., seria C*, 11. București.
  - Slăvăoacă D., Opran C. (1963 a) Asupra prezenței unor fenomene periglaciale în cîmpia Burnasului, *St. tehn. și econ., seria E*, 6. București.
  - Opran C. (1963 b) Cercetări geologice în zona Giurgiu-Alexandria-Traian, ibid.
  - Thorop J. (1965) The Nature of the Pedological Record in the Quaternary, *Soil Science*, 99, 1.
  - \*\*\* (1960) 7-th Approximation și Supliment 1967, Soil Conservation Service, Washington.

## MATÉRIAUX ORIGINAUX ET SOLS ENFOUIS DE LA PLAINE DE BURNAS

PAR

ANA CONEA

(Résumé)

En examinant deux coupes dans les dépôts quaternaires situés au S de Bucarest, dans la partie ouest de la Plaine Roumaine du Bas Danube (Burnas), nous avons décrit de manière détaillée trois sols fossiles (la succession des dépôts quaternaires n'est pourtant pas complète). Deux de ces sols se sont formés sur des loess ou sur des dépôts loessiques et appartiennent au Quaternaire supérieur. Le premier sol, représentant la bande la plus récente des sols enfouis a un profil très rapproché de celui des chernozems lévigués qui recouvrent aujourd'hui la région, c'est-à-dire de type A—B (de couleur) — Cca. Il s'est formé dans l'un des interstadiaux würmiens. Le sol suivant présente un horizon B argilique, bien développé, de couleur 7.5YR 4,5/4 à l'état humide et 7.5YR 5/4 à l'état sec, à texture plus fine (planche I ; tableau 1). Il s'agit probablement du sol interglaciaire Riss-Würmien. Les deux sols ont subi une carbonatation secondaire sur presque toute l'épaisseur du profil. Le troisième est un sol à horizon B argilique en poches, de couleur 7.5YR 5/6 à l'état humide et à feuillets calcaires en base, formé sur des dépôts sableux appartenant au Quaternaire inférieur. Ce dernier sol est recouvert par un horizon fortement calcaire (pétrocalcique). La teneur en carbonates décroît de 64.2 %, à la partie supérieure, à 20.3 % à la partie inférieure de l'horizon. Les caractères morphologiques et les données analytiques montrent que le matériau originel a été un dépôt à caractère loessique en quelque sorte (mais



à une proportion réduite en fraction à Ø de 0,01—0,05 mm), enrichi en carbonates par suite d'un processus de pédogenèse. Des argiles rouges (de couleur 2.5 YR et 5 YR) à nodules calcaires, remaniés ou non, reposent sur ce sol en y pénétrant sous forme de langues. Ces langues d'argiles, nettement délimitées, ont une composition mécanique identique à celle du matériau situé à la base des couches d'argiles. Ce fait dénote que le matériau dont elles sont constituées provient des couches surjacentes d'où il a été entraîné mécaniquement le long des fissures.

La composition mécanique, la teneur en matière organique et en  $\text{CO}_3\text{Ca}$  de ces sols et dépôts sont consignées dans le tableau 1 ; dans la planche IV on voit les photos des lames minces de l'horizon B du sol formé sur des dépôts sableux. L'étude microscopique relève une biréfringence élevée dans la masse plasmique sous forme de zones allongées, la présence de cutans argiliques qui enrobent les grains des squellettes et de cutans argiliques stratifiées. Celles-ci tapissent certains pores et vides. Il en résulte que ce sol a subi un processus d'intense translocation de l'argile. Le profil de ce sol laisse entrevoir des conditions de formation propres à un climat chaud, probablement à deux saisons, dont une humide qui a favorisé la translocation de l'argile. Il s'agit d'un des plus anciens sols quaternaires connus en Roumanie.

L'analyse des données qui envisagent la composition mécanique du matériau originel (l'horizon Cca ou C, jusqu'à 2—2,5 m de profondeur) des sols actuels (tableau 2 et pl. V et VI) dénote que dans cette partie de la Plaine Roumaine la texture des dépôts de surface est de plus en plus fine, à partir du S vers N (du limon jusqu'à l'argile). La teneur en fractions grossières (0,2—2 mm) est très faible : 0,1—0,2 %. Les dépôts à textures différentes présentent des teneurs en particules de 0,02—0,002 mm analogues ; des distinctions essentielles ne s'observent que pour les teneurs en argiles et sables fins. L'absence de la stratification et du sable grossier nous portent à considérer les matériaux originaux des sols actuels d'origine essentiellement éolienne. Les matériaux limoneux sur lesquels se sont formés les sols de la partie méridionale de la région envisagée accusent les caractères du loess calcaire typique ; mais les horizons Cca à texture fine des sols de la partie septentrionale ne sont que des loess transformés par la pédogenèse dans des horizons argiliques épais. On doit faire donc une distinction d'âge entre les sols de la partie méridionale et de la partie septentrionale de la région étudiée, les derniers étant des sols polyphasiques plus anciens.

Sur une surface restreinte on a examiné aussi l'épaisseur du matériau originel des sols actuels (pl. VII). On a constaté qu'à partir de la surface



du sol jusqu'à la première bande de sols enfouis (qui n'est pas la même dans toute la région) l'épaisseur de celui-ci est de 220 à 240 cm ; généralement le sol gagne en épaisseur du N vers le S, comme suite de l'accumulation inégale du matériau. On constate également un effilement des dépôts en marge des interfluves dû à la dénudation.

## EXPLICATIONS DES PLANCHES

### Planche I

Coupe dans les dépôts quaternaires à Onceşti-Ghizdaru. A) Schéma du profil ; B) la teneur en matière organique et carbonates ; C) la composition mécanique du : 1, sol actuel, 2, profil de Onceşti, 3, profil de Ghizdaru ; D) la composition mécanique du matériau argilisé de l'horizon B du sol inférieur de la coupe de Ghizdaru et des horizons sur-et sousjacentes.

### Planche V

La composition mécanique des sols et des matériaux originaux, étudiée dans les profils situés sur les traverses : A) Pietroşani-Drăgăneşti-Vlaşca ; B) Slobozia — Răsuceni ; C) Greaca-Hotarele.

### Planche VI

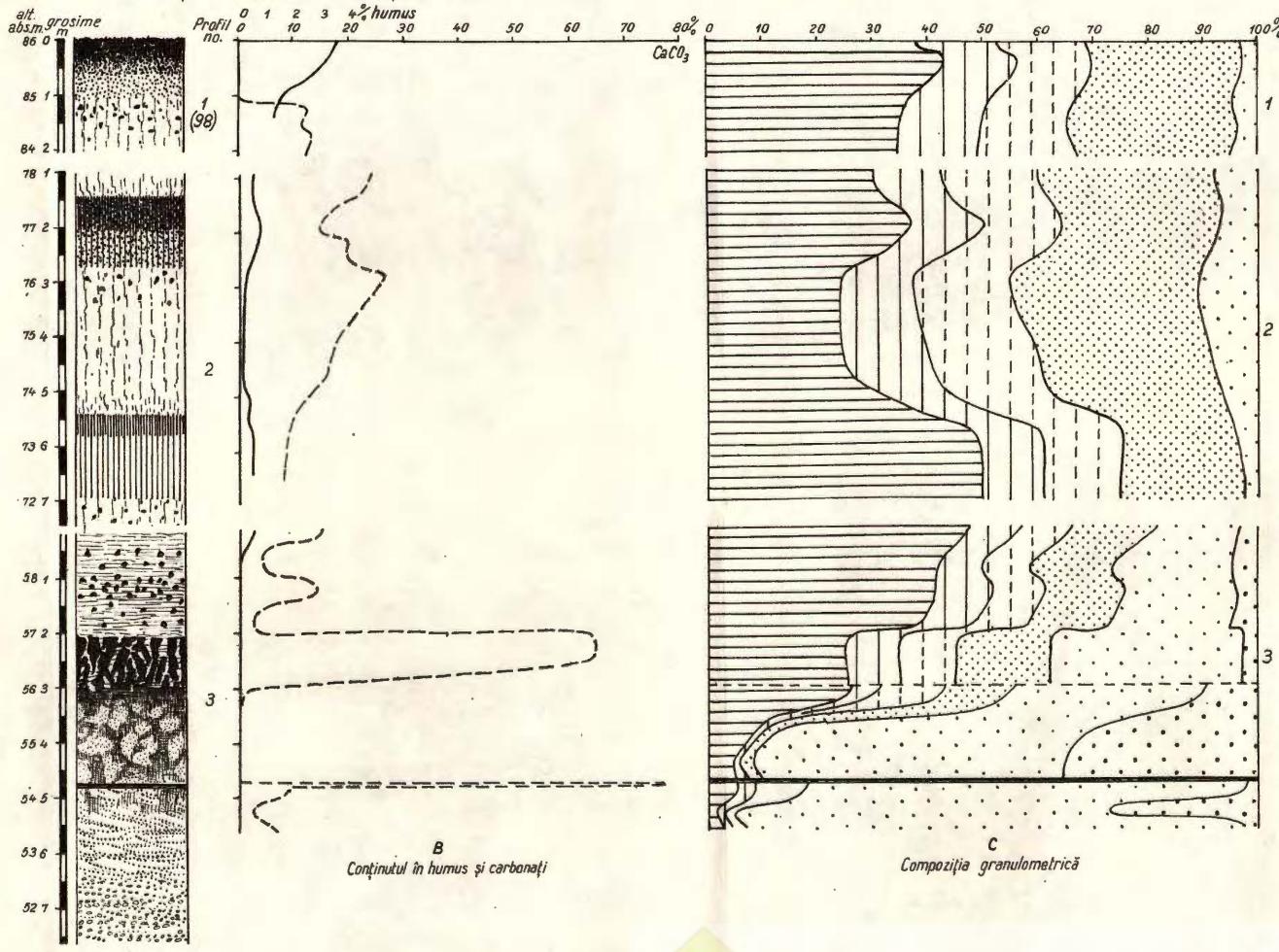
Dépôts de couverture dans les plaines de Burnas et de Cîlniștea. 1, loess à texture limoneuse et à sable grossier < 1% ; 2, dépôts loessiques à texture argilo-limoneuse et à sable grossier < 1% ; 3, dépôts loessiques à texture limoneuse et argilo-limoneuse et à sable grossier > 1% ; 4, dépôts loessiques à texture argileuse et à sable grossier < 1% ; 5, sables remaniés par le vent ; 6, dépôts déluviaux variés dans les vallées ; 7, dépôts loessiques argileux dans les dépressions ; 8, surfaces à niveau de la nappe phréatique au dessus de 5 m ; 9, la location des profils analysés ; 10, le trajet des sections représentées dans la planche V ; 11, le secteur représenté dans la planche VII.

### Planche VII

L'épaisseur du matériau originel des sols du secteur Uzunu-Drăgăneşti-Vlaşca. 1—6, épaisseur en cm ; 7, versant et 8, dépressions (matériaux originaux à épaisseurs variées).



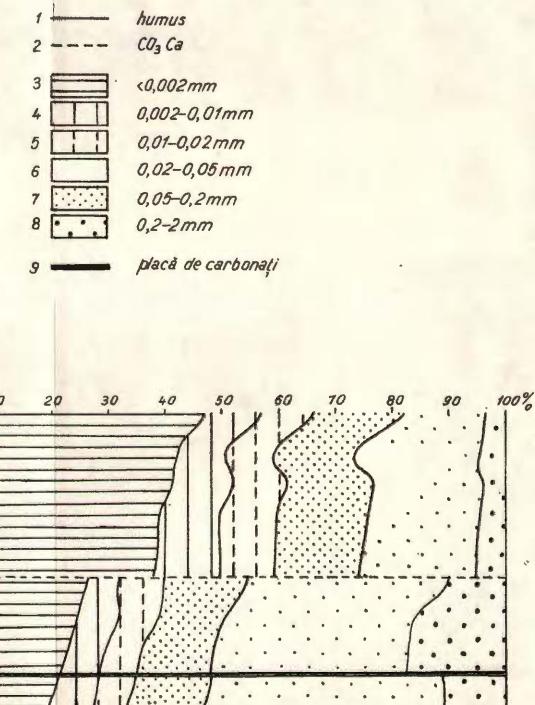
## ANA CONEA : Materiale parentale și soluri fosile în Câmpia Burnasului



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI : Studii tehnice și economice, seria Cnr. 16



Institutul Geologic al României

SECȚIUNE ÎN DEPOZITELE CUATERNARE  
ONCEȘTI-GHIZDARU

Imprim. Atel. Instit. Geol.

## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — Vedere generală a deschiderii de la Ghizdaru.

Vue générale de la coupe de Ghizdaru.

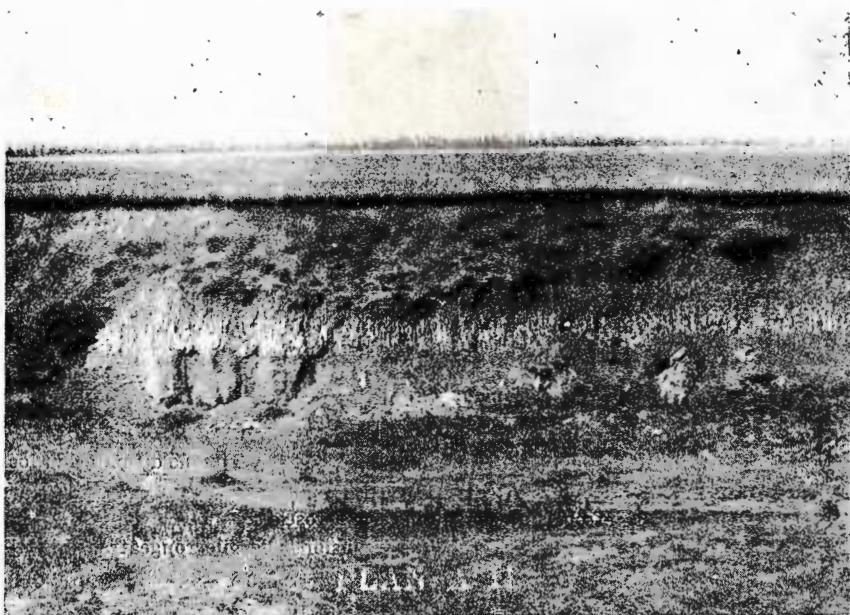
Fig. 2. — Placă de calcar în profilul de sol format pe nisipurile care acoperă pietrişurile de Frăteşti.

Feuillet calcaire dans le profil de sol développé sur les sables qui recouvrent les graviers de Frăteşti.



Pl. II.

ANA CONEA. Materiale parentale și soluri fosile în cîmpia Burnasului.



1



2

Studii tehnice și economice seria C nr. 16.



Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

Fig. 1. — Secţiunea de la Ghizdaru descrisă în text; la suprafaţă, material loessoid deluvial acoperă argilele roşcate.

Le profil de Ghizdaru décrit dans le texte ; une couche de matériau loessique déluvial recouvre les argiles rougeâtres.

Fig. 2. — Orizontul petrocalcic cu pene de argilă roşcată.

L'horizon pétrocalcique avec ses inclusions d'argile rougeâtre.

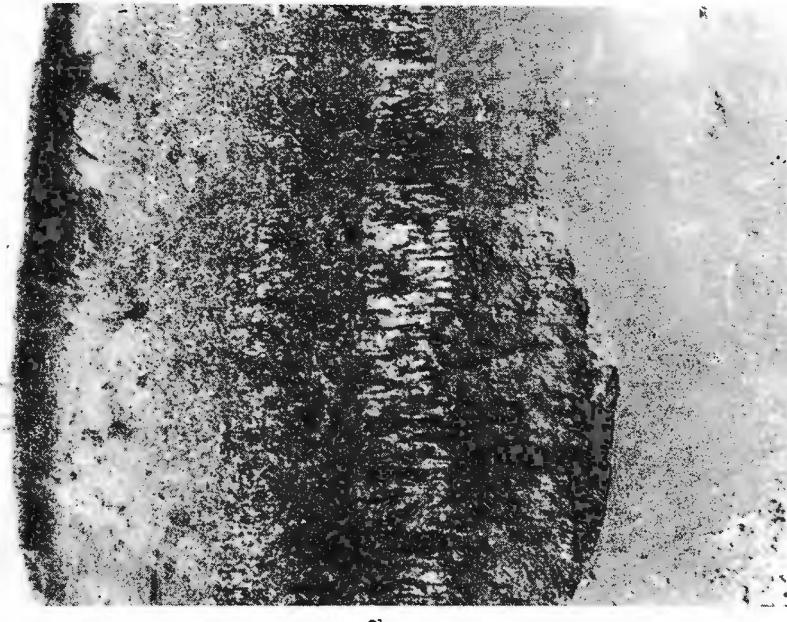


ANA CONEA. Materiale parentale și soluri fcsile în cîmpia Burnăsului.

Pl. III



1



2

Studii tehnice și economice seria C nr. 16.



Institutul Geologic al României

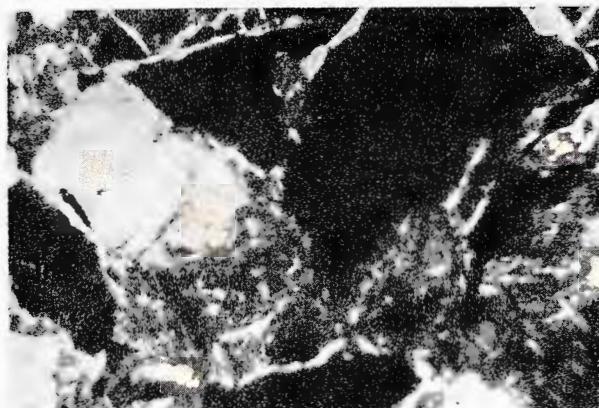
## PLANŞA IV

- Fig. 1. — Secțiuni subțiri în orizontul B al solului format pe nisipurile care acoperă piețurișurile de Frătești (adâncime 405—430 cm; materialul argilizat). Cutane de argilă iluvială pe grăunții de schelet, legați între ei prin punți ( $100 \times N \times$ ). L'horizon B (405—430 cm de profondeur, matériau argilisé) du sol développé sur les sables qui recouvrent les graviers de Frătești vu au microscope dans des lames minees. Cutans d'argile illuviale sur les grains de squelettes ( $100 \times N \times$ ) (foto M. Opris).
- Fig. 2. — Idem. Cutane stratificate de argilă iluvială pe pereții unui canal și pe suprafața grăunților de nisip ( $70 \times N \parallel$ ).  
Idem. Cutans composés tapissant un chenal et recouvrant les grains de sable ( $70 \times N \parallel$ ) (foto M. Opris).
- Fig. 3. — Aceeași secțiune cu  $N \times$  (foto M. Opris). La même lame,  $N \times$  (foto M. Opris).

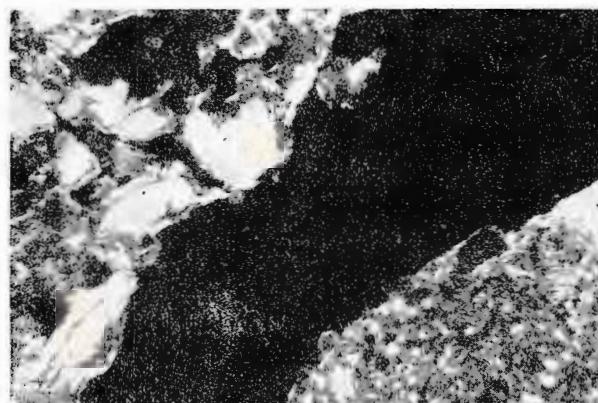


Pl. IV.

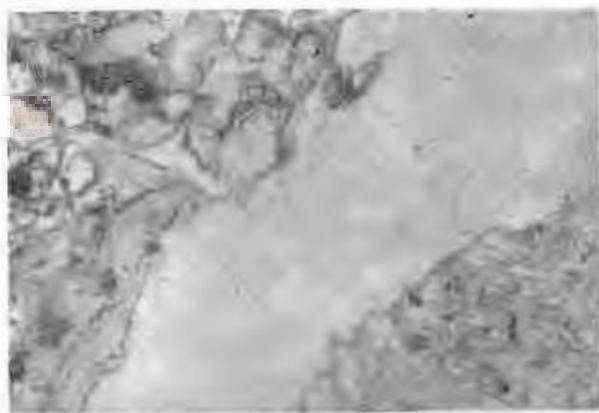
ANA CONEA. Materiale parentale și soluri fosile în cîmpia Burnasului.



1



2

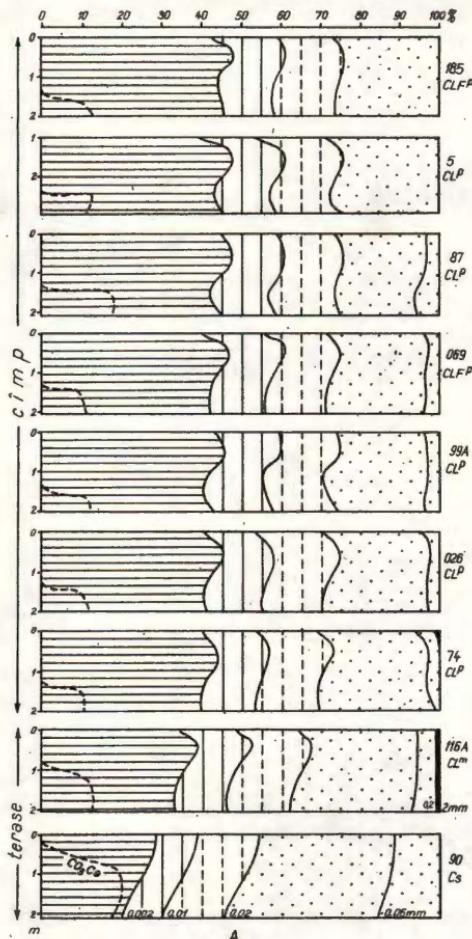


3

Studii tehnice și economice seria C nr. 16.

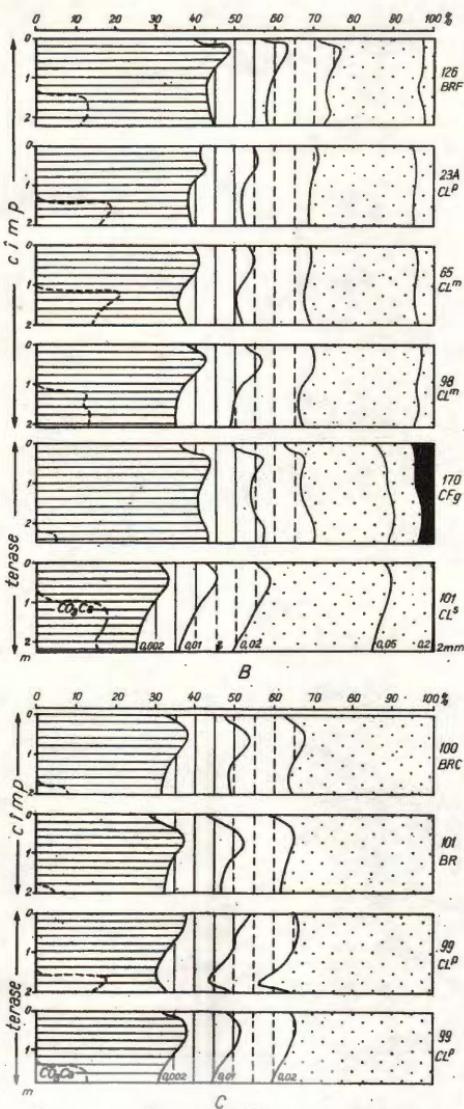


Institutul Geologic al României



**COMPOZIȚIA GRANULOMETRICĂ A PROFILELOR DE SOL  
ȘI MATERIALULUI PARENTAL PE TREI TRAVERSE:**

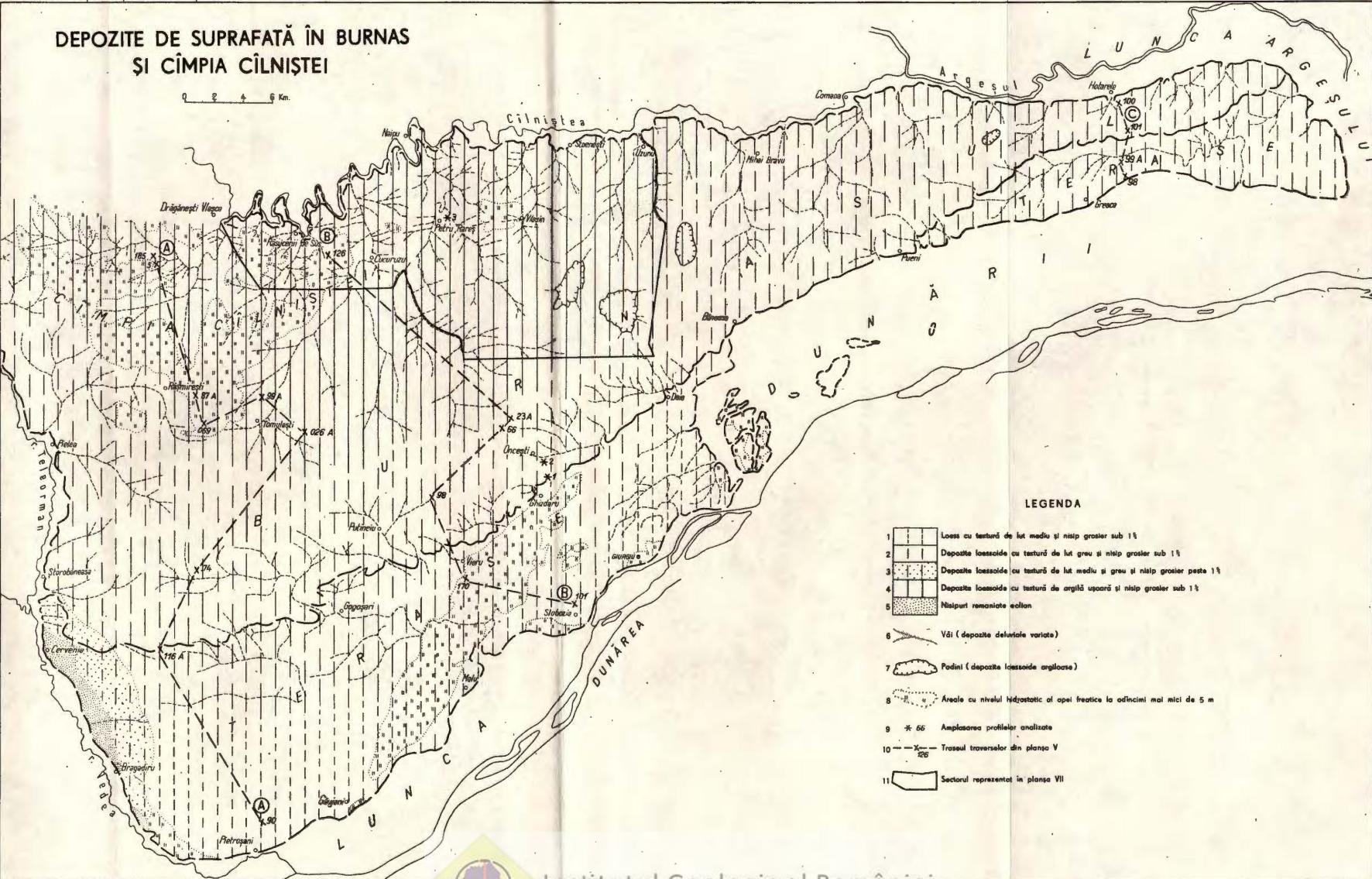
- A. Petroșani-Drăgănești-Vlașca
- B. Slobozia-Răsuceni
- C. Grecu-Hotarele



C

## DEPOZITE DE SUPRAFĂTĂ ÎN BURNAS ȘI CÎMPIA CILNIȘTEI

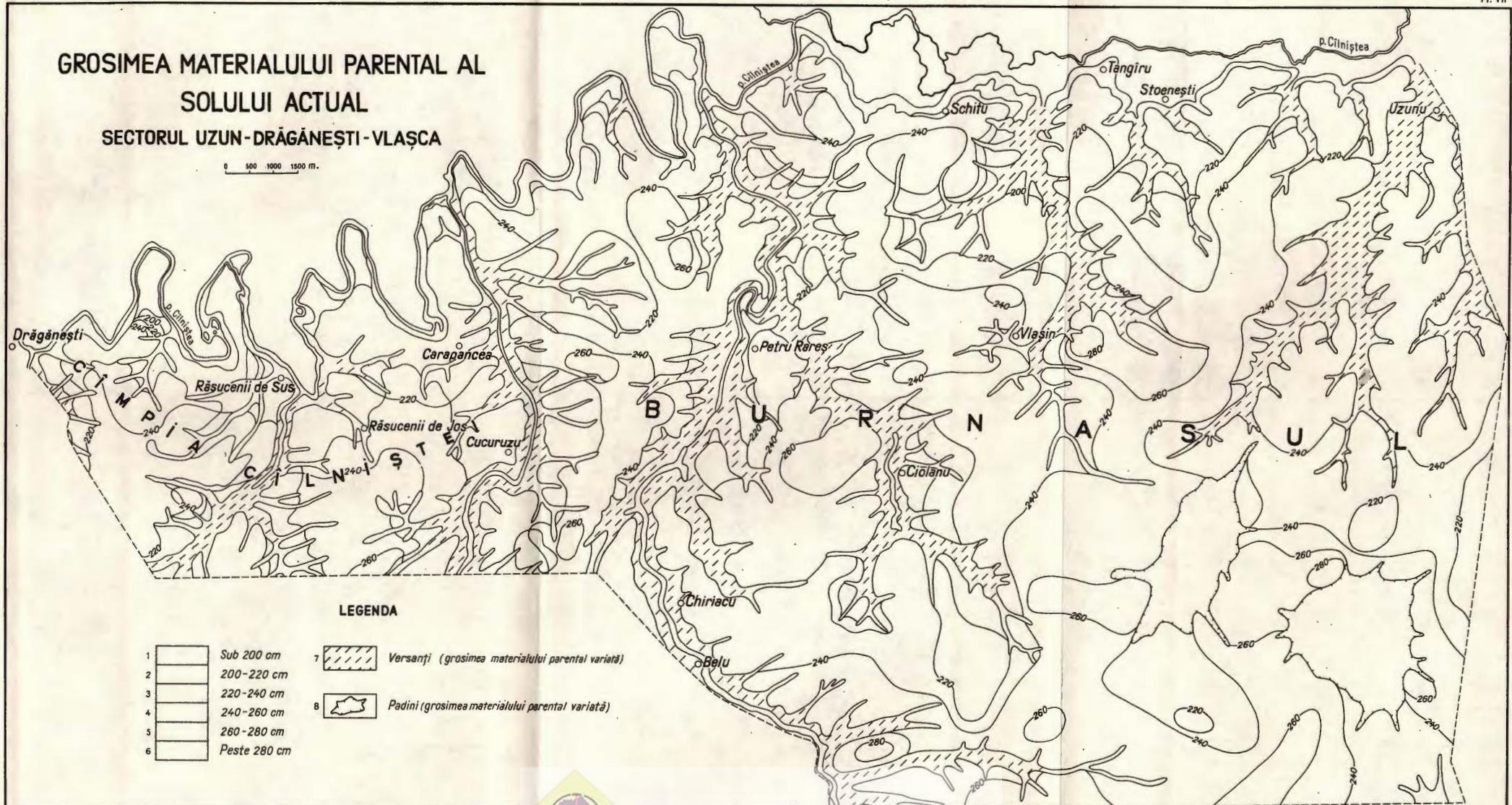
0 2 4 6 Km.



# GROSIMEA MATERIALULUI PARENTAL AL SOLULUI ACTUAL

## SECTORUL UZUN-DRĂGĂNEȘTI-VLASCA

0 500 1000 1500 m.



## MATERIALUL PARENTAL ȘI GENEZA UNUI SOL ACID DIN CULMEA VÎRFUL CODRULUI<sup>1</sup>

DE

H. ASVADUROV, AL. Z. MANEA<sup>2</sup>, P. VASILESCU<sup>3</sup>

### Abstract

Parent Material and Genesis of a Lessivé Soil on Vîrful Codrului Summit. The authors present a Lessivé soil with a strongly developed argillic B horizon (Tabl. 1 and 7) which has formed under a beech forest ( $T_m = 9,4^\circ\text{C}$ ;  $P_m = 700 \text{ mm}$ ), on detritus proceeding from crystalline rocks. The mechanical composition of soil (Tabl. 1 and 4) and the heavy minerals of the sandy fraction (Tabl. 5 and 6) are also studied. It has been ascertained that the parent material is only apparently homogeneous, this profile being developed at the expense of some stratified eolian deposits. It is to be noticed that the mechanical composition of the horizons A<sub>2</sub> and B of this soil profile resembles that of the Lessivée soils in the northern region of the country (Fig. 1, 2 and Tabl. 2); the upper more recent horizons have had a mechanical composition initially coarser in comparision to the more clayey parent material of the present B<sub>1</sub> horizon. The Lessivé soils present for the most an argillic horizon due not only to the migration of clay from A horizon, or to the argillization phenomena, but also to a more clayey parent material. These soils may be considered as being formed in several successive phases.

### CADRUL FIZICO-GEOGRAFIC ȘI CARACTERELE MORFOLOGICE ALE PROFILULUI

Condițiile climatice, în care s-a format profilul din Culmea Vîrful Codrului sunt specifice zonei forestiere ( $T_m = 9,4^\circ\text{C}$ ;  $P_m = 700 \text{ mm}$ ). Pe această culme, alcătuită mai ales din paragnaise muscovitice și micașisturi cu biotit (sau clorit și epidot), înaltă de 350—550 m, predomină pădurile de *Fagus silvatica* în sectoarele mai înalte și mai umbrite și de *Quercus petraea* în sectoarele joase. Solurile evoluante aparțin seriei solurilor silvestre ale faciesului brun-gălbui<sup>4</sup> de la stadiul inițial de sol silvestru brun-gălbui

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 18 aprilie 1967.

<sup>2</sup> Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.

<sup>3</sup> Întreprinderea geologică de prospectiuni. Șos. Kiseleff nr. 2, București.

<sup>4</sup> Soluri, cu colorit gălbui sau brun pal, cu o saturăție în baze relativ scăzută, formate în condițiile climatice amintite.



nediferențiat textural pînă la soluri silvestre podzolite brun-gălbui și soluri silvestre podzolice gălbui cu orizont argilo-iluvial (H. Asvadurov și Florica Popescu, 1966).

Solurile silvestre podzolice se întâlnesc local, pe unele platouri cu suprafețe plane relativ întinse. Materialul parental fin și omogen, adeseori lipsit de materialul scheletic grosier, mai ales în orizontul eluvial al acestor soluri, contrastează puternic cu roca compactă aflată la baza lor (la 70–150 cm). Din aceste considerente am ales un profil reprezentativ, care ne permite să facem observații privitoare la originea materialului parental pe care s-a format solul respectiv.

Prezentăm mai jos descrierea morfologică a profilului (fig. 1, profilul 27), situat pe Culmea Vîrfului Codrului, la est de satul Solduba (județul Satu-Mare).

Relief : mic platou la alt. absolută de 465 m (vîrful Hodoș).

Material parental : depozite detritice cu material scheletic la baza profilului.

Drenaj natural : slab, datorită stagnării periodice și temporare a apei provenite din precipitații și a prezenței la 1,65 m a rocii compacte.

Folosință : pădure de *Fagus silvatica* (rar *Carpinus betulus*) cu *Viola silvestris*, *Asperula odorata*, *Pulmonaria officinalis*, *Sanicula europaea*, *Ephorbia amigdaloydes*.

$A_0$  – mai scurt de 1 cm, reprezintă un frunziș parțial descompus de culoare inchisă.

$A_1$  0–7 cm ; lut mediu spre lut greu (nisipo-prăfos) ; brun (10YR 5/3) în stare uscată, brun pal (10YR 6/3) în stare umedă ; bulgăros mediu și mare, structura slab dezvoltată ; afinat ; reavă̄n ; trecere treptată.

$A_2A_1$  7–30 cm ; lut mediu sau lut greu (nisipo-prăfos) ; brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată ; structură bulgăroasă slab dezvoltată ; separații ferimanganice punctiforme, bobovine mici și rare ; afinat ; reavă̄n ; trecere clară.

$A_2$  30–50 cm ; lut mediu-lut greu (nisipo-prăfos) ; brun pal (10YR 6/3) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 7/4) în stare uscată ; bulgăros mare cu structură slab dezvoltată ; pete și separații punctiforme ferimanganice, bobovine rare ; afinat ; reavă̄n, trecere treptată.

$A_2B$  50–75 cm ; lut greu spre argilă ; brun-gălbui închis cu brun-gălbui (10YR 4/4 cu 5/4) în stare umedă, brun foarte pal cu brun-gălbui (10YR 4/4 cu 5/4) în stare uscată ; columnar, structura moderat dezvoltată ; pete ferimanganice relativ frecvente, mai ales pe fețele structurale ale agregatelor ; afinat spre compact (ușor cimentat) ; reavă̄n ; trecere treptată.

$B_1$  75–100 cm ; argilă ușoară către argilă medie ; roșcat-gălbui cu gălbui-roșcat (5YR 5/6 cu 6/6) în stare umedă, brun-gălbui cu gălbui (10YR 5/8 cu 7/6) în stare uscată ; structura prismatică medie, moderat dezvoltată ; compact ; pete ferimanganice și bobovine rare ; jilav ; gleizarea datorită apei stagnante, slab manifestată ; spre bază, foarte rare fragmente de cuarțite ; trecere treptată.

$B_2$  100–125 cm ; argilă ușoară către medie ; roșcat-gălbui cu brun-gălbui deschis (5YR 5/8 cu 6/3) în stare umedă, brun intens cu roz (7,5 YR 5/8 cu 7/4) în stare uscată ; prismatic mediu cu structură slab dezvoltată ; compact ; jilav, spre umed ; fragmentele de cuarțite sunt mai abundente spre bază ; trecere treptată.

$Bd$  125–140 cm ; argilă ușoară cu mult material scheletic grosier roșcat, cu pete gălbui-roșcate (2,5YR 4/8 cu 5YR 5/8) în stare umedă, roșcat-gălbui (5YR 5/8) în stare uscată ; structura nedefinită, pete ferimanganice ; umed ; trecere treptată.



BD 140–165 cm ; argilă ușoară cu mult material scheletic parțial alterat ; brun-roșcat închis cu roșcat-gălbui (5YR 3/4 cu 4/8) în stare umedă ; roșcat-gălbui cu roz (5YR 3/4 cu 8/3) în stare uscată ; umed ; trecere clară.

D la 165 cm roca compactă alcătuită din paragnaise micacee.

Se remarcă faptul că orizontul argilos de la 120 la 160 cm pare format pe seama unui material detritic străin față de roca compactă din substrat ; prezența materialului scheletic grosier indică totuși amestecul său cu roca compactă din substratul solului<sup>5</sup>. De aceea, în această lucrare, în cadrul unor comparații între orizonturi vom lua în considerare mai ales suborizonturile A<sub>1</sub>–A<sub>2</sub> și B<sub>1</sub>.

#### ALCĂTUIREA GRANULOMETRICĂ A SOLULUI STUDIAT

Morfologia profilului alăturat, datele analizei granulometrice și stadiul său de debazificare (tab. 1) ne face să-l considerăm ca un sol podzolic argilo-iluvial format pe materiale parentale omogene sărace în componente bazice.

Prezența pe unele suprafețe plane din Culmea Vîrful Codrului, a unor materiale parentale, care stau oarecum discordant peste rocile compacte relativ alterate ale acestei culmi și asemănarea lor cu materiale parentale caracteristice solurilor silvestre podzolice ale teraselor și ale crestelor colinare neerodate, sugerează o origine apropiată. Această asemănare ne-a determinat să facem cîteva considerații comparative privitoare la alcătuirea granulometrică a solului podzolic prezentat, cu aceea a unor soluri podzolice asemănătoare și răspindite mai ales în regiunea colinară a județelor Satu-Mare – Maramureș. Aceste observații comparative se vor referi doar la două orizonturi reprezentative : orizontul A<sub>2</sub>, orizont în general mai puțin deranjat (nefiind situat la suprafață) și o probă din orizontul B. Toate profilele alese corespund unor soluri podzolice, care s-au dezvoltat pe suprafețe plane, ferite de eroziunea geologică și care prin alcătuirea lor granulometrică prezintă o asemănare evidentă cu profilul studiat (fig. 1, 2).

După clasificarea texturală a solurilor, folosită de N. A. Kacinski textura în orizontul A, la profilul nr. 27, este lutoasă avînd 42% argilă fizică (particule < 0,01 mm) ; cantitatea de argilă crește pe adîncimea profilului astfel încît orizontul B argilos prezintă 63% argilă fizică. Celelalte profile cercetate au de asemenea o textură lutoasă în orizontul A

<sup>5</sup> În regiunile cu roci compacte la mică adîncime, adeseori copaci răsturnați aduc către suprafață materialul scheletic din adîncime.

TABELUL 1

Date analitice

Sol silvestru podzolic (profil nr. 27 virful Hodoșului).

Analizat de P. Vasilescu (analiză granulometrică), Magdalena Mădirjac (humus), G. Enache (azot); Florica Popescu (cationi de schimb); Hareta Mac (pH). Recoltat de H. Asvadurov.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adincimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %										Schelet (> 2 mm) % la masa totală a solului		
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,002 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (< 0,001 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	Raportate la partea silicatică						
	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	0,001 mm	0,01 mm							
0— 6	20,8	35,1	35,6	4,5	16,2	39,5	21,6	36,5	37,1	4,7	16,9	41,1	—
10— 25	21,6	39,0	33,7	3,9	17,6	41,4	21,9	39,7	34,3	4,0	17,9	42,1	—
35— 50	22,9	37,5	34,9	4,0	18,5	42,5	23,1	37,7	35,1	4,1	18,6	42,7	—
55— 70	33,4	33,8	28,9	3,8	29,9	51,5	33,4	33,8	28,9	3,8	29,0	51,4	—
80— 95	49,5	25,9	22,8	1,4	45,6	62,8	49,7	26,0	22,9	1,4	45,7	63,1	—
105—120	51,5	25,2	21,1	2,5	47,4	63,7	51,3	25,1	21,1	2,5	47,2	63,5	—
140—160	42,4	21,8	27,0	9,3	38,6	54,7	42,2	21,7	26,8	9,2	38,4	54,4	2,77
	Ori-	Apă higro-	Humus C × 1,72	N total %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca %	pH in suspensie		Raportul praf/nisip fin				
	zontul	copică %	%	%			apoasă	salină					
0— 6	A <sub>1</sub>	1,71	4,3	0,20	14,3		5,3	4,2	0,98				
10— 25	A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	1,41	2,1	0,11	12,8		4,9	3,7	1,16				
35— 50	A <sub>2</sub>	1,27	0,9				5,0	3,8	1,07				
55— 70	A <sub>2</sub> B	2,01	0,6				5,2	3,8	1,17				
80— 95	B <sub>1</sub>	3,76	0,4				5,2	3,6	1,14				
105—120	B <sub>2</sub>	3,96					5,1	3,4	1,19				
140—160	Bd	2,70				—	5,0	3,4	0,81				
	Cationi de schimb												
	mili vali						procente din T						
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	V %	
0— 6	5,82	1,00	0,30	0,48	9,17	16,77	34,7	6,0	1,8	2,8	54,7	45,3	0,96
10— 25	2,31	0,48	0,12	0,21	9,13	12,25	19,1	4,0	1,0	1,7	74,2	25,8	3,15
35— 50	2,65	0,76	0,14	0,24	6,91	10,70	24,8	7,1	1,3	2,3	64,5	35,5	2,08
55— 70	4,45	1,46	0,30	0,31	7,91	14,33	30,8	10,1	2,1	2,1	54,9	45,1	3,04
80— 95	7,97	3,64	0,49	0,51	12,49	25,10	31,9	14,6	1,9	2,0	49,5	50,5	—
105—120	7,98	4,10	0,39	0,53	14,42	27,42	29,0	14,9	1,4	1,9	52,7	47,3	6,65
140—160	5,20	2,01	0,29	0,42	9,09	17,01	30,6	11,8	1,7	2,4	53,3	46,7	—

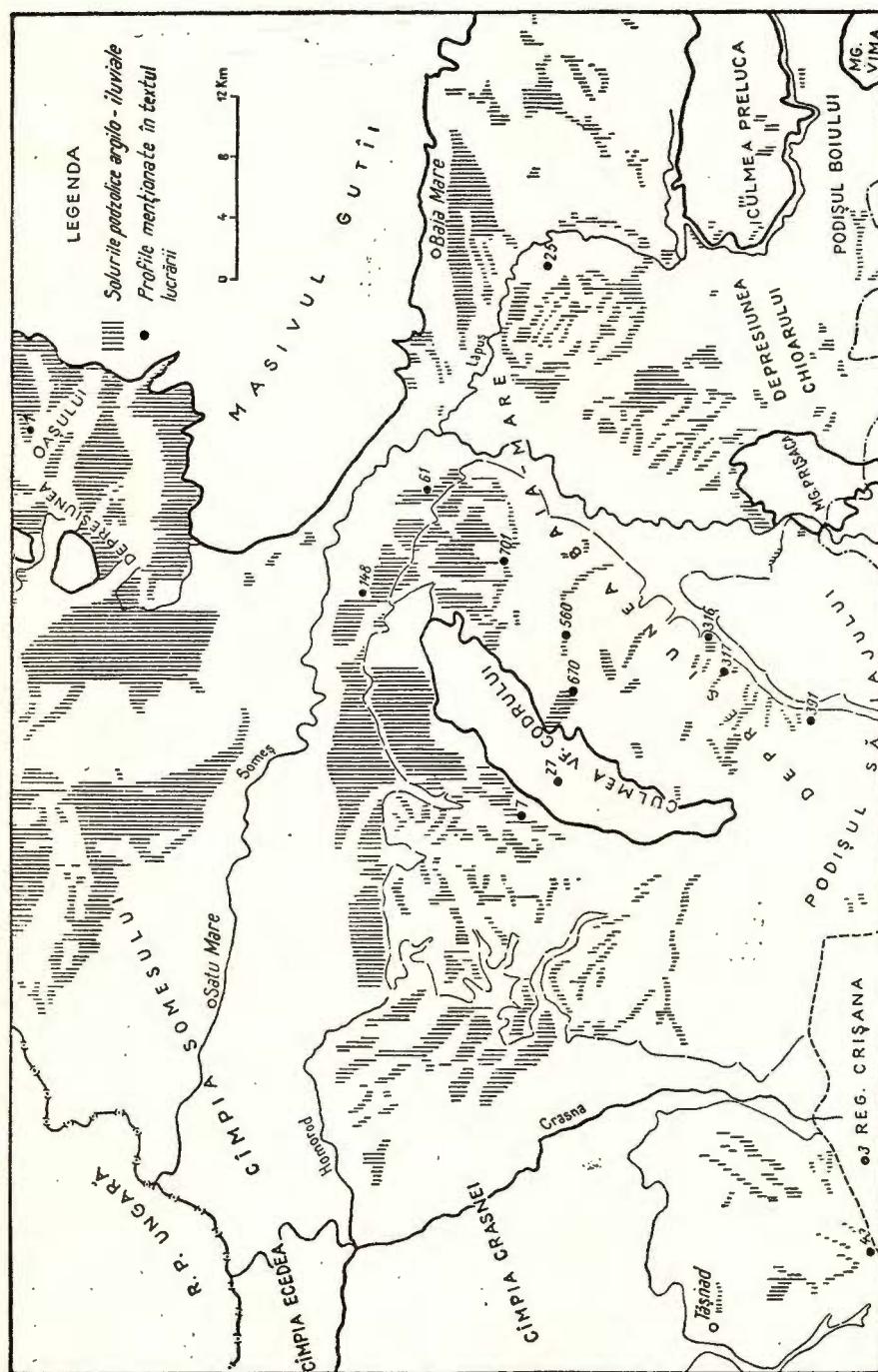


Fig. 1. — Repartitia solurilor podzolice argilo-iluviale din nord-vestul săi și amplasarea profilelor de sol menționate în textul lucrării.

Répartition des sols lessivés situés dans le N - W du pays et emplacement des profils des sols mentionnés dans le texte :

1. sols lessivés ; 2. profils cités dans le texte.

TAÎBÈLÜ 2

*Compoziția granulometrică și indicii granulometrii a unor soluri acide din regiunea de nord-vest a României*

Profilul	Fractii granulometrice în % mai mici de :						Raportul praf/ nisișip	Modulul mm	Mediana mm	Indici				
	0,001 mm	0,002 mm	0,01 mm	0,02 mm	0,2 mm	2 mm				Ds	Asi	Ase	Ksi	
27	10—25	17,9	22,0	42,1	61,9	96,2	100,0	1,16	0,031	0,013	0,52	-0,29	-0,44	0,71
	80—95	45,7	49,7	63,1	75,7	98,6	100,0	1,14	0,031	0,002	1,28	-0,25	-0,17	1,44
	105—120	47,3	51,4	63,6	76,5	97,6	100,0	1,19	0,031	0,002	1,28	-0,10	-0,07	1,44
7	30—40	16,8	21,0	41,5	62,5	97,8	100,0	1,09	0,031	0,014	0,46	-0,36	-0,54	0,70
	120—135	48,8	52,5	65,4	76,8	98,4	100,0	1,10	0,031	0,002	1,29	-0,09	-0,12	1,52
43	22—38	15,7	20,7	42,7	62,2	95,3	100,0	1,26	0,031	0,013	0,49	-0,28	-0,34	0,75
	95—110	46,2	50,1	65,2	77,2	96,9	100,0	1,38	0,031	0,002	1,25	-0,20	-0,17	1,40
701	20—35	15,5	20,0	41,8	62,8	98,7	100,0	1,17	0,031	0,013	0,45	-0,28	-0,49	0,76
	110—125	44,2	49,1	64,7	78,1	99,6	100,0	1,35	0,031	0,002	1,20	-0,24	-0,28	1,47
670	15—30	16,1	21,2	44,8	62,3	97,7	100,0	1,16	0,031	0,013	0,52	-0,24	-0,44	0,77
	70—85	42,9	46,8	62,6	74,6	98,9	100,0	1,15	0,031	0,003	1,23	-0,35	-0,32	1,43
391	10—20	16,9	21,1	46,7	64,1	96,4	100,0	1,34	0,031	0,011	0,50	-0,13	-0,36	0,75
	80—95	47,5	50,4	68,4	79,9	99,5	100,0	1,49	0,031	0,002	1,27	-0,28	-0,21	1,48
148	15—25	18,2	20,6	43,2	61,7	97,9	100,0	1,14	0,031	0,013	0,49	-0,20	-0,52	0,63
	70—80	38,8	41,6	59,7	71,8	99,3	100,0	1,31	0,031	0,005	1,22	-0,47	-0,41	1,39
3	10—20	16,9	21,4	43,2	62,3	97,6	100,0	1,16	0,031	0,013	0,49	-0,27	-0,46	0,76
	125—145	40,1	43,0	57,9	73,3	98,1	100,0	1,22	0,031	0,005	1,23	-0,50	-0,44	1,45
316	18—33	17,4	22,4	43,1	61,3	96,9	100,0	1,10	0,031	0,013	0,54	-0,26	-0,40	0,82
	100—115	38,7	44,4	61,4	73,3	99,2	100,0	1,12	0,031	0,004	1,04	-0,27	-0,34	1,27
1	10—25	16,7	21,0	42,2	61,3	97,0	100,0	1,13	0,031	0,014	0,50	-0,30	-0,47	0,67
	95—110	35,4	39,6	57,3	73,8	99,7	100,0	1,32	0,031	0,006	1,05	-0,50	-0,51	1,28
61	20—33	16,4	19,4	39,6	58,2	97,3	100,0	0,99	0,031	0,015	0,46	-0,31	-0,54	0,68
	85—100	33,0	36,4	52,8	67,2	97,9	100,0	1,00	0,031	0,008	1,07	-0,53	-0,64	1,57
317	18—35	16,3	21,2	42,7	61,5	97,2	100,0	1,13	0,031	0,014	0,50	-0,29	-0,46	0,79
	75—90	33,2	38,2	55,5	70,3	98,7	100,0	1,13	0,031	0,007	0,94	-0,27	-0,44	1,18
560	18—35	14,4	19,8	40,9	62,0	97,9	100,0	1,18	0,031	0,014	0,47	-0,23	-0,49	0,85
	95—110	25,6	30,8	49,3	66,1	96,2	100,0	1,18	0,031	0,010	0,73	-0,44	-0,52	0,97
25	13—23	16,7	21,7	43,8	63,6	98,1	100,0	1,21	0,031	0,012	0,51	-0,27	-0,46	0,74



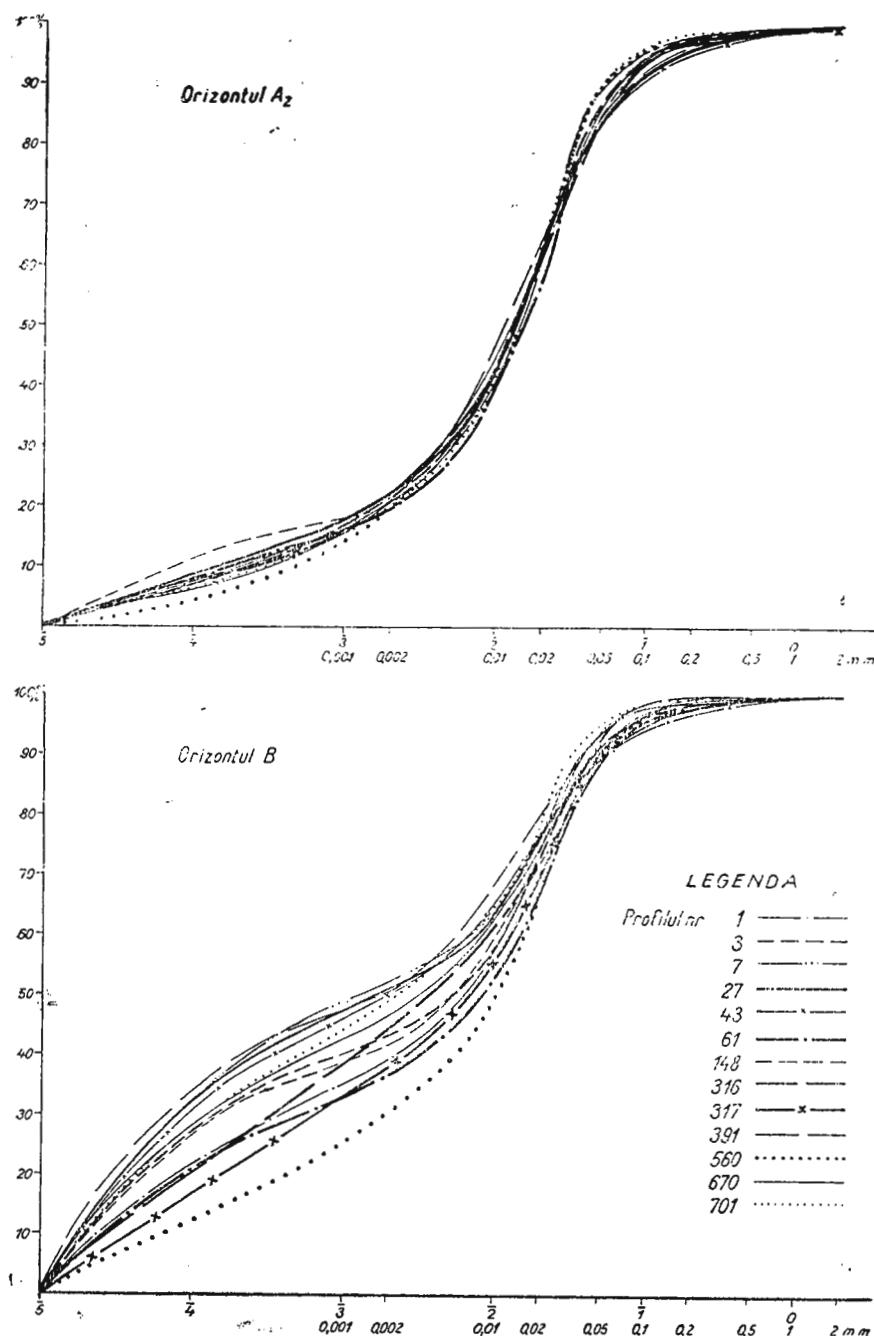


Fig. 2. — Curbe cumulutive ale compoziției granulometrice ale orizonturilor A și B a unor soluri podzolice argilo-iluviale.

Courbes cumulatives de la composition granulométrique des horizons A et B de certains sols lessivés.

(luturi medii sau grele, cu 39–46% argilă fizică) și argiloasă în orizontul B (argile ușoare și medii cu 50–70% argilă fizică).

Pentru studierea comparativă a acestor profile am reprezentat grafic curbele de însumare ale compozиției granulometrice ale orizonturilor A<sub>2</sub> și B. Pe baza curbelor de însumare obținute (fig. 2) am calculat apoi o serie de indici granulometriți (indicele de dispersie D<sub>s</sub>; asimetria internă A<sub>si</sub>; asimetria externă A<sub>se</sub>; indicele de Kurtosis K<sub>si</sub>), modulul și mediana prin sistemul propus de N. Florea (1966). De asemenea am studiat raportul, care există între cantitatea de praf și nisip. Compoziția granulometrică prin însumarea fracțiunilor determinate și indicii calculați sunt redați în tabelul 2. Din studierea datelor acestui tabel se pot observa cîteva trăsături comune.

La toate profilele cercetate, inclusiv profilul nr. 27 se constată practic aceeași compoziție granulometrică pentru orizontul A. Cantitatea de argilă (particule < 0,002 mm) variază între 19,4–22%, iar praful și argila (particule < 0,002 mm) între 61 și 64%. Analizînd sumă particulelor < 0,2 mm, se constată aceeași asemănare, valoarea lor ajungînd la 96–98%. Mediana curbei de însumare pentru orizontul A<sub>2</sub> arată valori asemănătoare, în general 0,013–0,014 mm. Aceeași uniformitate a orizontului A<sub>2</sub> este indicată și de valorile celorlalți indici calculați. Valoarea indicelui de asimetrie A<sub>si</sub>, în general –0,24...–0,30, se apropie de valorile indicate pentru unele loessuri tipice –0,24...–0,26 (N. Florea, 1966).

În privința compozиției granulometrice ale unor probe din orizontul B se constată la solurile cercetate o oarecare diversitate, putîndu-se deosebi două grupe de soluri. Din prima grupă fac parte solurile, cu un orizont B mai bogat în material fin, cu o cantitate medie de 50% argilă (profilele nr. 27, 7, 43, 701, 391). În grupa a doua, solurile au o cantitate de argilă ce variază între 30 și 44% (profilele nr. 148, 3, 316, 1, 61, 317 și 560). Aceeași deosebire se constată și în privința conținutului de praf și argilă, 75–80% pentru prima grupă, față de 66–73% pentru a doua grupă. Valoarea medianei este pentru prima grupă 0,002 mm (indicînd 50% conținut de argilă) și valori cuprinse între 0,004 și 0,01 mm pentru grupa a doua. Aceeași grupare este indicată și de valoarea indicelui de dispersie, 1,20–1,28 la profilele din prima grupă și 0,73–1,23 la grupa a doua. Indicele de kurtosis are valori mai mari, 1,40–1,52 pentru prima grupă și mai mici, 0,97–1,39 (excepție profilul 61) la solurile din grupa a doua; valorile indicilor de asimetrie se repartizează și ele în două grupe. În concluzie se remarcă un orizont A asemănător pentru toate profilele examineate, deosebit net de orizontul B; după caracterele acestui orizont profilele cercetate se subîmpart în două grupe.

Studiind raportul dintre valoarea indicelui  $\text{Asi}$  din orizontul A și valoarea același indice în orizontul B, căpătăm la majoritatea profilelor valori subunitare (profilele 560, 61, 1, 3, 148, 391, 670), sau valori supraunitare mari  $2,9 - 4,0$  (profilele 29, 7) ceea ce indică apartenența diferită ca depozit a celor două orizonturi (excepție fac profilele 316, 317 la care acest raport este aproximativ 1). Este de presupus că în cazul migrării argilei în orizontul B indicele  $\text{Asi}$  ar trebui să fie mai mic (simetrie mai bună) ori se constată că indicele  $\text{Asi}$  este mai mare în B față de A, fapt care poate fi explicat prin existența unei stratificări inițiale; de asemenea valorile foarte mari ale raportului indicilor de asimetrie din orizonturile A și B nu pot fi puse numai pe seama migrării de argilă în B, astfel încât se poate admite o stratificare a depozitului (N. Flora).

Analizând raportul praf-nisip pe profil se constată în general o variație; o diferență mare a acestui raport între nivelele orizontului A și B se constată la profilele 701 și 391. Profilele 7, 670, 61 și 560 au același raport praf-nisip în orizontul A și B.

Valoarea modulului este aceeași atât în orizontul A cât și în B — 0,031 mm pentru toate solurile cercetate. Această valoare ne arată că în cadrul fracțiunilor granulometrice predomină frâcțiunea de  $0,01 - 0,05$  mm caracteristică pentru alcătuirea granulometrică a loessului și materialelor loessoide.

Din cele expuse se pot desprinde următoarele concluzii :

Orizontul A de la toate solurile cercetate, are o origine analogă, având aceeași alcătuire granulometrică și valorile asemănătoare pentru mediană, indici granulometrici și raportul praf-nisip.

Orizontul B, diferit de orizontul A, nu se poate explica doar prin migrarea argilei, deoarece la baza unor orizonturi A asemănătoare se află orizonturi B ce se deosebesc între ele (alcătuirea granulometrică diferită, raport dintre indici granulometrici prea mare sau subunitar), astfel încât se poate vorbi despre existența unor materiale parentale cu stratificare inițială (între A și B) sau despre condiții de solificare deosebite (în cazul orizonturilor B).

Depozitele de solificare ale solurilor situate pe diferite forme de relief și pe substrate litologice variate, ale căror orizonturi A și B au același modul (0,031 mm), o alură a curbei de însumare asemănătoare, cu predominarea fracției de  $0,01 - 0,05$  mm, se pot considera ca fiind de origine eoliană. Existența unor stratificații inițiale, corespunzătoare actualelor orizonturi A și B este foarte posibilă.

Pentru existența unei evidente stratificări dintre orizonturile A și B merită atenție profilul 25-Săcălășeni. Orizonturile eluviale cu caracter



TABELUL 3

Date analitice

Soil solodic freatic umed pe alteranțe de luturi și argile (profil nr. 25-4971/3 la nord-vest de Săcălașeni, lunca Săsărului)  
Analizat de Maria Constantinescu (humus și  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ); Florica Popescu ( $\text{P}_2\text{O}_5$ , cationi de schimb și săruri solubile)

Recoltat de F. I. Predei

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la  $105^\circ$ 

Adincimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %						Raportul la partea silicatică				Raportul prat: nisip fin mm	
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002 – 0,02 mm)	Nisip fin (0,02 – 0,2 mm)	Nisip grosier (0,2 – 2 mm)	Argila fină mm)	Argilă fizică mm)	<0,002/ mm		0,002 – 0,02/ mm			
							<0,002/ mm	0,002 – 0,02/ mm	0,2 – 2/ mm	<0,001/ mm		
0 – 9	20,9	38,6	34,4	1,3	16,4	41,7	21,9	40,5	36,1	1,4	17,2	
12 – 23	21,1	40,9	33,7	1,8	16,2	42,7	21,7	41,9	34,5	1,8	16,7	
27 – 42	33,0	37,5	27,7	0,5	27,8	52,7	33,4	37,9	28,1	0,5	28,1	
61 – 73	45,7	39,1	13,6	0,7	39,5	71,9	46,1	39,4	13,7	0,7	39,8	
97 – 113	62,8	24,4	11,0	1,1	56,7	79,2	63,2	24,6	11,1	1,1	57,0	
129 – 143	69,5	21,5	7,1	0,1	61,6	85,6	70,7	21,9	7,3	0,1	62,7	
	Orizontul	Apă hidroscopică %	Humus $C \times 1,72$ %	N total %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca %	pH în suspensie	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> total %	T me	V %	Na <sup>+</sup> T = 100 %	
0 – 9	A	2,10	5,0	0,24	14,3		5,1	3,7	0,09	16,92	35,6	
12 – 23	A <sub>2</sub>	1,73	2,4	0,10	15,8		5,3	3,6	0,07	16,15	47,5	
27 – 42	A <sub>2</sub> b	3,08	0,9	0,05	11,5		5,5	3,8		20,46	62,0	
61 – 73	B <sub>1</sub>	4,30	0,6	0,04	8,0	0	7,4	5,8		34,08	93,3	
97 – 113	Bd	6,66				0,8			—	100,0	10,5	
129 – 143	DC	6,92				3,7			—	100,0	15,8	
										—	0,202	
										15,0	0,175	



podzolic ale profilului 25 (tab. 3) sănt asemănătoare profilelor cercetate și sănt dispuse pe depozite deosebite ca geneză și alcătuire granulometrică; prezența lor pe un relief tînăr (terasă de luncă a Săsarului) indică vîrstă relativ recentă.

Aceste date întăresc ideea originii eoliene și a prezenței unor depozite relativ recente în cazul orizonturilor din partea superioară a profilelor solurilor podzolice prezentate.

Argumentele privitoare la geneza eoliană, a unora din depozitele de suprafață din această regiune, confirmă ipoteza lui I. Sümgely (1944) care explică originea lor prin depunerile eoliene în regiuni cu climat mai umed.

Privitor la alcătuirea granulometrică a fracțiunii argiloase a profilului din Culmea Vîrful Codrului (tab. 1), constatăm că în prezent conținutul de argilă (sub 0,002 mm) în orizontul B (49–51%) este dublu față de acela al orizontului A (21–23%). Este puțin probabil că această diferențiere a orizontului B de A s-ar datora exclusiv procesului iluvial. Este de remarcat și faptul că pe toată grosimea orizontului B (de la 75 la 125 cm) se constată valori constante, atât pentru argila sub 0,01 mm (63%), cît și pentru argila sub 0,001 mm (46–47%). Considerăm de aceea că această diferențiere texturală poate fi atribuită mai curînd unei stratificări de depozit decît unor procese argilo-iluviale.

Pentru a cerceta prezența unor stratificații granulometrice în cazul profilului dat este sugestivă examinarea rezultatelor sitării nisipului (fracțiune care nu participă la procesele eluviale). În tabelul 4 este redată fracționarea nisipului fin și grosier al fracțiunii psamitice ( $D > 0,05$  mm după L. B. Ruhin) care a fost folosită pentru separarea mineralelor grele. Pe baza acestor date constatăm că suborizontul BD nu este semnificativ; el este dispus pe un substrat litologic compact și prezintă caracteristici deosebite datorită amestecului de material provenit din roca alterată. Orizontul B mai ales prin suborizontul  $B_1$ , mai depărtat de influența materialului scheletic din substrat, atestă posibilitatea unei stratificații deosebite față de suborizonturile A din partea superioară a profilului.

Valorile coeficienților de sortare (Ds) și asimetrie (Asi) pentru suborizonturile A diferă de acelea ale orizontului  $B_1$  și atestă o depunere stratificată a materialului. Valorile apropriate ale acestor coeficienți pentru suborizonturile  $B_1-B_2$ , sugerează depunerea materialului într-un singur ciclu. În general, valorile — puțin diferite între ele — ale coeficienților Ds și Asi corespunzătoare suborizontului B sănt mai mici decît valorile parametrilor respectivi din suborizonturile A, ceea ce ne indică, pentru



partea inferioară (B) a profilului un material parental deosebit și cu o sortare mai bună, față de materialul din suborizonturile superioare (A).

Valorile mici ale coeficientului de decalaj ( $c$ ) între mediana probei globale și mediana fracției grele din proba respectivă sugerează o origine eoliană (după L. B. R u h i n, coeficientul de decalaj cuprins între 0 și 3 fiind caracteristic nisipurilor eoliene). Creșterea treptată, pe verticală a

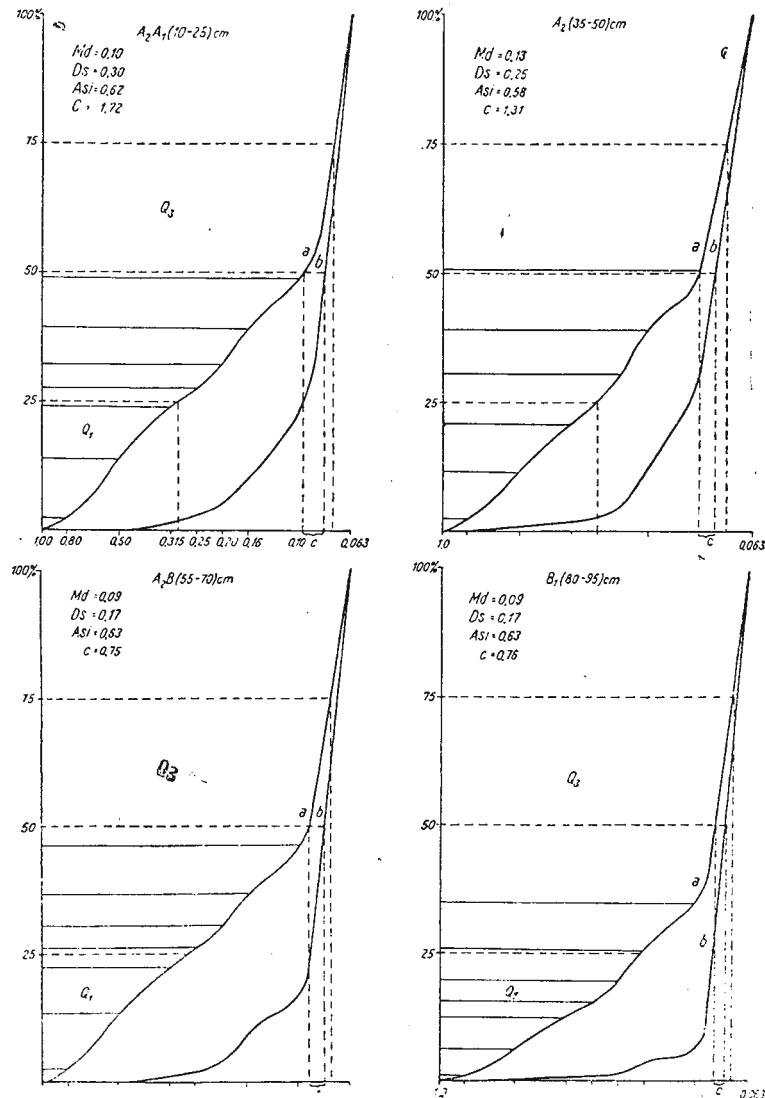


Fig. 3

acestor valori, ne indică o sortare mai slabă a materialelor detritice mai recente (din partea superioară a profilului) datorită creșterii intensității agentului de transport (fig. 3).

TABELUL 4

*Alcătuirea granulometrică a fracției psamitice din probele de sol ale profilului nr. 27*

Orizontul	Adincimea în cm	Frațiunea psamitică sub 0,05 mm (clase granulometrice în %)				Valorile parametrilor granulometrici la frațiunea > 0,05 mm			
		0,063 – 0,10 mm	0,10 – 0,25 mm	0,25 – 0,5 mm	0,5 – 1 mm	Md	Ds <sup>1</sup>	Asi	c
A <sub>1</sub>	0 – 6	—	—	—	—	—	—	—	—
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10 – 25	50,9	21,3	13,9	13,9	0,10	0,30	0,62	1,72
A <sub>2</sub>	35 – 50	49,5	25,7	13,4	11,4	0,13	0,25	0,58	1,31
A <sub>2</sub> B	55 – 70	53,6	20,2	12,6	13,6	0,09	0,28	0,75	1,21
B <sub>1</sub>	80 – 95	65,0	19,5	9,1	6,4	0,09	0,17	0,63	0,75
B <sub>2</sub>	105 – 120	51,2	26,2	10,8	11,8	0,10	0,23	0,58	0,58
BD	140 – 160	29,7	29,3	20,7	20,3	0,20	0,34	0,30	11,28

Fracțiunea psamitică, pregătită pentru separarea mineralelor grele și obținută în urma separării nisipului prin sитеle de: 0,10 ; 0,16 ; 0,20 ; 0,315 ; 0,50 ; 0,80 ; 1 mm și a încadrării sale (prin analogie cu clasificarea rocilor detritice a lui L. B. R u h i n ). Indici granulometrici: mediana (Md), coeficientul de sortare (Ds), coeficientul de asimetrie (Asi) și coeficientul de decalaj (c) între mediana probei globale și mediana fracției grele din proba respectivă. Ds și Asi au fost calculați din indicii So și respectiv Sk ai lui Trask, după relațiile algebrice stabilite de N. Florea (1966).

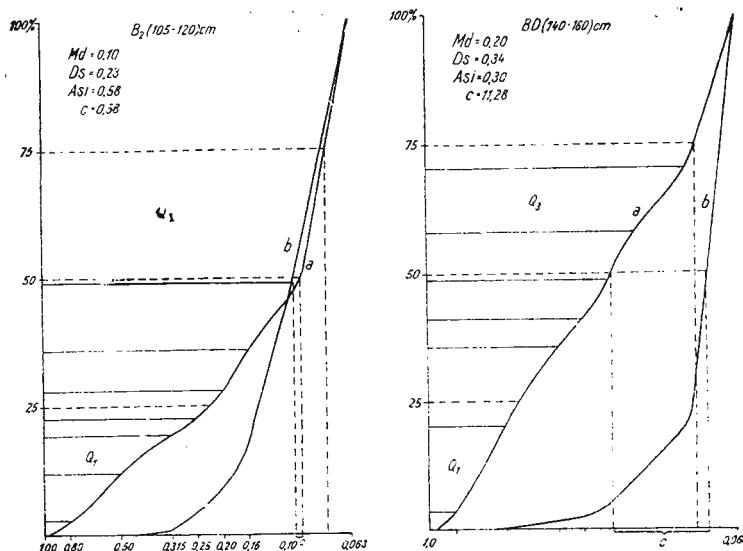


Fig. 3. — Curbele cumulitative ale materialului nisipos (a) și curbele cumulitative ale mineralelor grele (b); coeficientul de decalaj (c).

Courbes cumulatives du matériel sableux (a) et courbes cumulatives des minéraux lourds (b); coefficient de décalage (c).



În concluzie, cercetarea alcătuirii granulometrice a profilului studiat ne dă indicații, că în cazul dat, materialul parental aparent omogen, reprezintă totuși o depunere eoliană stratificată, iar materialul cel mai grosier și mai puțin sortat corespunde orizonturilor eluviale, formate mai recent.

#### CONSIDERAȚII ASUPRA MINERALELOR GRELE ALE SOLULUI STUDIAT

Acest studiu a urmărit determinarea speciilor minerale, caracteristicile morfologice precum și considerații asupra raporturilor conținutului lor pe orizonturi și pe clase granulometrice ale materialului psamitic al probelor, valori apropiate pentru suborizonturile A (1,8–2,1%) și variante pentru B (3,5% la B<sub>1</sub>, 0,8% la B<sub>2</sub> și 1,8% la BD). În afara mineralelor opace, greu de precizat, a limonitului și a biotitului, mai alterabil, au fost determinate minerale primare ca: almandinul, rutilul, epidotul, turmalina brună, hiperstenul, hornblenda verde, zirconul, staurolitul și distenul.

Pentru a scoate în evidență caracteristicile semnalate mai sus și mai ales raporturile lor cantitative, vom trece în revistă fiecare specie minerală.

TABELUL 5

*Conținutul de minerale grele în probele profilului nr. 27*

Orizontul	Adâncimea în cm	Material psamitic în sol %	Fracția grea în material psamitic %	Fracția grea în probă de sol %	Conținutul relativ în clasele granulometrice ale materialului psamitic (total conținut fracția grea în material psamtic = 100)							
					0,063 – 0,10	0,10 – 0,16	0,16 – 0,20	0,20 – 0,25	0,25 – 0,315	0,315 – 0,50	0,50 – 0,80	0,80 – 1,00
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10 – 25	14,54	1,81	0,26	77,4	12,5	4,9	2,0	1,4	1,8	—	—
A <sub>2</sub>	35 – 50	15,89	2,00	0,32	70,0	17,8	7,2	2,6	0,5	1,0	0,5	0,4
A <sub>2</sub> B	55 – 70	7,04	2,11	0,15	77,0	13,3	6,5	1,8	0,7	1,4	0,2	—
B <sub>1</sub>	80 – 95	9,77	3,55	0,35	93,4	3,1	1,9	0,9	0,3	0,3	0,1	—
B <sub>2</sub>	105 – 120	8,24	0,80	0,06	45,8	34,7	10,6	4,5	3,2	1,2	—	—
BD	140 – 160	25,23	1,87	0,47	79,4	10,8	5,0	2,3	0,7	1,3	0,5	—

Mineralele opace apar frecvent în granule cu un grad avansat de rotunjire, iar în clasele granulometrice medii și grosieră, în mod subordonat, se remarcă forme colțuroase pînă la subrotunjite; masa de bază a granulelor prezintă suprafețe șagrenate. De remarcat că în suborizontul A<sub>2</sub>, în clasele medii și mai ales în cea grosieră, 95% din întregul preparat, iar în B<sub>2</sub>, în clasa fină, dar în cantități reduse, au fost găsite morulioide (gra-



nule în forme sferice). Conținutul în probă și cel pe clase granulometrice prezintă variații pe verticală și sugerează o depunere stratificată efectuată în etape, în funcție de intensitatea agentului de transport.

*Limonitul*, împreună cu diferite minerale limonitizate, sănătă reprezentăți prin granule rotunjite și foarte rar prin granule cu habitusuri prismatice (probabil preponderent amfiboli). Mineralele limonitizate, supuse proceselor de alterare, nu pot fi folosite la interpretarea stratificației litologice.

*Biotitul*, reprezentat prin lamele brune, prezintă uneori un pleocroism evident, însă la majoritatea lamelelor se constată decolorări și parțial chiar cloritizări. Excesiva lui variație cantitativă (cu absența totală în A<sub>2</sub>B), împreună cu fenomenele de retromorfism constatate ne determină să considerăm această specie minerală ca neconcludentă.

*Almandinul* este reprezentat mai ales prin granule subcolțuroase pînă la rotunjite, cu un grad avansat de rotunjire în clasa fină și foarte fină; alterarea mamelonară se remarcă îndeosebi la clasa foarte fină și mai rar la cea fină. Prin conținutul, în general variabil, dar scăzut în orizonturile de bază și participarea sa relativ constantă în cadrul claselor granulometrice din orizonturile superioare (A<sub>2</sub> și A<sub>2</sub>B) se pune în evidență existența unui depozit stratificat. Medianele curbelor cumulative din sub-orizonturile A<sub>2</sub> sănătă dispuse în partea centrală a clasei medii, iar în cazul

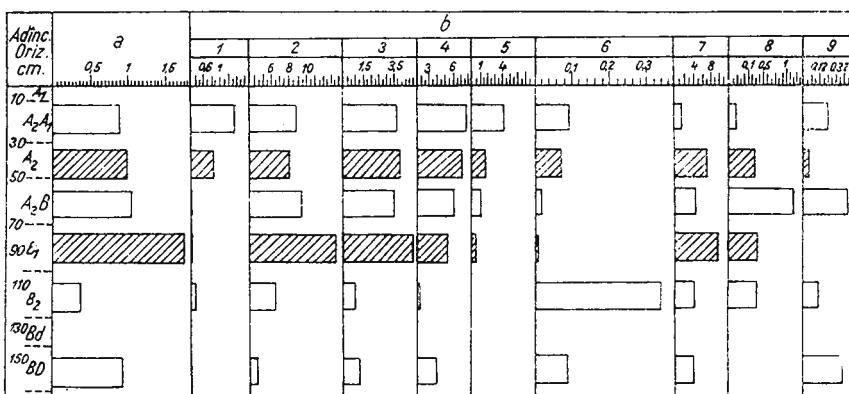


Fig. 4. — Variația conținutului fracției grele (a) și variația conținutului total al speciilor minerale din probele profilului de sol din Culmea Virful Codrului (b):

1. almandin; 2. rutile; 3. turmalină brună; 4. epidot; 5. hipersten; 6. hornblenda verde; 7. zircon; 8. staurolit; 9. disten.

Variation de la teneur de la fraction lourde (a) et variation de la teneur totale des espèces minérales présentes dans les échantillons du profil de sol de Culmea Virful Codrului (b):  
 1. almandin, 2. rutile; 3. tourmaline brune; 4. épidoze; 5. hypersthène; 6. hornblende verte; 7. zircon; 8. staurolite; 9. diéthène.

TABELUL 6  
*Continutul de specii minerale grele in probele profilului nr. 27*

Ori- zon- tul	Adinci- mea in cm	In pro- ba mg/ 100 g sol	In ma- teria- lul psa- mitic %	Conținutul relativ (total conținut de specii minerale în fiecare clasă granulometrică = 100)							
				In clase granulometrice							
1	2	3	4	0,063 -0,10	0,10 0,16	0,16 0,20	0,20 0,25	0,25 0,315	0,315 -0,50	0,50 0,80	0,80 0,1
<b>Minerale opace</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	120	49,24	44,2	64,9	67,7	67,8	75,6	64,5	—	—
A <sub>2</sub>	35—50	160	50,83	45,3	65,2	65,4	50,7	69,5	68,0	15,0	96,1
A <sub>2</sub> B	55—70	80	54,22	49,4	69,8	67,0	74,1	68,0	80,3	75,1	—
B <sub>1</sub>	80—95	180	50,60	49,8	61,6	60,8	65,4	73,7	64,3	60,0	—
B <sub>2</sub>	105—120	40	68,24	62,0	73,9	71,7	70,0	78,7	77,6	—	—
BD	140—160	290	61,52	59,6	65,8	72,1	63,9	63,9	71,7	89,2	—
<b>Limonitul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	60	22,45	23,5	21,0	21,3	20,1	8,2	3,7	—	—
A <sub>2</sub>	35—50	60	19,59	20,1	19,7	18,9	18,8	20,6	17,2	—	1,5
A <sub>2</sub> B	55—70	30	17,63	16,3	21,8	24,3	21,9	25,1	17,6	7,0	—
B <sub>1</sub>	80—95	50	15,06	14,2	29,0	30,5	21,9	19,4	19,6	20,7	—
B <sub>2</sub>	105—120	10	16,68	15,5	18,1	20,0	16,6	9,8	6,0	—	—
BD	140—160	80	17,12	16,4	19,4	20,7	25,2	25,9	15,4	10,8	—
<b>Almandinul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	4,0	1,69	1,1	1,0	0,8	6,2	9,6	24,0	—	—
A <sub>2</sub>	35—50	3,0	0,84	0,7	0,9	1,3	0,4	6,6	6,1	—	2,4
A <sub>2</sub>	55—70	2,0	0,12	—	0,4	0,9	1,2	—	—	—	—
B <sub>1</sub>	80—95	2,0	0,06	—	0,7	1,6	—	—	1,7	—	—
B <sub>2</sub>	105—120	2,0	0,40	0,6	—	1,3	—	—	—	—	—
BD	140—160	2,0	0,05	—	—	0,9	—	—	—	—	—
<b>Rutulul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	20,0	8,86	0,2	5,8	3,9	0,9	1,9	2,8	—	—
A <sub>2</sub>	35—50	20,0	7,38	8,5	5,0	2,5	3,4	—	4,5	45,5	—
A <sub>2</sub> B	55—70	10,0	9,98	12,0	4,3	2,1	1,0	—	—	—	—
B <sub>1</sub>	80—95	50,0	13,90	14,6	4,8	3,7	1,6	6,9	14,4	1,9	—
B <sub>2</sub>	105—120	4,0	6,71	9,6	3,9	2,2	7,0	6,3	16,4	—	—
BD	140—160	20,0	4,05	13,7	4,2	3,4	1,0	2,7	4,8	—	—
<b>Turmalina brună</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	10,0	3,68	4,4	0,8	0,7	2,2	4,0	2,3	—	—
A <sub>2</sub>	35—50	10,0	3,85	2,5	4,3	8,5	23,7	—	4,2	6,6	—
A <sub>2</sub> B	55—70	5,0	3,54	4,4	0,7	1,2	—	2,0	0,5	2,9	—
B <sub>1</sub>	80—95	20,0	4,55	4,8	0,1	1,2	9,0	—	—	1,9	—
B <sub>2</sub>	105—120	0,6	0,95	1,4	0,3	1,4	1,6	—	—	—	—
BD	140—160	6,0	1,27	1,4	0,5	0,8	0,9	1,5	5,7	—	—
<b>Epidotul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	20,0	7,66	9,2	3,2	3,1	—	—	—	—	—
A <sub>2</sub>	35—50	20,0	7,16	9,3	3,1	0,3	1,3	1,2	—	—	—
A <sub>2</sub> B	55—70	9,0	6,19	8,5	1,9	1,9	0,5	1,7	1,6	9,8	—
B <sub>1</sub>	80—95	20,0	4,30	4,5	1,2	0,9	—	—	—	—	—
B <sub>2</sub>	105—120	0,7	1,20	1,6	0,5	0,7	0,7	5,2	—	—	—
BD	140—160	20,0	3,52	3,2	8,6	0,8	—	1,1	—	—	—

(Continuare tab. 6).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Hiperstenul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	10,0	4,16	5,1	1,2	0,6	1,8	—	—	—	—
A <sub>2</sub> <sub>2</sub>	35—50	6,0	1,84	2,1	1,2	1,8	0,3	—	—	—	—
A <sub>2</sub> B	55—70	2,0	1,12	1,2	0,8	1,6	—	3,2	—	—	—
B <sub>1</sub>	80—95	2,0	0,52	0,5	0,2	0,4	—	—	—	—	—
B <sub>2</sub>	105—120	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BD	140—160	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Hornblendă</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	0,2	0,09	—	0,2	0,2	—	—	2,7	—	—
A <sub>2</sub> <sub>2</sub>	35—50	0,2	0,07	—	—	0,5	0,8	2,1	—	—	—
A <sub>2</sub> B	55—70	0,03	0,02	—	—	1,0	1,0	—	—	—	—
B <sub>1</sub>	80—95	0,03	0,01	1,4	0,4	0,4	—	—	—	—	—
B <sub>2</sub>	105—120	0,2	0,38	—	0,8	0,8	—	—	—	—	—
BD	140—160	0,4	0,09	—	0,2	0,8	—	1,9	1,8	—	—
<b>Zirconul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	4,0	1,47	1,6	1,4	0,8	—	—	—	—	—
A <sub>2</sub> <sub>2</sub>	35—50	20,0	7,66	10,8	0,4	—	—	—	—	—	—
A <sub>2</sub> B	55—70	7,0	4,53	5,9	0,2	—	—	—	—	—	—
B <sub>1</sub>	80—95	30,0	9,36	10,0	0,5	0,5	—	—	—	—	—
B <sub>2</sub>	105—120	3,0	4,23	8,4	1,1	—	—	—	—	—	—
BD	140—160	20,0	4,05	4,9	0,8	0,5	—	—	—	—	—
<b>Biotitul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	1,0	0,38	0,4	—	0,6	—	0,7	—	—	—
A <sub>2</sub> <sub>2</sub>	35—50	2,0	0,48	0,5	—	—	—	—	—	32,9	—
A <sub>2</sub> B	55—70	0,03	0,02	—	—	—	0,3	—	—	5,2	—
B <sub>1</sub>	80—95	0,07	0,02	—	0,1	—	2,1	—	—	—	—
B <sub>2</sub>	105—120	0,4	0,74	0,4	0,5	1,9	3,4	—	—	—	—
BD	140—160	2,0	0,37	0,3	0,5	—	1,9	3,0	0,6	—	—
<b>Staurolitul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	0,2	0,07	—	0,3	0,3	0,5	—	—	—	—
A <sub>2</sub> <sub>2</sub>	35—50	0,9	0,28	0,2	0,2	0,8	—	—	—	—	—
A <sub>2</sub> B	55—70	2,0	1,26	1,6	0,1	—	—	—	—	—	—
B <sub>1</sub>	80—95	1,0	0,30	0,2	1,3	—	—	—	—	15,5	—
B <sub>2</sub>	105—120	0,2	0,32	0,5	0,3	—	0,7	—	—	—	—
BD	105—160	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<b>Distenul</b>											
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10—25	0,6	0,23	0,3	—	—	0,5	—	—	—	—
A <sub>2</sub> <sub>2</sub>	35—50	0,06	0,02	—	—	—	0,6	—	—	—	—
A <sub>2</sub> B	55—70	0,08	0,53	0,7	—	—	—	—	—	—	—
B <sub>1</sub>	80—95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B <sub>2</sub>	105—120	0,09	0,15	—	0,5	—	—	—	—	—	—
BD	140—160	2,0	0,44	0,5	—	—	—	—	—	—	—



celorlalte orizonturi (cu excepția orizontului BD) în clasa fină. Putem astfel considera, că almandinul suborizonturilor A aparține unor depozite detritice, care în funcție de intensitatea agentului de transport au fost aduse din puncte de aflorare a rocilor granatifere dispuse în locuri diferite față de cele corespunzătoare pentru orizontul B.

*Rutilul*, prin morfologia variată a granulelor, dominat de formele prismatic-colțuroase pînă la subrotunjite (cu cristale aciculare rotunjite în clasa foarte fină) împreună cu prezența formelor idiomorfe, prin prezența maclelor în genunchi, a maclelor în formă de inimă (doar în B<sub>2</sub> și BD), prin repartizarea medianelor probelor din diferite orizonturi precum și prin formele cu mai multe trepte ale curbelor de distribuție, ne indică un material provenit din mai multe arii de alimentare. Variația pe verticală a conținutului în probă și cel pe clase granulometrice scoate în evidență, ca și în cazul almandinului, existența unor depozite stratificate.

*Turmalina brună*, prin forma variată a granulelor, prismatic-colțuroasă, rareori idiomorfe, sau cu rotunjiri ale capetelor prismei, împreună cu raporturile cantitative diferite și distribuția neregulată a medianelor, corespunzătoare diferitelor probe pe profil ne demonstrează originea ei detritică alohtonă. Prezența turmalinei galbene, în fragmente prismatice, numai în suborizontul A<sub>2</sub>, indică la rîndul său existența pe aria de sursă și a unor roci sedimentare (în care ea a fost remaniată inițial din roci crista-lofilene).

*Epidotul* apare în fragmente prismatice, cu o accentuată rotunjire, sau în aggregate granulare care în afara coloritului verde prezintă uneori și granule incolore. Conținutul relativ în probă, raporturile cantitative pe clase granulometrice (mai ales A<sub>2</sub> față de B<sub>1</sub> și B<sub>2</sub>), valorile diferite (variate) ale medianelor și curbelor de însumare uneori cu mai multe trepte (la suborizontul A<sub>2</sub>B) indică o stratificare cu o sortare slabă a materialului provenit din puncte de alimentare variate.

*Hiperstenul* se găsește sub formă de granule prismatice cu un grad avansat de rotunjire (chiar prismatic-rotunjite), adeseori cu striațiuni pe direcția prismelor și pleocroism specific de la roz-pal pînă la galben-maroniu; alterarea angulară cu rotunjirea capetelor dințate se întâlnește la unele granule din clasa foarte fină (rar fină). Prezența acestei specii minereale în cadrul claselor fine numai în orizonturile superioare și în cantități ce descresc cu adîncimea orizonturilor cercetate și lipsa sa în orizonturile B<sub>2</sub> și BD, demonstrează în mod cert originea sa detritică. Dispunerea valorilor medianelor în clase granulometrice diferite indică și în acest caz puncte de alimentare deosebite cu o granulație variată a rocilor de origine.

*Hornblenda verde*, prin morfologia sa, de la granule cu forme total rotunjite pînă la prisme subrotunjite și colțuroase, prin conținutul și marea variație a valorilor medianelor (în clasele fine și uneori a celei medii) împreună cu creșterea cantitativă din clasele fină și uneori grosieră (mai ales în BD) indică un material detritic alohton (pentru suborizonturile A<sub>2</sub>—A<sub>2</sub>B) și unul provenit din roca pe care se află solul studiat.

*Zirconul* se găsește sub formă de granule prismatic-colțuroase uneori idiomorfe, iar la majoritatea granulelor din clasele medie și fină se remarcă formele subrotunjite; în clasa grosieră, granulele prezintă un idiomorfism evident. Cantitățile variate în cadrul claselor fine și dispunerea valorilor medianelor numai în cadrul clasei foarte fine indică o origine detritică alohtonă și un transport de la distanțe apreciabile din sectoare cu roci variate, în care granulația inițială corespunde datelor granulometrice obținute de noi.

*Staurolitul* apare în granule cu grad avansat de rotunjire, de culoare galben-portocalie intensă, dar cu pleocroism slab. A fost remarcată macla după 231 (Crucea Sf. Andrei) doar în clasa foarte fină a orizonturilor.

*Distenul* este reprezentat prin prisme tabulare alungite ale căror capete sunt adeseori rotunjite. Cantitățile foarte mici, prezența distenului doar în clasele fine, absența staurolitului din orizontul bazal și morfologia granulelor atestă originea lor detritică și un transport de la distanțe apreciabile.

Din cercetarea mineralelor grele (1,8—3,5% din materialul psamitic al probelor) se constată că ele au provenit din rocile cristalofiliene ale masivului cristalin pe care se află situat profilul solului<sup>6</sup>. Ele provin mai ales din roci ca: paragnaise micacee cu granați, cu clorit și epidot, amfibolite, în care speciile minerale prezентate mai sus (în afara staurolitului și distenului) au fost menționate și de R. Dumitrescu și Gh. Popa<sup>7</sup>. După conținutul scăzut al almandinului (sub 1%) și conținutul în epidot (de 4—10%) cu o granulație variată corespunzătoare dimensiunilor între 1,8/0,26—0,10/0,04 mm doar pentru orizonturile din bază (deosebită de cele superioare), se poate aprecia, că aceste orizonturi, au fost influențate de materialul provenit din paragnaisele situate în baza profilului și asemănătoare paragnaiselor micacee cu clorit ± epidot descrise de

<sup>6</sup> Pentru eventualitatea corelării micropetrografice, pe baza mineralelor grele, cu alte profile de sol din regiune, asociația paragenetică corelativă pentru acest sol este formată din mineralele grele: almandin, rutil și epidot (A. I. Z. Manea, 1966).

<sup>7</sup> R. Dumitrescu, Gh. Popa. Raport asupra prospecțiunilor din masivul Bîcului. 1960. Arh. Com. Geol.

R. Dumitrescu și Gh. Popa, cu aceleasi procente și dimensiuni.

Morfologia variată a granulelor, variația mare a valorilor medianelor corespunzătoare speciilor minerale separate din probele de sol și raporturile lor cantitative diferite ne indică o depunere stratificată a materialului detritic. Coeficientul de decalaj ( $c$ ) al medianelor (care indică geneza agentului de transport) prin valorile sale mici ( $c = 0,5 - 1,7$ ) pledează pentru originea eoliană a acestui material (tab. 4). În urma unei depozitări treptate materialul parental al solului a prezentat în partea superioară a actualului profil o alcătuire granulometrică, care de la începutul sedimentării sale a fost mai grosieră față de materialul subjacent (din B).

În cazul solului studiat, format după cum am arătat, pe depozite stratificate străine de roca subjacentă, se pot face cîteva observații generale (tab. 6, fig. 3).

Studiul mineralologic ne arată că între suborizonturile  $B_2$  și BD asemănările sunt evidente totuși se poate considera că orizontul BD reprezintă în mare măsură un depozit autohton alterat, iar orizontul  $B_2$  un orizont de amestec al materialului detritic alohton cu cel provenit din roca de substrat. De aceea suborizontul  $B_1$  este cel mai semnificativ pentru a fi comparat cu suborizonturile  $A_1$ - $A_2$ .

Între orizonturile A și B se observă deosebiri evidente. Astfel conținutul total al fracției grele în materialul psamitic și în proba de sol este mai mare în orizontul  $B_1$  față de acela al orizontului A (tab. 5). Conținutul de specii minerale în proba de sol și în materialul psamitic (tab. 6) este mai mic în B față de A în cazul almandinului, epidotului, hiperstenului, hornblendei sau chiar lipsește în cazul distenului; el este mai mare în B față de suborizonturile A în cazul rutilului, turmalinei brune, zirconului și staurolitului.

La mineralele grele, distribuția valorilor medianelor corespunzătoare suborizonturilor superioare (mai ales  $A_2$ ,  $A_1$  și  $A_2$ ) prezintă o grupare în clasele granulometrice mai puțin fine față de acele corespunzătoare suborizontului  $B_1$  (fig. 5). Aceasta ne indică, în cazul unor depozite stratificate, că materialul detritic al suborizonturilor A a fost adus din sectoare mai apropiate față de materialul pe seama căruia s-a format orizontul (B) din partea inferioară a profilului. Deoarece materialul parental al solului reprezintă un depozit transportat de la diferite distanțe putem considera că în cazul genezei eoliene, materialul parental al orizontului B, cu specii de minerale grele mai fine, indică o sortare mai bună; acest fapt sprijină concluziile menționate cu ocazia discutării alcătuirii granulometrice a materialului psamitic al solului (tab. 4).

În concluzie, cercetarea mineralelor grele din fracțiunea psamitică a profilului 27, ne dă indicații că materialul parental al solului reprezintă un material detritic stratificat de origine eoliană, în care suborizonturile A se deosebesc de acelea ale orizontului B prin variația conținutului total și relativ (pe clase granulometrice) prin caracteristicile lor morfologice, repartizarea diferită a valorilor medianelor și prin valorile deosebite ale coeficientului ( $c$ ) de decalaj al medianelor.

La cele prezentate mai sus putem adăuga și cîteva observații privitoare la unele aspecte arheologice și acelea ale morfologiei unor profile, care ne fac să reflectăm, o dată mai mult la faptul că solurile podzolice sunt soluri stratificate.

Ca observații arheologice, pentru ipoteza bistratificării, menționăm, că la sud de Orașul Nou (raionul Oaș), am găsit la nivelul orizontului A<sub>2</sub>B unelte cioplite paleolitice <sup>8</sup>, astfel încît orizontul eluvial cu o alcătuire granulometrică mai grosieră ar trebui considerat ca un sediment mai recent, care a acoperit actualul orizont B al solului. De asemenea, la sud de Viile Satu-Mare (județul Satu-Mare) pe unele movile preistorice (tumuli) s-au putut forma orizonturi podzolice asemănătoare solurilor podzolice învecinate lor datorită prezenței unui material parental nisipo-prăfos comun, care le-a acoperit <sup>9</sup>.

Ca observații referitoare la morfologia unor profile, care sugerează existența unor depozite de cuvertură, se poate menționa prezența la suprafața solurilor a unor materiale mai prăfoase, care contrastează cu actualul orizont B al solului, deosebit de argilos, nisipos sau chiar *skeletal*. În schimb, se remarcă faptul că aceste soluri prezintă la suprafață (în orizontul A) o alcătuire granulometrică relativ asemănătoare.

Materialele parentale cu caracter loessoid, care formează orizonturile superioare ale solurilor ce s-au dezvoltat pe forme de relief și litologii variate sunt de origine eoliană. Aceste depozite (denumite uneori lehmuri) sunt probabil analoge sedimentelor de suprafață pentru care P. N. Cijicov (1961) a propus termenul de „luturi loessoide necarbonatice de cuvertură”.

**Remarcăm** de asemenea că posibilitatea unor stratificații inițiale, care ar corespunde orizonturilor A și B ale unor soluri podzolice din țara noastră (ca și la unele soluri „lessivés” din alte țări) a fost discutată și cu ocazia excursiilor organizate în cadrul Congresului VIII al științei solului

<sup>8</sup> Confirmată verbal de arheologul I. Mogoșan.

<sup>9</sup> Pe tumul, sub orizontul podzolic, solul are o culoare închisă, iar alături solurile învecinate sub același orizont sunt roșcate.

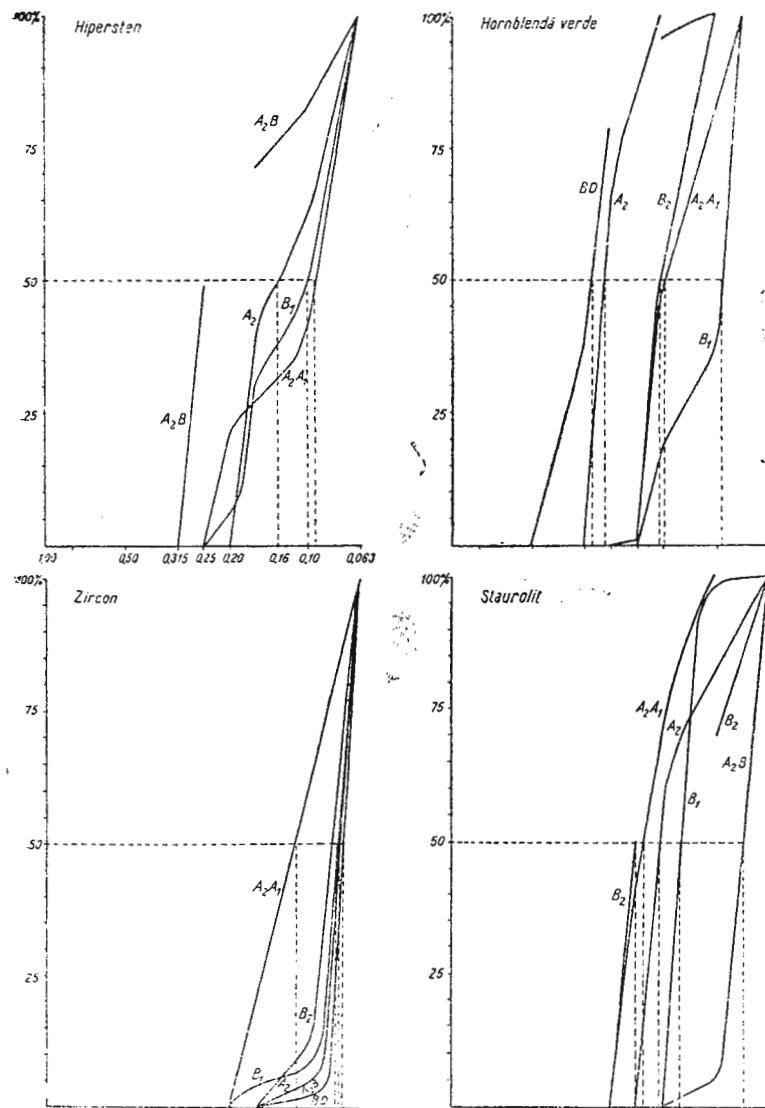


Fig. 5

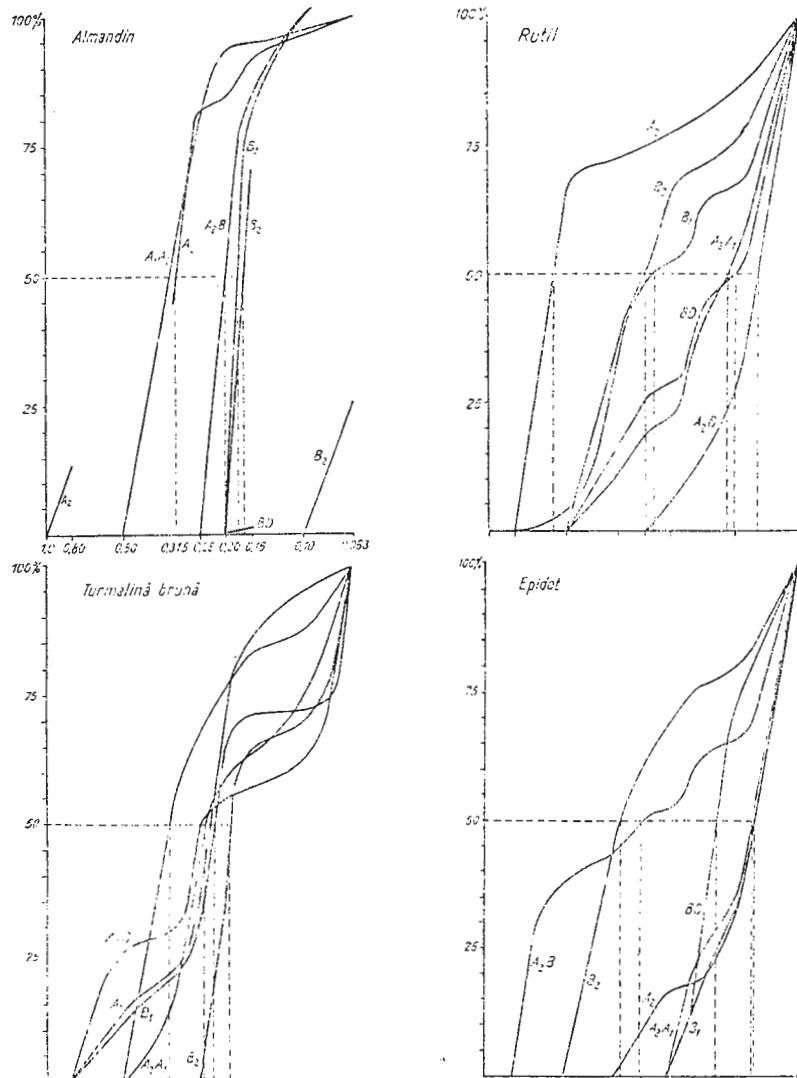


Fig. 5. — Distribuția medianelor curbelor cumulative ale speciilor de minerale grele din probele profilului de sol din Culmea Virful Codrului.

Distribution de la moyenne des courbes cumulatives des espèces de minéraux lourds présente dans les échantillons du profil de sol de Culmea Virful Codrului.

(1964). În felul acesta lucrarea de față poate constitui o încercare înexplorarea unei probleme, care contribuie la cunoașterea genezei solurilor podzolice argilo-iluviale. De asemenea este adusă o contribuție la explicarea originii eoliene a unor depozite de suprafață, care acoperă relieful plan și favorizează dezvoltarea acestor soluri.

#### GENEZA PROFILULUI STUDIAT

Pe baza celor prezentate considerăm că profilul studiat este format pe depozite, provenite mai ales din roci cristaline, care au suferit un transport și o depunere eoliană stratificată. Stratificația materialului parental corespunde actualelor orizonturi genetice A (0–65 cm) și B (65–150 cm). Sub influența apei și a humusului de pădure acid, argila (provenită în condițiile unei alterări slabe) insuficient saturată a suferit o migrare din A în B. Această migrare a fost ușoară de faptul că orizontul A, mai grosier a fost mai permeabil. La rîndul său stratificația mai fină a determinat stagnarea apei, contribuind la procesul de reducere, care împreună cu reacția acidă au favorizat mobilizarea și migrarea oxizilor de fier.

Actualul sol diferențiat textural, cu raportul argilei B: A de 2,5, datorită conținutului variat de humus și argilă, are capacitatea de schimb cationic mai scăzută în suborizonturile A ( $T = 10$ – $16$  me) și mai ridicată în B ( $T = 25$ – $25$  me). Solul prezintă o bioacumulare calcică evidentă în  $A_1$  ( $Ca^{2+} = 35\%$  din T), dar gradul de saturare în baze pe întregul profil este în general sub 50%. Pătrunderea ionilor de  $H^+$  pe seama ionilor de  $Ca^{2+}$  și  $Mg^{2+}$  are loc mai ales în suborizonturile  $A_2$  ( $H^+ = 64$ – $74\%$  din T, față de restul profilului cu  $H^+ = 50$ – $55\%$  din T). Sărăcia în componente bazice a materialului parental și debazificarea profilului a determinat o reacție puternic acidă mai ales în suborizontul  $A_2$  ( $pH = 4,9$ – $5,0$ ).

Analiza globală în condițiile unui material parental mineralologic relativ omogen, dar stratificat, cu raporturi moleculare apropiate pentru  $Fe_2O_3 : Al_2O_3$  (0,23–0,25), pune în evidență deosebiri în compoziția chimică a diferitelor orizonturi. Aceste deosebiri se datorează în parte proceselor argilo-iluviale, dar mai ales stratificațiilor de depozit amintite. Orizonturile superioare sunt mai bogate în  $SiO_2$  (76–82%) față de suborizonturile B (69%); în schimb orizonturile argiloase din baza profilului, sunt mai bogate în  $Fe_2O_3$  (7–7,3%) și  $Al_2O_3$  (18%), față de suborizonturile superioare mai lutoase, mai sărace în  $Fe_2O_3$  (3,5–4%) și  $Al_2O_3$  (9–12%).

Migrarea în cantitatea redusă a sescvioxizilor liberi (determinată după metoda O. P. Mera și M. L. Jackson indică un proces podzolic slab exprimat; totuși față de suborizonturile  $A_1$ – $A_2$ ,  $Fe_2O_3$  liber prezintă un maxim relativ în  $B_1$  (4,55 g, față de 1,96–2,23 g/100 g



Analist : Florica Popescu

TABELUL 7  
Analiza globală redusă

Orizont	Adhc. cm	Grane la sol uscat la 105°						In procente la solul calcinat						
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Pierdere la calcin.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
A <sub>1</sub>	0–6	76,77	8,33	3,36	1,18	0,063	0,19	6,78	86,50	8,95	3,61	1,27	0,07	1,24
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10–25	78,40	8,76	3,30	1,25	0,057	0,18	4,55	82,20	9,19	3,46	1,31	0,06	0,96
A <sub>2</sub>	35–50	78,98	9,05	3,36	1,26	0,041	0,16	3,18	81,92	9,38	3,48	1,31	0,04	0,83
A <sub>2</sub> B	55–70	73,60	11,92	3,86	1,97	0,058	0,08	4,00	76,95	12,46	4,03	1,12	0,06	1,40
B <sub>1</sub>	80–95	65,12	17,07	6,56	0,77	0,048	0,05	6,00	69,40	18,17	6,98	0,82	0,05	2,65
B <sub>2</sub>	105–120	64,30	17,28	6,84	0,96	0,049	0,024	6,40	68,70	18,48	7,31	1,03	0,05	2,83
Bd	140–160	72,19	12,50	4,28	1,24	0,047	0,016	4,70	75,83	13,13	4,50	1,30	0,05	2,27

Orizont	Adhc. cm	Rapoarte moleculare				Oxizi liberi (g/100 g sol uscat la 105°)			% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> liber față de Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total			Argila <0,002 mm	% Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> liber față de argilă <0,002 mm	
		SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	H <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	H <sub>2</sub> O			
A <sub>1</sub>	0–6	15,62	0,25	12,48				1,96	0,52	0,13	1,71	58,4	21,6	9,1
A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	10–25	15,17	0,24	12,22	2,12	0,59	0,16	1,41	67,0			21,9	10,0	
A <sub>2</sub>	35–50	14,82	0,23	12,05	2,23	0,60	0,11	1,27	66,4			23,1	9,7	
A <sub>2</sub> B	55–70	10,50	0,26	8,34	3,39	0,63	0,07	2,01	87,9			33,4	10,1	
B <sub>1</sub>	80–95	6,48	0,24	5,23	4,55	0,72	0,03	3,76	70,0			49,7	9,2	
B <sub>2</sub>	105–120	6,32	0,25	5,03	4,43	0,77	0,012	3,96	65,0			51,3	8,6	
Bd	140–150	9,80	0,22	8,04	3,32	0,66	0,012	2,70	77,5			42,2	7,9	



sol). Cantitățile mici de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  liber în profil și procentele scăzute ale acestuia față de argila sub 0,002 mm, 9–10% în A și 8–9,2% în B, indică procese de alterare și migrare slabe. Acumularea relativă de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  liber, mai ales în  $A_2B$ , este determinată de individualizarea orizontului B, greu permeabil.

Sub păduri de fag, în condițiile unei clime umede ( $P_m = 700$  mm;  $T_m = 9,4^\circ\text{C}$ ) are loc o descompunere înaintată a materiei organice și formarea unui humus de tip mull, nesaturat. În orizonturile superioare, datorită alternării proceselor de reducere-oxidare și a condițiilor de acidificare puternică a soluției solului prin acizi humici (fulvici în special) s-a putut ajunge la un sol acid cu o morfologie asemănătoare solurilor podzolice argilo-iluviale. Prin caracterele fizico-chimice menționate profilul studiat se încadrează între solurile silvestre podzolice (formate pe depozite stratificate). Deoarece profilul de sol a evoluat pe materiale stratificate și sărake în componente bazice este de presupus că el s-a dezvoltat dintr-un sol silvestru brun, moderat acid. În condițiile bioclimatice actuale, solul se debazifică în continuare pe întregul profil (cu V sub 50%) fără a mai avea loc (datorită acidității scăzute și a unui orizont impermeabil situat la mică adâncime), o migrare însemnată a argilei pe profil.

#### CONCLUZII GENERALE

Din cercetarea genezei materialului parental al profilului studiat morfologic, granulometric și mineralogic (fracția nisipoasă) în comparație cu o serie de profile cu alcătuire granulometrică asemănătoare (pe baza orizonturilor reprezentative:  $A_2-A_2B-B_1$ ), se pot desprinde cîteva concluzii generale.

a) Toate profilele studiate (în condițiile unui relief plan) sunt formate pe materiale parentale eoliene stratificate, cu o alcătuire granulometrică mai mult sau mai puțin omogenă, care acoperă depozite cu geneze variate.

b) Materialul parental al orizonturilor superioare al solurilor podzolice, corespunzător actualelor suborizonturi eluviale, a fost mai grosier față de materialul parental al actualului orizont B datorită unei stratificări inițiale.

c) Materialul parental loessoid (cu predominarea fracției 0,01–0,05 mm) a solurilor, provine în special din materialul depozitelor solificate, a aluviunilor, sau a rocilor în curs de alterare din regiunile învecinate profilelor respective. În general, pe suprafețe plane, depozitele mai prăfoase se întâlnesc în sectoarele mai umede (ale regiunii Maramureș), mai înalte și pe roci subjacente relativ mai argiloase; depozitele mai nisipoase se întâlnesc în sectoarele mai aride (din nord-vestul regiunii), pe



terase joase și pe roci subjacente mai scheletice. Aceste observații concordă cu afirmațiile privitoare la geneza depunerii materialului eolian, care se încorporează treptat în materialul supus procesului de solificare (Em. Protopopescu-Pache și M. Spirescu, 1963) și cu observațiile asupra depunerii materialului prafos în bazinile carpatiche (J. Cegla, 1961).

O problemă deosebită ar constitui explicarea cauzei, care determină, ca în condițiile unui material parental ca acela al actualelor suborizonturi podzolice (în cazul cind alături de o stratificare inițială, pentru orizonturile A și B, are loc și o migrare a argilei) să se realizeze aceeași alcătuire granulometrică pentru un anumit suborizont podzolic.

d) Trebuie să luăm în considerare faptul că materialele parentale provenite din alterarea rocilor compacte din sectoarele montane, sunt amestecate sau acoperite adeseori cu materiale care au suferit o sortare eoliană; la rîndul lor aceste depozite de suprafață, pot suferi la un moment dat și o remaniere deluvială.

e) Vîrsta depozitelor loessoide de suprafață, care participă la formarea materialelor parentale (orizonturi eluviale la solurile podzolice) este destul de recentă (depunerile eoliene intermitente ca intensitate, dar continuă în timp, nu trebuie considerate neapărat ca depunerî periglaciale). De la caz la caz, materialul parental mai argilos al solurilor podzolice, trebuie privit ca un depozit mai vechi (uneori Pleistocen, după M. Spirescu, 1965) depus în condiții climatice deosebite față de acela al orizonturilor la baza căroră se află.

Stratificarea materialului parental se întâlnește la majoritatea solurilor podzolice. Pe suprafețe plane (ferite de eroziune) ca în cazul solurilor menționate, depozitele de solificare stratificate sunt relativ omogene. Pe suprafețe ușor inclinate (terase piemontane, versanți cu pante lini din regiunile colinare) materialele parentale, judecate mai ales după alcătuirea lor granulometrică sunt evident stratificate începînd din  $A_2B$  sau  $B_1$  (mai ales la planosoluri, la soluri podzolice cu orizonturi eluviale profunde). În general este greu să apreciem, după morfologia profilului, sau după raportul fracțiunilor praf-nisip fin (care poate fi neconcludent, ca în cazul prof. 27) dacă un anumit sol podzolic s-a dezvoltat pe materiale parentale stratificate și cum ar trebui interpretată geneza lui. De aceea, în urma celor prezentate, ar trebui să considerăm că orizontul B al solurilor podzolice argilo-iluviale este mai argilos nu numai datorită procesului iluvial sau argilizării, dar și unei argilozități inițiale mai mari a acestui orizont<sup>10</sup>.

<sup>10</sup> O concluzie analogă, adusă recent de C. Păunescu (1967) pentru solurile podzolice argilo-iluviale din Țara Bârsei, arată că acest fenomen este foarte răspândit.

În cazul profilului studiat, datorită stratificării inițiale a materialului parental, am considerat că materialul din actualul orizont B a fost de la început mai fin decât cel al suborizonturilor A. Asemănarea materialului parental al orizontului  $A_2$ , cu acela al multor soluri podzolice formate pe seama unor materiale loessoide relativ mai grosiere, vin în sprijinul ideii de a considera că un astfel de material s-a depus în condiții deosebite de acelea în care a fost depus materialul mai fin al orizontului B.

Sedimentarea deosebită sub raport granulometric (respectiv mineralogic, pentru profilul studiat) a unor depozite loessoide stratificate și pseudogleizarea adeseori secundară a orizontului B presupune condiții variate de sedimentare și respectiv posibilitatea unor procese pedogenetice deosebite în timp. În felul acesta profilul studiat de noi și în general, prin analogie, majoritatea solurilor podzolice argilo-iluviale, se pot considera ca soluri cu caracter moștenite, polifazice<sup>11</sup>.

Considerațiile generale aduse ridică o problemă care merită să fie urmărită nu numai în cadrul solurilor podzolice argilo-iluviale. Importanța stratificațiilor materialelor parentale pentru geneza solurilor, în cazul unor depuneri loessoide, care au suferit adeseori influența variațiilor climatice, reprezintă o problemă de urmărit pentru multe din solurile țării noastre.

## BIBLIOGRAFIE

- Asvadurov H., Popescu Florica (1966) Cercetări pedologice în Culmea Vf. Codrului. *D.S. Com. Geol.* LIII/1. București.
- Cegla J. (1961) A study of Silt Formations in the Carpathians Basins. *Annales Univ. M-Curie-Skladowska*. Sec. B. XV Lublin.
- Cernescu N., Gâță Elena, Stoica Elena, Papacostea P., Popa Elena (1963) Solul podzolic de la Săsar-Baia Mare și efectul ameliorativ al marnării. *Com. Geol. St. tehn. econ. seria C*, 11. București.
- Cijicov P. N. (1961) O понимание термина „покровные суглинки”. *Pocivovedenie* 6, Acad. URSS. Moscova.
- Duplaix S. (1958) Determination microscopique des minéraux des sable. Paris et Liège.
- Florean N. (1966) Un sistem de indici granulometrii pentru caracterizarea sedimentelor. *D.S.Com. Geol.* LIII/1. București.
- Gèze B. (1959) La notion d'âge du sol. *Anal. agronom.* III. Paris.
- Manea Al. Z. (1966) Studiul mineralologic a două profile din depozitele pliocene ale bazinului Beiuș. *D. S. Com. Geol.* LII/1. București.

<sup>11</sup> Soluri a căror parte moștenită, intervine prin proprietățile sale fizico-chimice în partea inferioară a profilului dar este mascată în orizonturile superioare, de o nouă evoluție ca urmare a influenței factorilor climatici actuali (B. Gèze, 1959). Într-adevăr, spectrul polinic al orizontului  $B_1$  diferă față de cel al orizontului  $A_1$  și indică o climă mai uscată față de cea actuală (Ştefană Roman).

- Păunescu C. (1967) Contribuții la cunoașterea depozitelor de cuvertură și a solurilor de pădure din regiunea montană și piemontană a Țării Bîrsei. *St. Solului*, V, 1, București.
- Protopopescu-Pache Em. I., Spirescu M. (1963) Relații între pedogeneza și litogeneza eoliană. *Com. Geol. St. tehn. econ.. serie C* 11, București.
- Ruhin L. B. (1961) Osnovi litologii. *Gospolitehizd*, Leningrad.
- Spirescu M. (1965). Eroziune, sedimentare și pedogeneza. *St. Solului* 3, București.
- Sümeghy I. (1944) Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása. Budapest.

## MATÉRIAUX ORIGINEL ET GÉNÈSE D'UN CERTAIN SOL LESSIVÉ DE CULMEA VÎRFUL CODRULUI

PAR

H. ASVADUROV, AL. Z. MANEA, P. VASILESCU

(Résumé)

On y présente un „sol lessivé” à horizon B argileux (tab. 1 et 7) formé sous bois de frêne ( $T_m = 9,4^\circ\text{C}$ ;  $P_m = 700 \text{ mm}$ ) sur des matériaux détritiques recouvrant des roches cristallines. On y fait une étude de la constitution granulométrique (tab. 1) ainsi que des minéraux lourds du matériel psammitique de ce sol (tabl. 4, 5, et 6).

Les comparaisons concernant la constitution granulométrique des subhorizons A<sub>2</sub> et B de ce sol avec les sols lessivés à horizon argileux, situés du côté nord-ouest du pays, nous indiquent que les dépôts de solification (fig. 1 et 2; tabl. 1 et 2) des sols constitués sur différentes formes de relief et sur des substrats variés sont similaires. Ces horizons A<sub>2</sub> et B ont le même module (0,031 mm), et présentent des aspects similaires de la courbe cumulative (avec prédominance de la fraction 0,01 – 0,05) et peuvent être considérés d'origine éolienne. L'existence de certaines stratifications initiales correspondant aux horizons A et B est possible.

L'étude minéralogique de la fraction psammitique (inférieure à 0,05 mm), par la morphologie variée des grains, par la grande variation des valeurs médianes correspondant aux espèces minérales séparées des échantillons des sols prélevés au profil nr. 27 ainsi que leurs rapports quantitatifs différents, nous indiquent un dépôt stratifié du matériel détritique<sup>12</sup>. Les valeurs réduites du coefficient de décalage ( $c = 0,5 - 1,7$ ) entre la médiane de l'échantillon et la médiane de la fraction lourde de l'échantillon du profil qui fait l'objet de cette étude plaident en faveur de l'origine éolienne de ce matériel (tabl. 4, 5, 6; fig. 3, 4, 5).

<sup>12</sup> Les minéraux lourds proviennent des roches métamorphiques du massif cristallin où est situé le profil du sol. L'association paragénétique corrélée pour ce sol est constituée par les minéraux lourds suivants : almandin, rutile et epidote.



La ressemblance de la constitution granulométrique du profil étudié (surtout de l'horizon A<sub>2</sub>) avec celle des sols lessivés présentés (tabl. 2) et celles d'un planosol (tabl. 3) à stratification évidente, ainsi que les différentes observations archéologiques mentionnées, nous mènent à quelques conclusions générales, notamment :

a) Tous les profils étudiés sont constitués sur des matériaux originaux ayant subi une accumulation éolienne stratifiée, plus ou moins évidente.

b) Le matériau originel des horizons supérieurs des sols lessivés étudiés, correspondant aux actuels sub-horizons éluviaux dès le début a été plus grossier par rapport au matériau originel de l'actuel horizon B à cause de la stratification initial.

c) Le matériau originel loessoïde (avec prédominance de la fraction 0,01 — 0,05 mm) des sols, provient tout spécialement du matériel remanié des dépôts solifiés, des alluvions, ou des roches en cours d'altération qui se trouvent au voisinage des profils respectifs.

d) Il faut tenir compte du fait que le matériau originel, provenu de l'altération des roches compactes des secteurs montagneux, est mélangé souvent avec le matériel qui a dû subir un sortage éolien, ou en est même recouvert par celui-ci ; à leur tour ces dépôts de surface peuvent subir à un certain moment aussi un remaniement déluvial.

e) L'âge des dépôts loessoïdes de surface qui participent à la constitution du matériau originel (horizons éluviaux des sols lessivés) est assez récent (les dépôts éoliens plus ou moins continus comme durée ne doivent pas être considérés inévitablement comme dépôts périglaciels). Selon le cas, le matériau originel plus argileux des sols lessivés, doit être considéré comme dépôts plus anciens, déposé dans des conditions climatiques particulières par rapport à ceux de l'horizon à la base duquel ils se trouvent.

La stratification du matériau originel se rencontre dans la majorité des sols lessivés. La stratification débute dans A<sub>2</sub>B ou B<sub>1</sub> (surtout chez les planosols et chez les sols lessivés à horizon éluviaux profonds). Nous devons considérer que l'horizon B des sols lessivés est plus argileux non seulement à cause du processus illuvial ou de l'argilisation, mais aussi à cause de l'argilosité initiale plus élevée de cet horizon.

La sédimentation particulière au point de vue granulométrique (respectivement minéralogique, pour le profil étudié) de certains dépôts loessoïdes stratifiés, suppose des conditions, variées de sédimentation et respectivement la possibilité de certains processus pédogénétiques différents comme durée. De cette manière le profil étudié et, en général, par analogie, la plupart des sols lessivés peuvent être considérés comme des sols hérités polyphasiques.



# SOLURILE TERASELOR DUNĂRII ÎNTRE TURNU MĂGURELE ȘI GIURGIU<sup>1</sup>

DE

M. BUZA, P. GHINEA, ANGELA TEODORESCU<sup>2</sup>

## Abstract

The Soils of the Danube Terraces Between Turnu Măgurele and Giurgiu. In this part of the Danube valley six terraces can be observed grouped as follows: upper terraces ( $T_1$  60–65 m rel. elev.;  $T_2$  50–55 m rel. elev.); middle terraces ( $T_3$  40–45 m rel. elev.;  $T_4$  30–35 m rel. elev.);  $T_5$  lower terraces (18–22 m rel. elev.;  $T_6$  10–12 m rel. elev.). On these terraces Chernozems and Leached Chernozems have formed as zonal soils. The local factors — the microrelief, and particularly the ground water table found at a smaller depth — influenced locally the soil profiles. In the conditions of depressions, Leached Chernozems and respectively Meadow Chernozems, Chernozemlike Meadow soils and even Humic Gley soils have formed. A direct connection between the various terrace levels, and certain soil types cannot be ascertained. Calcereous Chernozems are met with on all the terraces, whereas Leached Chernozems are encountered on the oldest terrace, but also on the youngest one. However a zonal distribution of the soils from the South to the North (Calcareous Chernozems, Chernozems and Leached Chernozems) is to be noticed.

Pe terasele Dunării între Turnu Măgurele și Giurgiu cercetări amănuntește nu s-au întreprins pînă în prezent. Studii generale asupra solurilor cîmpiei dintre Olt și Argeș au mai fost făcute însă în trecut. Astfel solurile acestui sector sunt reprezentate pe harta solurilor zonale ale României alcătuită de G. M. Murgoci și colaboratorii săi (editată de Institutul geologic în anul 1927). Cercetările care au stat la baza delimitării zonelor de sol din această parte a Cîmpiei Române au aparținut lui Em. Protopopescu-Pake (1923).

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 11 martie 1965.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecționi. Șos. Kiseleff nr. 2. București.



Cercetări mai recente la scară mică au fost efectuate de către A n a C o n e a, C. T u t u n e a și N. M u i c ă (1962) ale căror rezultate au fost incluse în harta solurilor țării la scară 1 : 1.000.000 (1964).

### I. CONDIȚIILE NATURALE

a) **Relief, litologie și hidrografie.** În sectorul dintre Turnu Măgurele și Giurgiu, activitatea Dunării s-a desfășurat pe o suprafață relativ întinsă, determinând dezvoltarea pe malul stîng al fluviului a unui sistem de 6 terase.

În harta alăturată (pl. I) întocmită pe baza materialului existent în literatură, îndeosebi studiul în manuscris : „Geomorfologia văii Dunării între Turnu Măgurele și Hîrșova” 1963, al Colectivului de geomorfologie de la Institutul de geologie, geografie și geofizică al Academiei R. S. România<sup>3</sup> și a cercetărilor noastre, au fost separate următoarele terase, pe care le-am grupat în terase superioare :  $T_1$  60—65 m alt. relativă, 75—80 m alt. absolută<sup>4</sup>;  $T_2$ , 50—55 m alt. relativă, 70—75 m alt. absolută.

Terase medii :  $T_3$  40—45 m alt. relativă, 55—60 m alt. absolută ;  $T_4$  30—35 m alt. relativă, 50—55 m alt. absolută.

Terase inferioare :  $T_5$  18—22 m alt. relativă, 38—40 m alt. absolută ;  $T_6$  10—12 m alt. relativă, 24—28 m alt. absolută.

În unele sectoare s-a mai separat un nivel de terasă aluvială de 2—4 m alt. relativă și 20—22 m alt. absolută.

*Terasele superioare.* Au fost bine păstrate în întreg sectorul.

Terasa a 1 se întâlnește sub forma a două fragmente relativ mici, pe interfluviul Călmățui-Vedea și pe o suprafață mai mare la E de Vedea unde atinge 4 km lățime.

Separarea acestei terase la E de Vedea prezintă oarecare dificultăți, datorită faptului că, pe de o parte, linia de contact este puțin evidentă, iar pe de alta, că în relief spre nord se mai recunoaște o treaptă care ar putea fi considerată terasă. Cercetările întreprinse de Colectivul Institutului de geografie (1964) au arătat însă că această treaptă aparține cîmpului<sup>5</sup>.

Într-adevăr, o generație de văi care-și au obîrșia exact pe linia admisă drept contactul dintre cîmp și terasă justifică această părere.

<sup>3</sup> Altitudinea teraselor dată după G. Niculescu și L. Badea.

<sup>4</sup> G. Vișan (1915), E. Liteanu, T. Bandrabur (1960), T. Bandrabur și colab. (1963), D. Slăvăcă, C. Opran (1963), Ana Conea, Angela Popovăț (1960).

<sup>5</sup> Noi am inclus totuși în studiul nostru și această treaptă, fără a o considera terasă.



Spre S, terasa 1 vine în contact direct cu terase medii și inferioare sau chiar cu lunca, pe care le domină uneori cu cîteva zeci de metri.

Ca relief, terasa prezintă aspecte diferite pe cele două interfluvii : fragmentele de la W de Vedea au un relief modelat eolian în loess, cu dune orientate pe direcția WSW-ENE, iar fragmentul de la E de Vedea este puternic fragmentat de văi ramificate și adîncite. Aceste văi sunt orientate în general WNW-ESE, cu excepția văii Putineiului care deși pe cîmp păstrează aceeași orientare, traversind terasa își schimbă direcția, orientîndu-se NE—SW. La obîrșia văilor apar largi depresiuni. Crovurile sunt rare.

Terasa 2 apare numai pe interfluiile dintre Olt și Vedea. Între Călmățui și Vedea terasa atinge 8 km lățime, în timp ce în sectorul dintre Olt și Călmățui numai 3 km.

Contactul acestei terase atît cu cîmpul — acolo unde lipsește  $T_1$  — cît și cu terasele mai joase este clar exprimat.

Suprafața terasei în sectorul dintre Olt și Călmățui este intens fragmentată de văi înguste și adînci orientate NW—SE, ai căror versanți sunt afectați de eroziune ; sectorul dintre Călmățui și Vedea este mult mai slab fragmentat. Văile orientate în general W—E sunt puține la număr : Rojiștea Mare și Rojiștea Mică cu afluenți slab dezvoltăți. Frecvența mare a crovorilor caracterizează relieful acestei terase.

Ambele terase superioare sunt acoperite cu loess, cu textură mai fină — lut argilos — pe  $T_1$  și cu textură medie — lut, chiar lut nisipos pe marginea sudică a terasei, la N de Zimnicea pe  $T_2$  (fig. 1).

Nivelul apei freatică (pl. II) este situat la mare adîncime (15—20 m, și mai jos).

*Terasele medii.* Sunt reprezentate numai de o parte și alta a rîului Vedea.

Terasa 3 este cea mai bine dezvoltată, avînd lățimea maximă de 10 km la E de Vedea (este terasa care atinge cea mai mare lățime).

Liniile de contact cu celelalte terase sunt clare.

Sectorul de la E de Vedea, mai mare ca suprafață, prezintă un relief nefragmentat (numai linia de contact cu  $T_1$  este subliniată de o vale). Sectorul de la W de Vedea apare mai fragmentat, datorită văilor afluente rîului Vedea.

Caracteristice acestui nivel sunt crovorile extrem de numeroase, care au o răspîndire mai mare la E de Vedea, unde apar de altfel și padini mari.

Terasa 4 este foarte slab reprezentată ; apar doar două fragmente pe interfluviul Călmățui-Vedea și un fragment mai mic ca suprafață la E

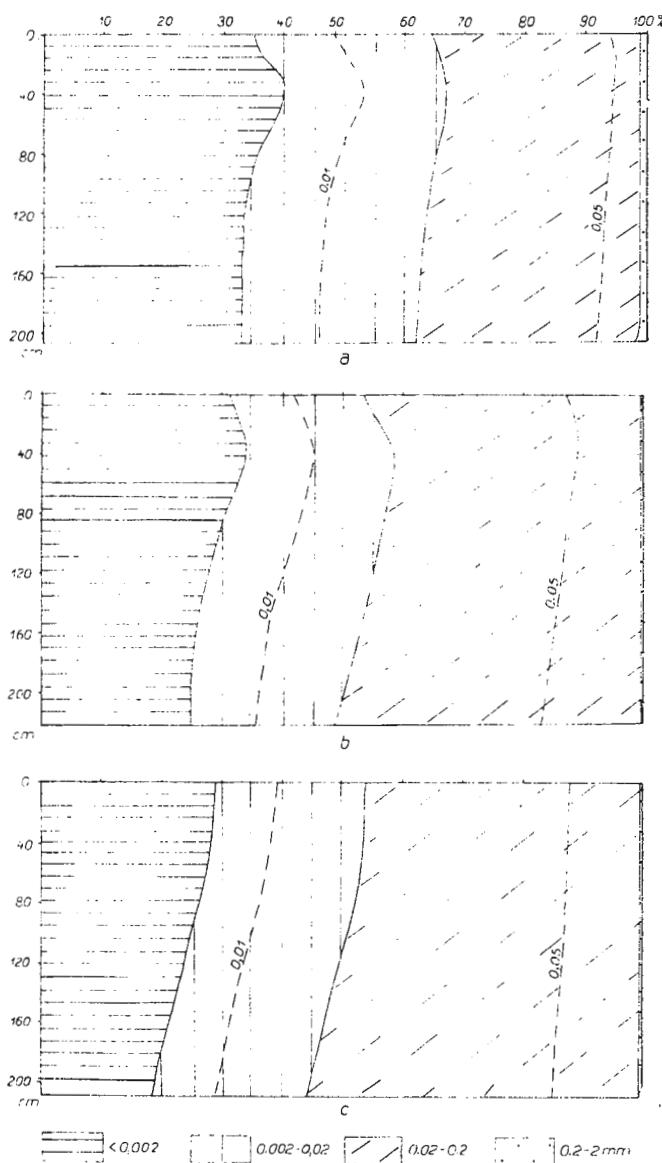


Fig. 1. — Compoziția granulometrică a solurilor și loessului pe terasele Dunării între Turnu Măgurele și Giurgiu :  
a) cu textură de lut argilos; b) cu textură de lut; c) cu textură de lut nisipos.

La composition mécanique des sols et du dernier loess des terrasses du Danube situées entre Turnu Măgurele et Giurgiu :  
a) limon argileux; b) limon; c) limon sableux.

de Vedea. Primele două fragmente au o formă triunghiulară — ca niște umeri — la capetele interfluviului, iar ultimul fragment, de la E de Vedea s-a păstrat ca martor izolat la marginea teraselor inferioare.

Relieful este în general plan, cu crovuri rare.

Terasele medii sunt acoperite cu loess, predominant cu textură de lut (probabil pe marginile terasei au textură mai grosieră).

Nivelul apei freatică depășește 15 m.

*Terasele inferioare.* Sunt bine reprezentate, îndeosebi la E de Vedea.

Terasa 5 are forma unei fișii continue, bine delimitată atât spre terasele superioare cât și spre T<sub>6</sub>. Tot din această terasă face parte un nivel ceva mai coborit ca altitudine (30—33 m alt. absolută) și mai redus ca suprafață, situat la N de Găujani, desprins și erodat parțial de un fost braț al Dunării, precum și un fragment izolat situat la E de Turnu Măgurele.

Gradul de fragmentare este redus, doar în extremitatea estică apar văile Gogoșarilor și Rîșniței, orientate W—E și N—S.

Întregul pod al acestei terase este presărat de padini întinse și crovuri foarte numeroase.

Terasa 6 este cea mai extinsă ca suprafață și prezentă pe toate interfluviile. Contactul cu celelalte terase și cu lunca este clar.

La E de Vedea, terasa apare ca o fișie continuă, având lățimea maximă de 8 km (între Vieru și Slobozia).

Extremitatea estică a acestui sector este fragmentată de o serie de văi sinuoase, în general puțin adânci, orientate W—E și reprezentând vechi cursuri ale unor brațe secundare ale fluviului. Apar și numeroase crovuri mici.

Văile care își au obîrșia în cîmpul de la nord au format la contactul cu terasa conuri de împrăștiere evidente în relief. În apropierea luncii la NE de Slobozia s-a dezvoltat un relief modelat eolian în loess cu dune orientate ENE—WSW, care au înălțat marginea terasei cu cîțiva metri.

Spre W terasa se îngustează treptat, pînă dispare la W de Pietroșani; crovorile se reduc ca număr și apar lăsaturi alungite mai ales la contactul cu T<sub>5</sub>.

Nivelul reapare ca o fișie continuă îngustă de-a lungul malului stîng al rîului Vedea (ca terasă a acestui rîu), unde este acoperit în mare parte cu nisip modelat eolian, cu relief constituit din dune orientate în general SW—NE.

Între Vedea și Călmățui, terasa s-a păstrat bine la E de Zimnicea, unde atinge lățimea maximă de 7 km.

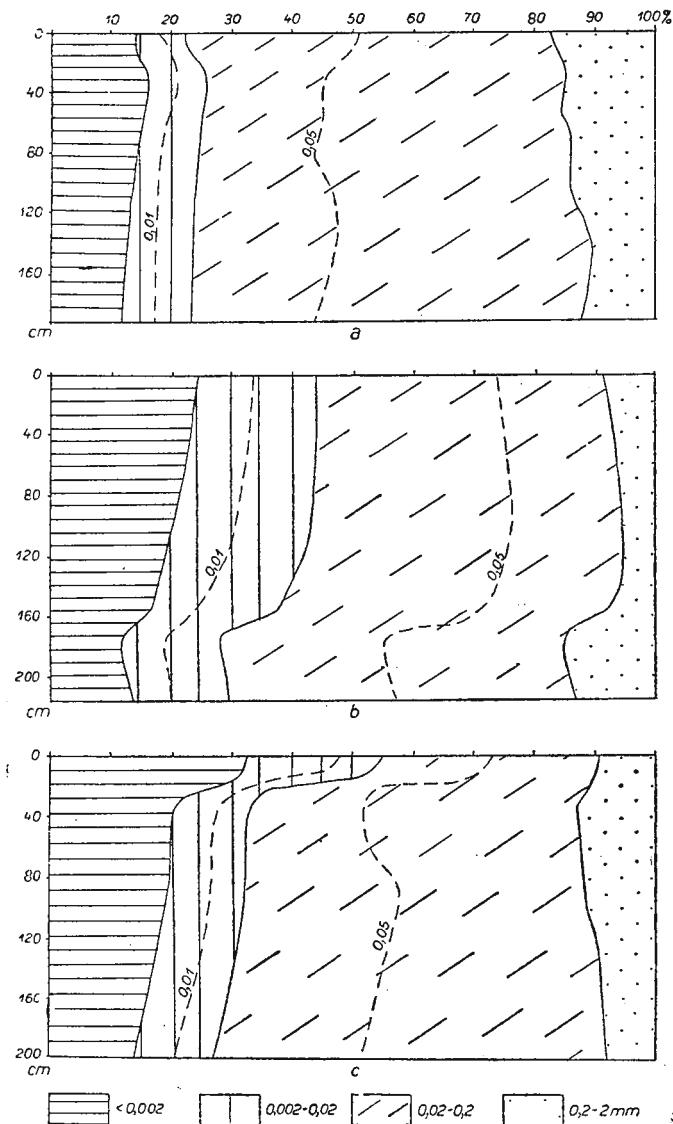


Fig. 2. — Compoziția granulometrică a materialului parental și a solurilor terasei intens fragmentate;  
 a) pe coama grîndului; b) la tranziția spre depresiune; c) în depresiune (la suprafață, colmatare pe cca 20 cm).

La composition mécanique du matériau originel et des sols de la basse terrasse intensément compartimentée :

- a) sur la cime des levées ; b) dans la zone de transition vers la dépression ;
- c) au centre de la dépression. A la surface, environ 20 cm d'alluvions.

Colțul ei vestic a fost înălțat cu cca 10–12 m prin aporturi eoliene nisipoase. Așadar, la W de Zimnicea apare un relief modelat eolian, dune nisipoase orientate WSW—ENE.

Terasa mai prezintă în centrul ei o altă fișie înălțată, cu aspect de grind orientat W—E.

Fragmente din  $T_6$  mai apar — sub formă de popine — în Balta Suhaiia. Între Călmățui și Olt se întâlnesc, de asemenea două fragmente, cu lățimea de aproximativ 1 km.

În general materialul parental al solurilor de pe terasele inferioare este constituit din loess lutos sau luto-nisipos. Totuși în comparație cu cel de pe celelalte terase, se constată o variație mai mare a depozitelor de suprafață: apar nisipuri modelate eolian (pe  $T_6$  la W de Zimnicea și pe terasa râului Vedea), ca și depozite argiloase, de origine proluvială, tot pe  $T_6$  la N de Giurgiu.

Terasa 6 este încă parțial drenată. Nivelul apei freatic se află la mică adâncime pe mari suprafete. Pe alocuri apar chiar mlaștini.

Terasa aluvială apare numai la E de Vedea sub formă de mici fragmente. Este acoperită cu depozite loessoide și slab drenată.

În sectorul dintre Olt și Călmățui lunca prezintă însă un aspect caracteristic. Anunț între Turnu Măgurele și Balta Suhaiia se observă un relief ondulat, în care grindurile ating înălțimile terasei 6, adică 25–28 m. Studiul pedologic a arătat că solurile (atât ale grindurilor cât și ale multora din depresiuni) sunt formate pe depozite cu aspect loessoid groase de 1–2 m, dar cu un conținut de 5–15% nisip grosier (fig. 2). De asemenea aceste soluri se află în același stadiu de evoluție ca și solurile ultimei terase. Înțînd seama și de faptul că, parțial  $T_6$  (pe  $T_6$  a râului Vedea o suprafață destul de mare) este acoperită de nisipuri eoliene, presupunem că acest relief reprezintă resturi din această terasă, intens fragmentată (sau cel puțin din treapta mai joasă separată de noi ca terasă aluvială).

Din harta alăturată (pl. I) se constată extinderea din ce în ce mai mare a teraselor dinspre W spre E: între Olt și Călmățui nu depășesc 6 km lățime, fiind bine reprezentat numai un singur nivel ( $T_2$ ) între Călmățui și Vedea (în partea estică a interfluviului) ating 12 km lățime, apărind 5 nivele de terasă, din care 4 bine reprezentate ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$  și  $T_6$ ), iar la E de Vedea depășesc 15 km, lipsind un singur nivel de terasă  $T_2$ .

În cadrul acestor terase nu există o rețea hidrografică cu curs permanent; pe văi apar mlaștini, bălți sau cursuri temporare.

b) **Clima și vegetația.** În ceea ce privește clima, sectorul studiat se încadrează în partea sudică a districtului central al Cîmpiei Române,



(Monografia geografică a R.P.R. 1960). Temperatura medie anuală este de  $11^{\circ},3$  (Giurgiu) cu amplitudinea medie anuală de peste  $25^{\circ}$ . Temperaturile minime și maxime absolute înregistrate la stațiunile Giurgiu ( $M = +42^{\circ},8$ ;  $m = -30^{\circ},2$ ) și Turnu Măgurele ( $M = +41^{\circ},4$ ;  $m = -30^{\circ},0$ ) arată nuanță continentală excesivă a climei sectorului studiat. Temperatura medie a lunii iulie este de  $21^{\circ},7$  iar a lunii ianuarie de  $-2^{\circ},3$ . Suma temperaturilor pentru perioada de vegetație (lunile IV–IX inclusiv) este de  $3492^{\circ}$  (Turnu Măgurele).

Precipitațiile medii anuale sunt cuprinse între  $484,9$  mm la Suhaiia și  $553,0$  mm la Giurgiu.

Evapotranspirația potențială anuală este cuprinsă între  $708$  și  $735$  mm; vara între  $399$  și  $416$  mm.

Vînturile cele mai frecvente suflă dinspre N și NE și se resimt în mod obișnuit iarna, precum și vînturile de SW și W, care se resimt mai ales primăvara.

Vegetația naturală a sectorului de terase nu se întâlnește decât pe unii versanți. Culturile agricole au luat locul vegetației de stepă și antestepă.

## II. SOLURILE

În condițiile naturale menționate, s-au format ca soluri zonale cernoziomurile și cernoziomurile levigate (pl. III). Pe cea mai mare parte a sectorului studiat se întâlnesc cernoziomuri.

Cernoziomurile levigate ocupă suprafețe mai întinse pe terasele de la E de Vedea.

Factorii locali — micorelieful și nivelul apei freatici situat la mică adâncime — au influențat și modificat solurile teraselor. Astfel în mici depresiuni ale reliefului, în crovuri, padine și văi fără apă permanentă s-au format cernoziomurile levigate de depresiune. Sub influența stratului acvifer freatic, situat la mică adâncime s-au format cernoziomurile freatic umede și cernoziomurile freatic umede gleizate. Pe văile unde pînza freatică este situată la foarte mici adâncimi, apar chiar lăcoviști.

**Cernoziomurile carbonatice.** Se întind pe o fîșie îngustă continuă la extremitatea sudică a sectorului. Mai bine exprimate și pe o suprafață mai mare se întâlnesc pe interfluviul dintre Vedea și Călmățui.

Cernoziomurile carbonatice prezintă următorul profil :

(P.1, ENE Cioara cca 2 km; terasa superioară T<sub>2</sub>; teren plan; materialul parental: loess; bine drenat; cultivat; descris: G. r. A n d r e i).



Aa 0–33 cm ; lut de culoare brun-cenușiu foarte închis – brun foarte închis (10YR 2,5/2) în stare umedă și brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare uscată ; fără structură ; rădăcini ierboase subțiri și rare ; efervescentă în masă puternică ; trecere treptată.

An 33–47 cm ; lut de culoare brun foarte închis (10YR 2/2) în stare umedă și brun-cenușiu închis – brun-cenușiu foarte închis (10YR 3,5/2) în stare uscată ; structură grăunțoasă mică și medie ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pseudomicelii și eflorescențe frecvente de  $\text{CaCO}_3$  ; efervescentă puternică în masă ; rădăcini ierboase rare și subțiri ; trecere treptată.

A/C 47–71 cm ; lut de culoare brun-cenușiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă și brun-brun-gălbui (10YR 5/3,5) în stare uscată ; structură grăunțoasă mare, slab colțurată ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pseudomicelii și eflorescențe frecvente de  $\text{CaCO}_3$  ; efervescentă puternică în masă ; rădăcini rare ierboase subțiri ; crotovine cu material din orizonturile superioare și inferioare ; trecere treptată.

C<sub>1</sub> 71–100 cm ; lut de culoare brun-gălbui închis (10YR 4/4) în stare umedă și brun pal (10YR 6/3) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pseudomicelii și concrețiuni cu simbioză dur ; crotovine frecvente cu material din orizonturile superioare și inferioare ; efervescentă puternică în masă ; trecere treptată.

C<sub>2</sub> 100–135 cm ; lut de culoare brun-gălbui – brun-gălbui închis (10YR 4,5/4) în stare umedă și brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; concrețiuni de  $\text{CaCO}_3$  cu simbioză dur ; efervescentă puternică în masă ; crotovine frecvente cu material mai închis din orizonturile superioare ; trecere treptată.

C/D 135–204 cm ; lut-lut nisipos de culoare brun-gălbui – brun-gălbui închis (10YR 4,5/4) în stare umedă și brun foarte pal (10YR 7/4) în stare uscată ; fără structură ; foarte friabil în stare umedă și dur la uscare ; rare concrețiuni de  $\text{CaCO}_3$  în partea superioară a orizontului ; efervescentă în masă.

Însușirile fizico-chimice sunt prezentate în tabelul 1.

**Cernoziomurile castanii, ciocolatii și incipient levigate.** Ocupă suprafețe mai mari pe terasele de la E de Vedea. Predominante sunt cernoziomurile ciocolatii. Cernoziomurile castanii apar pe o fație îngustă între Pietroșani și Găujani și în colțul SE al sectorului dintre Vedea și Călmățui. Cernoziomurile incipient levigate sunt răspândite pe toate trei interfluvii. Spre exemplificare dăm descrierea unui cernoziom ciocolatiu :

(P.2, vest Vinători cca 1,5 km ; terasa superioară T<sub>2</sub> ; teren plan ; material parental : loess ; bine drenat ; cultivat ; descris : A n g e l a T e o d o r e s c u).

Aa 0–40 cm ; lut de culoare brun-cenușiu foarte închis – brun foarte închis (10YR 2,5/2) în stare umedă și cenușiu închis – brun-cenușiu închis (10YR 4/1,5) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; reavân ; rădăcini ierboase rare și fine.

An 40–50 cm ; lut de culoare brun foarte închis (10YR 2/2,5) în stare umedă și cenușiu închis (10YR 4/1) în stare uscată ; structură grăunțoasă mică și medie, bine dezvoltată ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; crotovine cu material din orizonturile inferioare ; pseudomicelii fine de  $\text{CaCO}_3$  ; efervescentă în masă la 50 cm ; rădăcini ierboase fine și rare ; trecere treptată.

A/C 50–72 cm ; lut de culoare brun-cenușiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă și cenușiu închis (10YR 4/1) în stare uscată, cu pete slabe mici, rare, brun închise (10YR 3/3) în stare umedă și uscată ; structură grăunțoasă medie și mare ; friabil în stare umedă și

Analist : P. Vasilescu

TABELUL 1  
*Cernoziom carbonatic*

Orizont	Adinc. cm	Fracțiuni granulometrice în %, recalculate la solul fără humus și săruri							
		2—0,2 mm	0,2—0,1 mm	0,1— 0,05 mm	0,05— 0,02 mm	0,02— 0,002 mm	< 0,002 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm
Aa	0—33	0,6	1,1	11,7	36,5	23,4	26,7	37,9	24,5
An	33—46	0,6	1,3	9,5	37,5	23,9	27,2	38,8	24,7
C <sub>1</sub>	70—83	0,8	1,3	10,3	37,4	23,7	26,4	36,5	23,2
C <sub>2</sub>	100—140	0,3	1,5	12,8	37,3	24,3	23,9	33,6	20,5
C/D	170—204	0,6	1,1	14,8	39,0	23,4	21,1	30,7	17,9

Analisti : Letiția Bărbat, Hareta Mac, Margareta Dobrescu

Orizont	Adinc. cm	Humus în %	Azot în %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca în %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> în %	pH
Aa	0—33	3,5	0,188	12,7	1,0	0,176	8,1
An	33—46	2,9	0,141	14,0	4,1	0,171	8,1
AC	50—67	2,3	0,111	14,4	10,3	0,165	8,2
C <sub>1</sub>	70—83	1,3	—	—	14,7	—	8,2
	85—98	1,2	—	—	17,4	—	8,3
C <sub>2</sub>	100—140	0,8	—	—	18,6	—	8,3
C/D	145—170	—	—	—	17,4	—	8,5
	170—204	—	—	—	14,5	—	8,6

Analisti : Letiția Bărbat, D. Todor

Adinc. cm	Cationi schimbatibili										V %	
	m e/100 g sol						Procente din T					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
0—33	24,16	7,26	0,47	0,40	—	32,29	74,8	22,5	1,4	1,3	—	100
33—46	19,28	6,22	0,35	0,52	—	26,37	73,1	23,6	1,3	2,0	—	100
70—83	13,68	7,04	0,25	0,42	—	21,39	63,9	32,9	1,2	2,0	—	100
100—140	10,37	3,68	0,20	0,42	—	14,67	70,7	25,1	1,4	2,8	—	100



dur la uscare ; pseudomicelii frecvente de  $\text{CaCO}_3$  ; rădăcini ierboase subțiri, rare ; efervescentă în masă ; trecere treptată.

Ca 72–103 cm ; lut de culoare brun închis (10YR 3/3) în stare umedă, cu pete (10YR 3/2) și brun-cenușiu (10YR 5/2) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; crotovine cu material de culoare mai deschisă din orizonturile inferioare ; rădăcini ierboase rare ; efervescentă în masă ; trecere treptată.

C<sub>1</sub> 103–137 cm ; lut de culoare brun—brun-gălbui închis (10YR 4/3,5) în stare umedă și brun pal (10YR 6/3) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pătrunderi brune din orizonturile superioare pe urme de rădăcini ; pseudomicelii, vinișoare și eflorescențe de  $\text{CaCO}_3$  ; efervescentă în masă ; rădăcini ierboase rare și subțiri ; trecere treptată.

C<sub>2</sub> 137–180 cm ; lut de culoare brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare umedă și brun pal (10YR 6/3) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pori fini frecvenți ; eflorescențe, vinișoare și concrețiuni mici de  $\text{CaCO}_3$  ; crotovine cu material din orizonturile superioare ; pătrunderi brune pe urme de rădăcini ; efervescentă în masă ; trecere treptată.

C/D 180–200 cm ; lut de culoare brun-gălbui deschis (10YR 5,5/4) în stare umedă și brun foarte pal (10YR 7/4) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; crotovine cu material de culoare mai închisă din orizonturile superioare ; vinișoare subțiri de  $\text{CaCO}_3$  ; efervescentă în masă.

Însușirile fizico-chimice sănt prezentate în tabelul 2.

**Cernoziomurile levigate.** Sânt reprezentate numai prin cernoziomuri levigate slab și cernoziomuri levigate moderat, predominând primele. Ele se întâlnesc îndeosebi la E de Vedea, ocupînd mai mult de 50 % din suprafața teraselor. La W de Vedea ocupă portiuni neînsemnante. Prezintă următorul profil :

(P.3, nord Slobozia cca 0,750 km ; terasa inferioară T<sub>3</sub> ; teren plan ; material parental : loess ; drenaj bun ; cultivat ; descris : A n g e l a T e o d o r e s c u).

Aa 0–23 cm ; lut de culoare brun cenușiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă și brun închis—brun (10YR 4,5/3) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; rare rădăcini ierboase subțiri ; nu face efervescentă.

An 23–40 cm ; lut argilos de culoare brun-cenușiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă și brun-cenușiu foarte închis—brun-cenușiu închis (10YR 3,5/2) în stare uscată ; structură grănuțoasă medie și mică ; ferm în stare umedă și foarte dur la uscare ; rădăcini ierboase rare ; trecere treptată.

A/B 40–61 cm ; lut argilos de culoare brun închis (10YR 3,5/3) în stare umedă și brun-gălbui—brun-gălbui închis (10YR 4,5/4) în stare uscată ; structură poliedrică subangulară mică, medie și mare ; ferm în stare umedă și foarte dur la uscare ; rădăcini ierboase subțiri, rare ; trecere treptată.

B 61–85 cm ; lut de culoare brun-gălbui închis (10YR 3,5/4) în stare umedă și brun-gălbui (10YR 5/4) în stare uscată ; structură columnoidă mică și medie ; ferm în stare umedă și foarte dur la uscare ; trecere netă.



TABELUL 2

*Ceroziom ciocolatiu*

Analist : P. Vasilescu

Orizont	Adinc. cm	Fractiuni granulometrice in %, recalculate la solul fara humus si sariuri							
		2-0,2 mm	0,2-0,1 mm	0,1- 0,05 mm	0,05- 0,02 mm	0,02- 0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm
Aa	0-15	1,0	1,4	9,5	32,7	24,5	30,9	42,3	28,6
An	40-50	1,0	1,6	9,2	32,4	25,1	30,7	42,2	27,8
C <sub>1</sub>	110-130	0,7	1,6	10,6	34,0	25,5	27,6	38,8	24,7
C/D	180-200	0,8	1,8	15,4	33,7	25,2	23,1	34,2	19,9

Analisti : Niculina Bratosin, Hareta Mac, Margareta Dobrescu

Orizont	Adinc. cm	Humus %	Azot %	C:N	CO <sub>3</sub> Ca in %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> in %	pH
Aa	0-15	2,8	0,171	11,4	-	0,160	7,7
An	40-50	2,8	0,155	12,0	0,7	0,185	8,0
A/C	55-70	2,6	-	-	1,8	-	8,2
Ca	80-100	1,6	-	-	9,0	-	8,2
C <sub>1</sub>	110-130	1,0	-	-	14,4	-	8,3
C <sub>2</sub>	150-170	-	-	-	17,3	-	8,5
C/D	180-200	-	-	-	15,0	-	8,5

Analisti : Niculina Bratosin, D. Todor

Adinc. cm	Cationi schimbabili										V %	
	m e/100 g sol						Procente din T					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
0-15	29,66	4,61	0,61	0,86	1,03	35,74	83,0	12,9	1,7	2,4	-	100
40-50	30,22	4,82	0,56	1,02	-	36,62	82,5	13,1	1,5	2,8	-	100
80-100	16,53	3,69	0,55	1,27	-	22,04	75,0	16,7	2,5	5,7	-	100



- C<sub>1</sub> 85—145 cm ; lut de culoare brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă și brun pal (10YR 6/3) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pseudomicelii de CaCO<sub>3</sub> frecvente ; efervescentă în masă ; trecere treptată.
- C<sub>2</sub> 145—182 cm ; lut cu aceleași culori ca cele din orizontul precedent ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; pseudomicelii de CaCO<sub>3</sub> frecvente și concrețiuni dure ; efervescentă în masă ; trecere treptată.
- C<sub>3</sub> 182—195 cm ; lut cu mult material micaceu ; brun-gălbui—brun-gălbui deschis (10YR 5,5/4) în stare umedă și brun pal (10YR 6/3) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; vinișoare, pete și concrețiuni de CaCO<sub>3</sub> ; efervescentă în masă ; trecere treptată.
- C/D 195—220 cm ; lut de culoare brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă și brun foarte pal (10YR 7/4) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; vinișoare și concrețiuni de CaCO<sub>3</sub> ; efervescentă în masă .

Datele analitice sunt prezentate în tabelul 3.

**Cernoziomurile și cernoziomurile levigate freatice umede.** Se întâlnesc exclusiv pe terasa inferioară T<sub>6</sub> și pe terasa aluvială. Sunt reprezentate atât prin varianta freatic umedă (cu nivelul apei freatice la 3—5 m) cât și prin cea freatic umedă gleizată (cu nivelul hidrostatic la 2—3 m). Cele mai răspândite sunt cernoziomurile (carbonatice sau nu) freatice umede care prezintă următorul profil :

- (P.4, nord Arsache 3 km ; terasa încrucișată T<sub>6</sub> ; teren plan ; material parental : loess bine drenat ; cultivat ; descris : M. Buzău).
- Aa 0—22 cm ; lut argilos de culoare cenușiu foarte închis (10YR 3/1) în stare umedă și cenușiu închis (10YR 4/1) în stare uscată ; bulgări și pulverulent ; friabil în stare umedă și foarte dur la uscare ; rădăcini ierboase subțiri, rare ; nu face efervescentă.
- An 22—39 cm ; lut argilos de culoare cenușiu foarte închis (10YR 3/1) în stare umedă și cenușiu închis (10YR 4/1) în stare uscată ; structură grăunțoasă mică și medie, hîne dezvoltată ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; granule zoogene frecvente ; rădăcini ierboase subțiri rare ; la 35 cm începe să facă efervescentă puternică ; trecere treptată.
- Ac 39—55 cm ; lut argilos de culoare brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare umedă și brun-cenușiu (10YR 5/2) în stare uscată ; fără structură ; friabil în stare umedă și dur la uscare ; aglomerate zoogene foarte frecvente ; pori rari ; rădăcini ierboase subțiri, rare ; efervescentă puternică în masă ; pseudomicelii și pete mari de CaCO<sub>3</sub> ; trecere treptată.
- Ca 55—76 cm ; lut argilos-lut de culoare brun-brun închis (10YR 4/3) în stare umedă și brun (10YR 5/3) în stare uscată ; fără structură ; foarte friabil în stare umedă și dur la uscare ; aglomerate zoogene frecvente ; pori rari ; rădăcini ierboase subțiri, rare ; cochlili de melci foarte rare ; efervescentă puternică în masă ; pseudomicelii și pete de CaCO<sub>3</sub> frecvente ; trecere treptată.
- C<sub>1</sub> 76—107 cm ; lut de culoare brun (10YR 4,5/3) în stare umedă și brun pal (10YR 6/3) în stare uscată ; fără structură ; foarte friabil în stare umedă și dur la uscare ; pe alocuri cuiburi cu aglomerate zoogene ; pori frecvenți ; efervescentă puternică în masă ; pseudomicelii de CaCO<sub>3</sub> frecvente ; trecere treptată.
- C<sub>2</sub> 107—130 cm ; lut de culoare brun (10YR 5/3) în stare umedă și brun pal (10YR 6/3) în stare uscată ; fără structură ; foarte friabil în stare umedă și dur la uscare ; pe alocuri



TABELUL 3

*Cernoziom levigat slab*

Analist: P. Vasilescu.

Orizont	Adinc. cm	Fractiuni granulometrice in %, recalculate la solul fara humus si sariuri							
		2-0,2 mm	0,2-0,1 mm	0,1- 0,05 mm	0,05- 0,02 mm	0,02- 0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm
Aa	0-18	0,8	2,2	9,0	32,8	23,8	31,4	43,2	27,9
An	26-37	0,6	1,8	8,6	31,0	24,7	33,3	45,6	29,8
A/B	44-54	0,5	1,7	8,7	29,8	25,9	33,4	45,8	29,5
B	67-79	0,6	1,6	8,9	31,5	26,2	31,2	43,0	27,5
C <sub>1</sub>	94-110	0,5	1,4	8,6	33,4	27,2	28,9	41,0	25,4
C <sub>3</sub>	154-174	0,6	2,1	12,0	32,0	27,3	26,0	37,7	23,1
C/D	210-220	0,9	3,0	12,7	34,0	24,3	25,1	35,8	21,9

Analisti: Maria Constantinescu, Hareta Mac, Margareta Dobrescu

Orizont	Adinc. cm	Humus %	Azot %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	PH
Aa	0-18	2,8	0,136	15,0	—	0,157	7,2
An	26-37	2,8	0,138	14,0	—	0,144	7,1
A/B	44-54	1,6	0,078	13,8	—	0,135	7,4
B	67-79	0,9	0,054	11,0	—	0,135	7,6
C <sub>1</sub>	94-110	1,1	—	—	14,6	—	8,0
C <sub>2</sub>	127-143	—	—	—	18,7	—	8,1
C <sub>3</sub>	154-174	—	—	—	17,0	—	8,1
C/D	183-195	—	—	—	14,3	—	—
C/D	210-220	—	—	—	15,7	—	—

Analisti: Maria Constantinescu, D. Todor

Adinc. cm	Cationi schimbabili								V %			
	m e/100 g sol						Procente din T					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
0-18	21,80	4,74	0,54	0,55	2,81	30,44	71,6	15,6	1,8	1,8	9,2	90,8
26-37	24,33	4,30	0,50	0,60	2,83	32,56	74,7	13,2	1,5	1,8	8,7	91,3
44-54	23,52	3,43	0,48	0,48	2,02	29,85	78,8	11,5	1,6	1,3	6,8	93,2
67-79	21,94	3,07	0,46	0,50	1,57	27,54	79,7	11,2	1,7	1,8	5,7	94,3
94-110	16,30	1,60	0,34	0,70	—	18,94	18,1	8,5	1,8	3,7	0	100



cuiburi cu aglomerate zoogene ; pori fini frecvenți ; efervescentă puternică în masă ; pseudomicelii și concrețiuni de  $\text{CaCO}_3$  ; dure, trecere treptată.

C<sub>3</sub> 130—158 cm ; textura și culoarea ca în orizontul precedent ; fără structură ; foarte friabil în stare umedă și dur la uscare ; cuburi cu aglomerate zoogene foarte rare ; pori fini frecvenți ; efervescentă puternică în masă ; pseudomicelii și concrețiuni rare de  $\text{CaCO}_3$  ; trecere treptată.

CD 158—190 cm ; lut-lut argilos de culoare brun -gălbui (10 YR 5/4) în stare umedă și brun foarte pal (10 YR 7/4) în stare uscată ; fără structură ; foarte friabil în stare umedă și dur la uscare ; pori fini foarte frecvenți ; efervescentă puternică în masă ; trecere treptată.

D 190—210 cm ; lut argilos de culoare brun-brun pal (10YR 5,5/3) în stare umedă și brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată ; fără structură ; foarte friabil în stare umedă și dur la uscare ; pori fini foarte frecvenți ; efervescentă puternică în masă.

Datele analitice sunt redate în tabelul 4.

Asupra celorlalte soluri, menționate în legenda hărții (pl. III) nu insistăm întrucât ocupă suprafețe restrânse.

Urmărind pe harta anexată (pl. III) repartiția solurilor pe terase, constatăm că nu există un raport chiar atât de strîns între diferențele nivele și anumite tipuri de sol. Cernoziomuri carbonatice se întâlnesc pe terasele inferioare, dar și pe terasele medii și superioare ale interfluviului dintre Vedea și Călmățui, iar cernoziomuri levigate apar pe terasa cea mai veche, dar și pe cea mai nouă. Este evidentă, în cazul acestui sector de terase, succesiunea solurilor automorfe (zonale) dinspre sud spre nord. Astfel, cernoziomurile carbonatice se întâlnesc în partea cea mai sudică, ocupând suprafața cea mai mare pe terasele dintre Vedea și Călmățui : pe terasa inferioară ( $T_6$ ), pe terasele medii, ca și pe terasa superioară  $T_2$ . Urmărind însă repartiția acestor soluri și pe celelalte interfluvii, trebuie să admitem că nu numai factorii pedogenetici zonali au determinat formarea de cernoziomuri carbonatice pe un areal atât de larg pe terasele dintre Vedea și Călmățui. În adevăr trebuie să luăm în considerare pentru solurile terasei inferioare vîrsta relativ mică, pentru terasele medii — unde cernoziomurile carbonatice se întâlnesc în apropierea marginii terasei — unele procese slabe de eroziune, iar pentru terasele superioare — unde cernoziomurile carbonatice apar pe o suprafață ciuruită de crovuri, influență microreliefului. În general însă, în acest sector sunt prezente și procese de progradare, care se manifestă și la cernoziomurile levigate de pe câmp la nord de terase. Cînd nu intervin asemenea factori locali, cernoziomurile carbonatice nu apar nici pe terasele medii nici pe cele superioare, cum se observă în sectorul de la est de Vedea. Cernoziomurile — castanii, ciocolatii și incipient levigate — care se întâlnesc imediat la nord de aria cernoziomurilor carbonatice, apar de asemenea pe diferențe de nivele de terase : pe terasa inferioară  $T_5$  și pe terasa medie  $T_3$  la est de Vedea, pe terasele medii și

TABELUL 4

*Cernoziom freatic umed*

Analist : P. Vasilescu

Orizont	Adinc. cm	Fracțiuni granulometrice în %, recalculate la solul fără humus și săruri							
		2–0,2 mm	0,2–0,1 mm	0,1 – 0,05 mm	0,05 – 0,02 mm	0,02 – 0,002 mm	<0,002 mm	<0,01 mm	<0,001 mm
Aa	0–18	1,1	3,2	6,7	28,1	26,7	34,2	47,2	30,2
An	23–35	1,3	3,0	7,3	28,5	25,9	34,0	46,1	29,8
AC	42–53	1,0	3,6	7,9	28,3	26,4	32,8	45,9	29,0
Ca	56–74	1,4	2,5	8,2	28,5	26,6	32,8	45,2	29,3
C <sub>1</sub>	77–90	1,2	2,6	7,3	30,5	25,8	32,6	44,1	28,1
C <sub>3</sub>	130–150	1,0	3,2	8,2	30,1	28,3	29,2	42,9	27,0
D	192–210	1,3	3,3	9,4	26,9	25,9	33,2	46,5	27,8

Analisti: Eugenia Iacob, Hareta Mac, Margareta Dobrescu

Orizont	Adinc. cm	Humus %	Azot %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	pH
Aa	0–18	3,8	0,195	13,4	0,2	0,163	7,6
An	23–35	3,0	0,153	13,1	1,2	0,154	7,9
AC	42–53	2,0	0,123	12,1	7,3	0,152	8,1
Ca	56–74	1,7	0,096	12,1	12,2	0,141	8,2
C <sub>1</sub>	77–90	1,5	—	—	14,0	—	8,0
C <sub>1</sub>	94–105	1,3	—	—	14,7	—	8,1
C <sub>2</sub>	110–128	0,9	—	—	16,8	—	8,2
C <sub>3</sub>	130–150	—	—	—	17,0	—	8,3
CD	159–185	—	—	—	16,3	—	8,6
D	192–210	—	—	—	12,8	—	8,8

Analisti: Eugenia Iacob, Erna Călinescu, D. Todor

Adinc. cm	Cationi schimbabili								V %	
	m e/100 g sol					Procente din T				
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	
0–18	32,60	6,59	0,74	1,01	40,94	79,6	16,1	1,8	2,5	100
23–35	32,60	6,67	0,60	1,17	41,04	79,6	16,3	1,5	2,8	100
42–53	18,71	8,37	0,58	1,54	29,20	64,3	28,5	1,9	5,3	100
77–90	16,56	5,28	0,44	1,33	23,61	70,3	22,2	1,9	5,6	100
130–150	11,81	5,83	0,39	1,78	19,81	58,6	30,4	2,0	9,0	100
192–210	18,27	0,46	2,12	20,85		87,7		2,2	10,1	100



superioare dintre Vedea și Călmățui, reprezentând în sectorul dintre Olt și Călmățui solurile net predominante pe orice nivel de terasă (cu excepția terasei inferioare intens fragmentate).

Cernoziomurile levigate urmează spre nord și reprezintă solurile cu arealul cel mai larg nu numai pe terasa superioară  $T_1$ , ci și pe terasa inferioară  $T_6$ , în porțiunea ei mai dreaptă de la vest și nord de Giurgiu. Arealul cernoziomurilor levigate slab coboară pe marginea vestică a interfluviului de la est de Vedea și pe terasa medie  $T_3$ . Subliniem de asemenea coborîrea spre sud pe aceeași margine a interfluviului, și a cernoziomurilor levigate moderat.

Caracteristice unui nivel de terasă sunt numai cernoziomurile și cernoziomurile levigate freatic umede care apar numai pe terasa inferioară  $T_6$  și pe terasa aluvială, nivele puțin înalte și prea tinere pentru a fi fost bine drenate.

Pentru un anumit relief sunt specifice anumite complexe de soluri. Menționăm astfel : 1, relieful eolian modelat în nisipuri, în care pe coame, datorită spulberării se întâlnesc regosoluri nisipoase (pe alocuri chiar nisipuri nesolificate) iar între dune cernoziomuri levigate, unele colmatate cu material mai recent ; 2, relieful eolian modelat în loess, în care pe coame se întâlnesc cernoziomuri (carbonatice sau nu), iar în depresiuni cernoziomuri levigate ; 3, relieful de grinduri și lăsături al terasei intens fragmentate de la est de Turnu Măgurele, în care pe coamele mai înalte apar cernoziomuri carbonatice (automorfe), în lăsăturile mai coborite – lăcoviști, trecerea între ele făcîndu-se prin cernoziomurile hidroautomorfe. Pe grindurile mai joase nu se mai întâlnesc soluri automorfe, ci numai cernoziomuri freatic umede, după cum în depresiunile mai puțin adinci nu mai apar lăcoviști. În unele cazuri (în marginea dinspre luncă sau acolo unde au pătruns brațe secundare temporare) lăcoviștile sunt colmatate cu un strat de aluviuni de vîrste diferite (astăzi evolute pînă la stadiul de aluviuni incipient solificate sau soluri aluviale).

În sfîrșit, semnalăm prezența în pădurea Lamba a cernoziomurilor levigate podzolite (chiar a solurilor silvestre podzolite cenușii închise) și a unor soluri slab pseudogleizate, podzolite pe terasa inferioară la nord de Giurgiu.

## BIBLIOGRAFIE

- Bandrabur T., Feru M., Oprescu C. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu și Călmățui. Com. Geol. St. tehn. econ. seria E-6. București.



- Conea Ana, Popovăț Angela (1960) Solurile teraselor Oltului dintre Carpații Meridionali și Dunăre. *Stud. Cerc. Geol.* V. Edit. Acad. R.P.R. București.
- Tutunecu C., Muciă N. (1962) Cercetări pedologice în cîmpia dintre Olt și Argeș. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956–1957). București.
- Liteanu E., Bandrabur T. (1960) Cercetări hidrogeologice asupra apelor freatici din bazinul inferior al Argeșului. *Stud. Cerc. Geol.* 3. V. Edit. Acad. R.P.R. București.
- Protopopescu-Pake Em. (1923) Cercetări agrogeologice în Cîmpia Română dintre Valea Mostiștei și rîul Olt. *D.S. Inst. Geol. Rom.* I. București.
- Slavovacă D., Opran C. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în zona Giurgiu-Alexandria-Traian. *Com. Geol. St. tehn. econ. seria E*, 6. București.
- \* \* \* (1927) Harta solurilor României 1 : 1.500.000 Foaia 2, Inst. Geol. Rom. București.
- \* \* \* (1960) Monografia Geografică a R.P.R. I. Edit. Acad. R.P.R., București.
- \* \* \* (1964) Harta solurilor R.P.R. la scara 1 : 1.000.000. Com. Geol. București.

## SOLS DES TERRASSES DU DANUBE ENTRE TURNU MĂGURELE ET GIURGIU

PAR

M. BUZA, P. GHINEA, ANGELA TEODORESCU

(Résumé)

Les auteurs présentent brièvement les traits généraux de la couverture des sols des terrasses du Danube, entre Turnu Măgurele et Giurgiu, ainsi que les conditions naturelles dont ces sols se sont formés et dont ils se conservent.

Dans le secteur mentionné, l'activité du Danube s'est déroulée sur une surface relativement étendue en déterminant le développement, sur la rive gauche du fleuve, d'un système de six terrasses, groupées en : terrasses supérieures ( $T_1$  60–65 m alt. relat.;  $T_2$  50–55 m alt. relat.); terrasses moyennes ( $T_3$  40–45 m alt. relat.;  $T_4$  30–35 m alt. relat.); terrasses inférieures ( $T_5$  18–22 m alt. relat.;  $T_6$  10–12 m alt. relat.).

Le climat est caractérisé par des températures moyennes annuelles de  $11^{\circ}3C$ ; les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 484,9–553,0 mm.

La végétation naturelle n'est rencontrée que sur certains versants, car les cultures agricoles ont remplacé la végétation de steppe et de steppe-à-forêt.

Sur ces terrasses se sont formés comme sols zonaux les chernozems et les chernozems lévigués. Ces derniers occupent des surfaces plus étendues sur les terrasses situées du côté oriental du secteur. Les facteurs



locaux — le micromodel et le niveau de la nappe phréatique située à faible profondeur — ont influencé et modifié par endroits les sols des terrasses. Ainsi, dans les soucoupes et les autres dépressions plus étendues ainsi que dans les vallées sans eaux permanentes se sont formés les chernozems lévigués de dépression. Sous l'influence de la couche aquifère située à faible profondeur se sont formés les chernozems à nappe phréatique, les chernozems à gley et les sols humiques à gley. Sous forêt se sont formés les chernozems délavés (même les sols gris foncé de forêt).

Il n'y a pas un rapport direct entre les différents niveaux de terrasse et certains types de sols. Les chernozems calcaires sont rencontrés sur toutes les terrasses, tandis que les chernozems lévigués apparaissent sur la terrasse la plus ancienne, ainsi que sur la plus récente. Pourtant la succession des sols automorphes (zonaux) est évidente du S vers le N. Ainsi les chernozems calcaires sont rencontrés dans la partie méridionale tandis que les chernozems lévigués occupent le secteur septentrional. Caractéristiques pour un seul niveau de terrasse ne sont que les chernozems et les chernozems lévigués à nappe phréatique qui apparaissent uniquement sur la terrasse inférieure T<sub>6</sub>.

Pour un certain relief complexe, sont spécifiques certaines associations de sols dont nous mentionnons :

Sur un relief éolien modélisé dans des sables, sur les dunes on rencontre les régosols sablonneux, et entre les dunes les chernozems lévigués ;

Sur un relief éolien modélisé dans du loess, sur les dunes on rencontre les chernozems (calcaires ou non calcaires) tandis que dans les dépressions les chernozems lévigués ;

Sur la basse-terrasse, intensément compartimentée (T<sub>6</sub>), à l'E de Turnu-Măgurele, sur les levées apparaissent les chernozems calcaires (automorphes) et dans les dépressions les sols humiques à gley.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

#### Géomorphologie :

1, première terrasse (60—65 m, d'altitude relative, 75—80 m d'altitude absolue); 2, deuxième terrasse (50—55 m d'altitude relative, 70—75 m d'altitude absolue); 3, troisième terrasse (40—45 m d'altitude relative, 55—60 m d'altitude absolue); 4, quatrième terrasse (30—35 m d'altitude relative, 50—55 m d'altitude absolue); 5, cinquième terrasse (18—22 m d'altitude relative, 38—40 m d'altitude absolue); 6, sixième terrasse (10—12 m d'altitude relative, 24—28 m d'altitude absolue); 7, terrasse alluviale (2—4 m d'altitude relative, 20—22 m d'altitude absolue); 8, niveau intermédiaire entre les terrasses et la surface de la plaine; 9, terrasse intensément compartimentée; 10, témoin d'érosion; 11, vallée encaissée; 12, vallée évasée; 13, soucoupe; 14,



dépression ; 15, cône de déjection ; 16, dunes sablonneuses ; 17, dunes loessiques ; 18, surfaces de terrasse à niveau de la nappe phréatique à faible profondeur (jusqu'à 5 m).

### Planche II

Le niveau de la nappe phréatique :

1, 0–2 m; 2, 2–3 m; 3, 3–5 m; 4, 5–10 m; 5, 10–15 m; 6, plus de 15 m; 7, isobathes; 8, hydroisohypses. La nappe phréatique au niveau : 9, acritique ; 10, sous-critique ; 11, critique ; 12, lacs et marécages.

### Planche III

Sols :

Chernozems ponto-danubiens : 1, chernozems châtais faiblement calcaires ; 2, chernozems châtais moyenement calcaires ; 3, chernozems chocolats ; 4, chernozems chocolats très faiblement lévigués ; 5, chernozems châtais — chernozems chocolats très faiblement lévigués ; 6, chernozems calcaires érodés sur les versants et régosols ; 7, chernozems de versants ; 8, chernozems érodés sur les versants et régosols ; 9, chernozems calcaires, sols chernozémiques à gley et sols humiques à gley. Chernozems à nappe phréatique : 10, chernozems calcaires à nappe phréatique ; 11, chernozems à nappe phréatique ; 12, sols chernozémiques calcaires à gley ; 13, sols chernozémiques à gley. Chernozems lévigués ponto-danubiens : 14, chernozems faiblement lévigués ; 15, chernozems modérément lévigués ; 16, chernozems lévigués de dépression ; 17, chernozems et chernozems lévigués (relief de dunes) ; 18, chernozems lévigués sableux et régosols sableux (relief de dunes). Chernozems lévigués à nappe phréatique : 19, chernozems faiblement lévigués à nappe phréatique ; 20, chernozems lévigués à nappe phréatique, de dépression. Sols forestiers à horizon B argilique, ponto-danubiens : 21, chernozems délavés et sols gris foncé ; 22, sols lessivés à pseudogley et sols à pseudogley (dans les dépressions). Sols hydromorphes, salins et à alcalis ; 23, sols humiques à gley ; 24, solonetz. Sols faiblement développés : 25, régosols ; 26, Limite septentrionale des terrasses ; 27, limite septentrionale du niveau intermédiaire ; 28, emplacements des profils décrits dans le texte.



# TERASELE DUNĂRII ÎNTRĘ TURNU MĂGURELE ȘI GIURGIU

## GEOMORFOLOGIE

1	Terasa 1 (60-65 m alt.rel., 75-80 m alt.abs)	10	Popină
2	" 2 (50-55 m " " 70-75 m " "	11	Vale adâncită
3	" 3 (40-45 m " " 55-60 m " "	12	Vale evazată
4	" 4 (30-35 m " " 50-55 m " "	13	Crov
5	" 5 (18-22 m " " 38-40 m " "	14	Padină
6	" 6 (10-12 m " " 24-28 m " "	15	Con de împreștere
7	Terasa aluvială (2-4 m alt.rel., 20-22 m	16	Dune nisiposse
8	Treapătă de relief, apărând cimpului	17	Dune loasse
9	Terasă intens fragmentată	18	Suprafețe de teresă cu nivelul apelor freatică mai sus de 5 m



Institutul Geologic al României

## TERASELE DUNĂRII ÎNTRE TURNU MĂGURELE ȘI GIURGIU

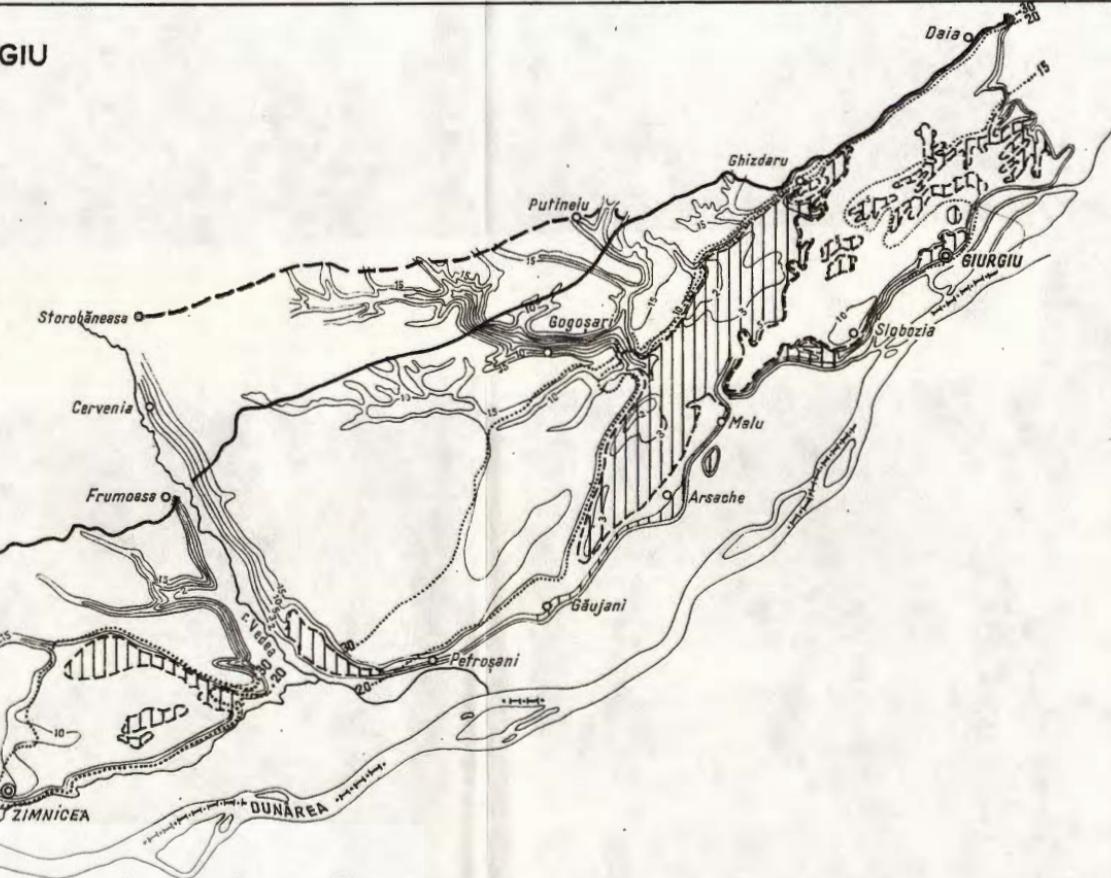
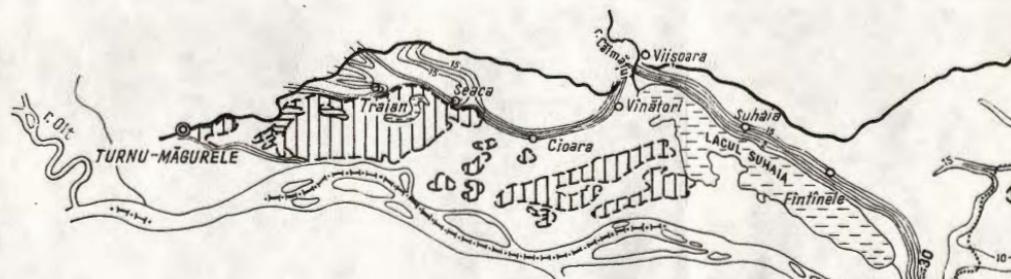
## APA FREATICĂ

## LEGENDA

- 1 Între 0-2 m
- 2 " 2-3 m
- 3 " 3-5 m
- 4 " 5-10 m
- 5 " 10-15 m
- 6 peste 15 m

- 7 - - - - 15 Linii de egală adâncime a spelei freatică
- 8 - - - - 20 Hidroizohipse
- 9 Nivelul spelei freatică la adâncime :
- 10 acritică
- 11 subacritică
- 12 critică

Lacuri și bălți



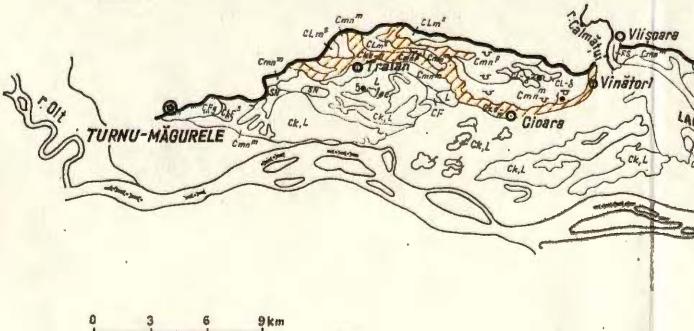
# TERASELE DUNĂRII ÎNTRÉ TURNU MĂGURELE ȘI GIURGIU

PROSPECTIUNILE PEDOLOGICE ÎNTREPRINSE DE ANA CONEA, NADIA GHITULESCU, GR. ANDREI, M.BUZA  
P.GHINEA ȘI ANGELA TEODORESCU LA SCARA 1:50.000 ȘI 1:200.000 ÎN ANII 1963-1964

## SOLURI

### Cernoziomuri danubiano-pontice

- 1  Cernoziomuri cestenii carbonatice cu conținut redus de carbonatii
- 2  Cernoziomuri cestenii semicarbonatice
- 3  Cernoziomuri ciocloștii
- 4  Cernoziomuri ciocloștii cu levigare incipientă
- 5  Cernoziomuri cestenii -ciocloștii cu levigare incipientă
- 6  Cernoziomuri carbonatice erodate de pante și regosoluri
- 7  Cernoziomuri de pantă
- 8  Cernoziomuri erodate de pantă și regosoluri
- 9  Cernoziomuri carbonatice, soluri cernoziomice freatice-umede și lăcoviri
- 10  Cernoziomuri freatice-umede (de fineafă)
- 11  Cernoziomuri carbonatice freatice-umede
- 12  Cernoziomuri freatice-umede
- 13  Soluri cernoziomice carbonatice freatice-umede
- 14  Soluri cernoziomice freatice-umede
- 15  Cernoziomuri levigate slab
- 16  Cernoziomuri levigate moderat
- 17  Cernoziomuri și cernoziomuri levigate (relief vălurit colian)
- 18  Cernoziomuri levigate nisipoase și regosoluri nisipoase (relief vălurit colian)

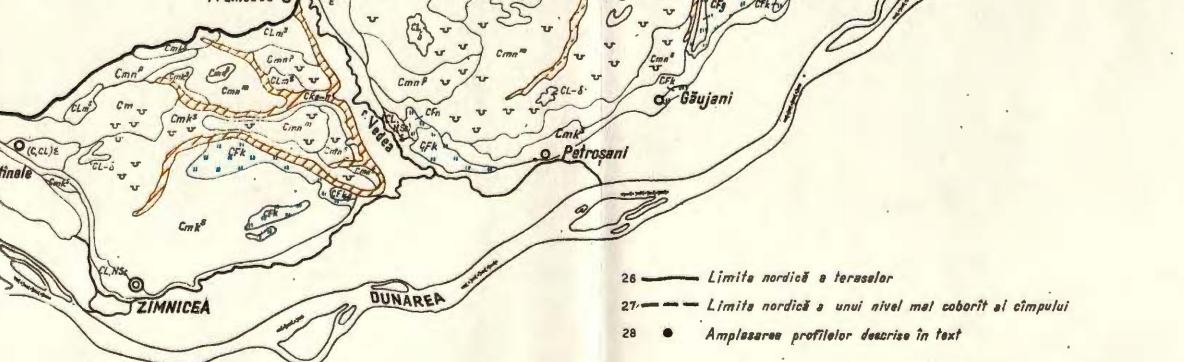


### Cernoziomuri levigate freatice-umede (de fineafă)

- 19  Cernoziomuri levigate slab, freatice-umede
- 20  Cernoziomuri levigate freatice-umede, de depresiune
- 21  Soluri silvestre danubiano-pontice
- 22  Cernoziomuri levigate podzolite și soluri silvestre podzolite cenușii închise
- 23  Soluri hidromorfe, soluri saline și alcalice
- 24  Soluri de fineafă
- 25  Soluri nedezvoltate
- Regosoluri

### Cernoziomuri levigate denubiano-pontice

- 14  Cernoziomuri levigate slab
- 15  Cernoziomuri levigate moderat
- 16  Cernoziomuri levigate de depresiune
- 17  Cernoziomuri și cernoziomuri levigate (relief vălurit colian)
- 18  Cernoziomuri levigate nisipoase și regosoluri nisipoase (relief vălurit colian)



# SOLURILE COLINELOR PIEMONTANE DE LA NORDUL MUNTILOR PLOPIŞ<sup>1</sup>

DE

MARCELA NEACŞU, MARIA CONSTANTINESCU, ELENA BUGEAG<sup>2</sup>

## Abstract

Soils of the Piedmont Hills in the Northern Part of the Plopiş Mts. The authors make a brief presentation of the natural conditions, and the soils of the Piedmont Hills in the northern part of the Plopiş Mts. In connection with the diversity of relief, the age of deposits, the variety of parent materials and bioclimatic conditions, a relatively varied and complex soil cover has developed [Sols Bruns Lessivés and Sols Lessivés, Black soils (Pseudorendzira), Wet Black soils (Wet Pseudorendzinas), Bleached Humic Gley soils, Regosols and Lithosols, as well as a varied range of Alluvia and Alluvial soils. According to the character of the soil cover and relief, three units requiring particular improvements, have been distinguished.

Sectorul la care se referă lucrarea de față<sup>3</sup>, cuprinde colinele piemontane de la nordul munților Plopiş, și este delimitat la N și E de valea Barcăului și la W de valea Ghepeș.

## CONDIȚII NATURALE

*Geologie, relief și hidrografie.* Din punct de vedere geologic, suprafața cercetată reprezintă o porțiune din bazinul de scufundare neogenă al Sălajului (M. Pucea, 1948), caracterizat prin predominarea argilelor și argilelor marnoase pliocene cu intercalații de nisipuri și pietrișuri. Peste aceste depozite a fost depusă ulterior o mantie subțire de luturi cu pietri-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 9 martie 1966.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecționi, Șos. Kiseleff nr. 2 București.

<sup>3</sup> Maria Constantinescu și Elena Bugeag au efectuat analize de laborator.



șuri și nisipuri proluviale. Drept mărturie a scufundării ce a avut loc în Neogen, stau cele 3 „măguri” de cristalin, îngropate în depozite sedimentare, ce apar în vecinătatea ramei muntoase, în apropierea localităților Vărzari și Budoi.

Eroziunea de la sfîrșitul Pliocenului și din Cuaternar, a dat naștere unui relief colinar (pl. I, II), alcătuit din culmi dispuse divergent, care sead treptat în înălțime de la cca 300 m alt. abs., la contactul cu rama muntoasă din sud, la 120 m alt. abs. pe extremitățile nordice. Colinele sunt puternic fragmentate și erodate; culmile sunt înguste, în general paralele între ele. Versanții sunt sculptați de numeroase bazinete de eroziune, alunecări etc. Înălțimea maximă este de 315,7 m alt. abs., iar energia de relief nu depășește în general 100 m.

Trecerea de la spațiul colinar spre culoarul văii Barcăului, ce delimită piemontul la N, are loc prin intermediul unui glacis piemontan terasat, alcătuit din depozite pleistocene, deluvio-proluviale, predominant argiloase și cu stratificații de nisipuri și pietrișuri la bază (pl. II). Glacisul este ușor înclinat spre N și E și terasat în două sau trei trepte: de 130—145 m, 150—165 m, și de 180—220 m alt. abs. Trecerea de la o treaptă la alta nu este întotdeauna clară, fiind adesea continuă.

Luncile văilor sunt înguste, păstrându-și aceeași lățime pînă la obîrșie. Numai lunca Bistrei este mai lată și prezintă, local, suprafețe depresionare mlăștinate. Luncile sunt supuse periodic revârsărilor sau colmatării cu material de pe versanți, adus de apele de șiroire. Lunca Barcăului, mai veche și mai drenată, este, în general, neinundabilă.

Terasele de luncă ce însoțesc valea Barcăului, se ridică 3—5 m deasupra luncii și nu au extindere prea mare. Ele sunt constituite din depozite de textură nisip lutoasă și luto-argiloasă.

Datorită fragmentării relativ accentuate a reliefului, rețeaua hidrografică a piemontului din nordul munților Plopiș este puternic dezvoltată. Majoritatea văilor principale își au obîrșia la contactul piemontului cu rama muntoasă și au o orientare în general divergentă spre valea Barcăului.

Văile principale, ca cea a Bistrei, Ghepeșului etc., consecvente cu direcția înclinării stratelor, au un accentuat caracter asimetric. Profilul pedomorfografic alăturat (pl. IV) ilustrează puternica asimetrie a versanților văii Bistra: cel drept, abrupt iar cel stîng prelung și ușor înclinat.

Debitul celor cîteva cursuri de apă (pîriul Barcău, Bistra etc.) este în general scăzut; el crește însă, în perioadele ploioase ale anului sau după topirea zăpezilor.

Apa freatică se află la adîncimi ce nu influențează profilul solului. Doar la partea inferioară a versanților cu pornituri sau alunecări, apar



piştiri şi izvoare de coastă. Pe terase şi lunci, nivelul hidrostatic al apei freatică, se găseşte la adâncimi de aproximativ 2 m, cu fluctuaţii mari în timpul anului.

Depozitele de suprafaţă (de solificare) sunt reprezentate, predominant, prin depozite de cuvertură, deluviale, ce îmbracă majoritatea versanţilor uşor înclinaţi care funcţionează ca versanţi de acumulare. Textura acestor depozite este în general argiloasă, uneori cu nisip sau pietriş (mai ales în partea sudică a sectorului).

Depozitele deluvio-proluviale ale glacisului piemontan, deseori predominant argiloase, sunt deosebite de precedentele printr-un colorit roşcat evident, datorit probabil unor vechi procese de alterare.

Ca urmare a alunecărilor şi porniturilor, la partea inferioară a unor versanţi, se realizează un complex litologic neuniform, alcătuit, îndeosebi, din argile cu nisip şi cu iviri de argile marnoase.

Pe culmi şi la partea superioară a unor versanţi, eroziunea a scos la zi roci slab consolidate şi slab compacte : argile, argile marnoase, nisipuri cu gresii şi mai rar calcare etc. atribuite de M. Paucă (1948), Ponțianului şi Dacianului. Argilele marnoase din apropierea Cristalinului sunt bogate în mică şi au culoare cenuşie închisă ; în rest, sunt mai puţin bogate în mică şi mai negricioase. Se remarcă prezenţa unor argile cu aspect masiv şi compact şi a altora mai mult sau mai puţin foioase, ceea ce denotă că s-au format în faciesuri diferite (M. Paucă).

Depozitele aluvio-deluviale au texturi foarte variate, de la nisip — nisip lutos, pînă la argile, uneori în acelaşi profil, se observă o alternanţă de depozite cu texturi variate.

*Clima.* Din punct de vedere climatic, sectorul cercetat se caracterizează (după datele staŃiunii meteorologice Oradea) printr-o temperatură medie anuală de aproximativ  $10,5^{\circ}\text{C}$ , temperatura medie a lunii ianuarie este de  $-1^{\circ}$  şi  $-2^{\circ}$ , iar cea a lunii iulie, în jur de  $21^{\circ}\text{C}$ . PrecipitaŃiile medii anuale sunt în jur de 600 mm.

*VegetaŃia.* Învelișul vegetal aparŃine zonei stejarului. Pădurile au fost defrişate în cea mai mare parte (pl. V), iar în petecele rămase se remarcă compoziŃia pădurilor de amestec în care se evidenŃiază *Tilia* sp. şi *Carpinus betulus*. Pădurile care acoperă culmile dealurilor sunt dominate de *Quercus petraea*, în care se amestecă *Quercus cerris* şi *Carpinus betulus*. Pădurile aflate pe versanŃi slab înclinaŃi precum şi cele aflate pe glacisul piemontan, sunt alcătuite din *Quercus cerris*; *Quercus robur* intră doar

în alcătuirea pădurilor de la partea inferioară a versanților, mai ales pe cei cu expoziție nordică.

Vegetația ierboasă a păsunilor de pe coline cu solurile zonale o formează îndeosebi asociația de *Agrostis tenuis* și *Festuca pseudovina*. Pe suprafețele erodate, se dezvoltă *Poa bulbosa* var. *vivipara*, *Festuca valesiaca* și alte specii xerofite.

Compoziția vegetației luncii Barcăului arată un exces de umiditate. Pilcurile de pădure sunt formate din *Quercus robur*, *Fraxinus excelsior*, *Ulmus foliacea*, *Populus tremula*, cu *Prunus spinosa*, *Cornus mas* etc. Covorul ierbos din lunci este alcătuit din asociații mezofile : ca de ex. *Poa pratensis*, *P. palustre*, cu *Juncus effusus*, *Ranunculus repens* etc. și cu intercalări de *Festuca valesiaca* pe microrelief pozitiv.

#### SOLURI

Solurile zonale sunt reprezentate prin soluri silvestre brune podzolite și silvestre podzolice (pl. VI). Ca soluri intrazonale, apar pseudorendzine și diverse soluri hidromorfe. Solurile nedezvoltate ocupă în general suprafețe restrânse ; apariția lor fiind legată, fie de unitățile cele mai tinere de relief (lunci etc.), fie de suprafețele puternic erodate (pl. VII).

Prezentăm în continuare, condițiile de geneză, caracterele morfologice și însușirile fizico-chimice ale principalelor grupe de soluri enumerate mai sus.

*Soluri silvestre brune podzolite.* După caracterele morfologice și fizico-chimice, corespunzând solurilor brune lesivate din literatura franceză sau solurilor de tip „Parabraunerde” din literatura germană. Sunt formate predominant pe depozite cu textură mijlocie-fină (luturi argiloase rar argile) de origini diferite : deluviale, proluviale etc., adesea cu un conținut neînsemnat de nisip și pietriș fin. Sunt cele mai răspândite soluri din sector ; ocupă aproape în întregime glacisul piemontan și o bună parte din pantele și culmile înguste ale spațiului colinar. S-au format sub păduri de foioase alcătuite îndeosebi din Quercine și apar cu precădere pe suprafețele vechi neafectate de eroziunea postcuaternară.

Paralel cu creșterea vîrstei depozitelor și a reliefului, plecind de la treptele cele mai joase ale glacisului piemontan pînă la contactul cu partea colinară a piemontanului, profilul acestor soluri prezintă diverse faze de dezvoltare și grade de podzolire, fapt ce reflectă corespondența strînsă între dezvoltarea profilului de sol și vîrsta reliefului.

Desigur și condițiile climatice (creșterea umidității) au un rol important în diferențierea și dezvoltarea acestei serii genetice. De altfel, deși



nu dispunem de date climatice, peisajul și speciile ce intră în alcătuirea vegetației forestiere, indică o creștere a umezelii de la nord la sud, o dată cu înălțarea reliefului.

*Solurile silvestre brune podzolite slab*, ocupă treptele cele mai joase (130—145 m alt. abs.) din partea NW a glacisului piemontan situat într-un climat mai puțin umed; cu totul sporadic pot fi întâlnite și în spațiul colinar.

Se caracterizează printr-un orizont A care prezintă grosimi de cca 40 cm, textură lutoasă, colorit cenușiu-cenușiu închis și o structură grăunțoasă-mare, moderat stabilă. Prin intermediul unui suborizont AB se trece într-un orizont B, puternic exprimat, lut argilos-argilă și cu structură prismatică bine definită. Suprafețele elementelor structurale sunt acoperite adesea cu un înveliș de argilă; trecerea spre roca mamă este în general treptată. Aceste soluri nu au un orizont de acumulare a CaCO<sub>3</sub>, datorită absenței carbonaților de calciu din materialul parental. Majoritatea profilelor cercetate se caracterizează doar printr-o slabă pudrare cu silice în orizonturile superioare, pudrare care aproape dispare, însă, în partea superioară a suborizontului de tranziție AB.

*Solurile silvestre brune podzolite moderat*, de regulă pseudogleizate, ocupă, predominant, treptele mijlocii ale glacisului piemontan (150—165 m alt. abs.). Morfologic, se deosebesc de solurile silvestre podzolite slab, prin structura mai puțin stabilă a orizontului A și intensitatea mai puternică a podzolirii, care afectează și suborizontul de tranziție AB și chiar partea superioară a orizontului B.

*Solurile silvestre brune podzolite puternic*, aproape întotdeauna pseudogleizate, sunt răspândite cu precădere pe treapta superioară a glacisului piemontan (180—220 m alt. abs.) cît și și pe pantele slab înclinate din spațiul colinar, unde se asociază cu soluri podzolice. Sub aspect morfologic se caracterizează în primul rînd prin apariția frecventă a unui suborizont A<sub>1</sub> A<sub>2</sub>, relativ clar exprimat și tendința de adîncire a suborizontului de tranziție A<sub>2</sub> B, pe seama orizontului B, care în partea superioară prezintă puternice pătrunderi de silice. Totodată, se constată apariția proceselor de pseudogleizare, pete cenușii vineții îndeosebi în partea mijlocie a orizontului B.

TABELUL 1

Date analitice

Analiști: Maria Constantinescu (cationi de schimb), Margareta Dobrescu (humus, azot), Hareta Mac (pH), P. Vasilescu (granulometrie)

*Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adin- cimea in cm	Fracțiuni granulometrice în %										Raportate la partea silicatică				
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002 – 0, 02 mm)	Nisip fin (0,02 – 0,2 mm)	Nisip grosier (0,2 – 2 mm)	Argilă fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002 – 0,02 mm	0,02 – 0,2 mm	0,2 – 2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm			
0 – 33	22,8	32,9	42,9	0,5	19,1	37,5	22,9	33,2	43,3	0,5	19,3	37,8			
33 – 45	29,4	31,4	38,2	0,4	25,8	44,6	29,6	31,5	38,4	0,4	25,9	44,8			
45 – 60	37,2	27,6	32,9	0,7	33,1	49,9	37,7	28,0	33,5	0,7	33,6	50,7			
70 – 85	37,3	28,1	33,9	0,2	33,7	50,5	37,4	28,2	34,1	0,2	33,9	50,7			
100 – 115	38,8	30,6	29,9	1,5	35,6	54,2	38,6	30,5	29,8	1,0	35,5	54,0			
140 – 155	38,9	26,1	32,7	2,3	35,9	51,5	38,9	26,1	32,7	2,3	35,8	50,9			
190 – 200	42,7	25,3	30,7	1,3	39,4	53,4	42,7	25,3	30,7	1,3	39,4	33,4			
	Orizontul	Apă hidroscopică %	Humus $C \times 1,72$ %	N total %	C : N	$CO_3 Ca$ %	pH în apoasă	$P_2O_5$ total %	Aluminiu deplasabil me						
0 – 33	Aa	1,4	1,6	0,091	11,8	—	6,0	0,094	urme						
33 – 45	An	1,8	1,3	0,069	12,9	—	6,7	0,097	urme						
45 – 60	A/B	2,7	1,5	0,086	12,1	—	6,8		—						
70 – 85	B <sub>1</sub>	3,1	0,8			—	6,5		urme						
100 – 115	B <sub>2</sub>	3,3	0,5			—	6,5								
140 – 155	B <sub>3</sub>	3,0	0,5			—	—								
190 – 210	BD					0	6,6								
	Cationi de schimb												V %		
	milivali						procente din T								
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>				
0 – 33	8,99	1,86	0,15	0,30	4,17	15,47	58,1	12,0	1,0	1,9	27,0	73,0			
33 – 45	15,52	3,68	0,16	0,42	3,54	23,32	66,5	15,8	0,7	1,8	15,2	84,8			
45 – 60	20,54	4,84	0,24	0,50	4,47	30,59	67,2	15,8	0,8	1,6	14,6	85,4			
70 – 85	19,60	5,05	0,25	0,52	4,60	30,02	65,3	16,8	0,8	1,7	15,4	84,6			
140 – 155	18,06	5,00	0,23	0,54	4,40	28,23	63,9	17,7	0,9	1,9	15,6	84,4			

**Profil nr. 18 — Sol silvestru brun podzolit slab**

E comuna Poeluşa de Barcău.

Nivelul de 130—145 m alt. abs. în glacisul piemontan; suprafață plană. Teren arabil.

*Descrierea profilului:*

- A (a) 0—30 cm; lut cu nisip<sup>1</sup>; cenușiu-brun deschis (2,5 Y 6/2<sup>2</sup>) în stare uscată și brun-cenușiu foarte inchis (10 YR 3/2) în stare umedă; structura glomerulară friabilă; separații ferimanganice rare; trece clar;
- A (n) 33—45 cm; lut — lut argilos; cenușiu (10 YR 5/1) cu pete de cenușiu încis (10 YR 4/1) în stare uscată și brun-cenușiu foarte încis (10 YR 3/2) cu pete foarte mici de brun-gălbui încis (10 YR 4/4) în stare umedă; structură alunar grăunțoasă, puțin stabilă; separații ferimanganice rare; trece treptat;
- A/B 45—60 cm; lut argilos; colorit neuniform, brun-cenușiu încis (10 YR 4/2) și brun-cenușiu (10 YR 5/2) în stare uscată; cenușiu foarte încis (10 YR 3/1) și brun-gălbui (10 YR 5/4) în stare umedă; alunar — nuciform; bobovine mici rare; trece treptat;
- B<sub>1</sub> 60—100 cm; lut argilos-argilă ușoară; brun (10 YR 5/3) cu pete difuze brun încis (11 YR 3/3) în stare uscată și brun-brun încis (10 YR 4/3), cu pete cenușiu foarte încis (10 YR 3/2), cu pete difuze brun-gălbui (10 YR 5/6) în stare umedă; prisme mici columnoide; bobovine mici frecvente; trece treptat;
- B<sub>2</sub> 100—135 cm; lut argilos-argilă ușoară; brun-gălbui (10 YR 5/4) cu pete brun-încis (10 YR 3/3) în stare uscată și brun încis-brun-gălbui încis (10 YR 4/3,5) cu pete cenușii foarte încis (10 YR 3/2) și cu pete difuze brun-gălbui (10 YR 5/6) în stare umedă; structură în prisme mici columnoide; bobovine frecvente; trece treptat;
- BD 135—170 cm; argilă ușoară; brun-gălbui (10 YR 5/4), cu pete fine brun-cenușii foarte încis (10 YR 3/2) în stare uscată și brun-gălbui încis (10 YR 4/4) cu pete fine brun-cenușii foarte încis (10 YR 3/2) în stare umedă; structură prismatică slab dezvoltată, separații ferimanganice; trece treptat;
- D 170—210 cm; argilă ușoară cu nisip și puțin pietriș rotunjit cuarțitic; brun-gălbui (10 YR 5/4) cu pete fine de brun încis (10 YR 4/3) și cu pete de oliv pal (5 Y 6/3) în stare uscată, brun încis (10 YR 3/4) cu pete brun-gălbui (10 YR 5/4) și pete mici oliv (5 Y 4/3) în stare umedă; nestructurat, compact.

**Profil nr. 80 — Sol silvestru brun podzolit moderat**

WNW comuna Tăuteu.

Glacis piemontan; alt. abs. 150—165 m; teren plan; arabil.

*Descrierea profilului:*

- A (a) 0—30 cm; lut; cenușiu-brun deschis (2,5 Y 6/2) cu pete mici cenușiu-brun deschise (10 YR 6/2) în stare uscată și brun (10 YR 5/3) cu pete brun-cenușiu încis-brun-cenușiu (10 YR 4,5/2) în stare umedă; slab compact, separații ferimanganice; trece treptat;

<sup>1</sup> Aprecierea texturii după prof. dr. M. Popovăț.

<sup>2</sup> Notarea culorii după sistemul Munsell.

TABELUL 2

Date analitice

Analiști : Hareta Mac (pH), Viorica Leonte (fosfor), Maria Constantinescu (cationi de schimb), P. Vasilescu (granulometrie).

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %											
	Argilă (<0,02 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	0,02– 0,2 mm	0,2–2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
	Orizontal	Apă higro- scopică %	Humus $C \times 1,72$ %	N total %	C : N	Ca %	pH în suspensie apoasă	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> total %	Aluminiu deplasabil me			
0–30	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	1,3	1,6	0,096	11,2	—	5,7	0,100	0,202			
30–38	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	1,7	1,0	0,066	10,4	—	6,5	0,093	0,073			
40–50	A <sub>2</sub> B	2,2	1,2			—	6,7		—			
60–75	B <sub>1</sub>	3,4	1,0			—	6,5		0,109			
90–110	B <sub>2</sub>	2,9	0,6			0	6,8					
130–145	B <sub>3</sub>	2,7	0,6									
	Cationi de schimb										V %	
	milivali						procente din T					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
0–30	6,19	1,55	0,11	0,15	4,23	12,23	50,6	12,7	0,9	1,2	34,6	65,4
30–38	10,96	2,34	0,15	0,20	3,72	17,37	63,1	13,5	0,9	1,1	21,4	78,6
40–50	14,78	4,71	0,19	0,26	4,25	24,19	61,1	19,5	0,8	1,0	17,6	82,4
60–75	18,18	5,36	0,29	0,45	4,76	29,04	62,6	18,8	1,0	1,2	16,4	83,6
130–145	16,90	6,24	0,21	0,32	3,87	27,54	61,3	22,7	0,8	1,1	14,1	85,9



- A<sub>1</sub>A<sub>2</sub>** 30—38 cm ; lut-lut argilos ; brun-cenușiu-cenușiu-brun deschis (10YR 5,5/2) cu pete cenușii inchise (10YR 4/1) în stare uscată și brun (10YR 5/3) cu pete brun-cenușii foarte inchise (10YR 3/2) în stare umedă ; grăunțos mare slab definit ; bobovine mici rare ; trece clar ;
- A<sub>2</sub>B** 38—54 cm ; lut argilos ; brun-cenușiu-cenușiu-brun deschis (10YR 5,5/2) cu pete fine de brun-cenușiu inchis (10YR 4/2) în stare uscată și brun-cenușiu foarte inchis (10YR 3/2) cu pete brun-cenușii inchise (10YR 4/2) în stare umedă ; nuciform-prismatic mic, bobovine mici frecvente ; trece treptat ;
- B<sub>1</sub>** 54—82 cm ; lut argilos ; brun-gălbui (10YR 5/4) cu pete de cenușiu-brun deschis (10YR 4/2) și de brun inchis (10YR 3/3) în stare uscată, brun-cenușiu inchis (10YR 4/2) cu pete brun-gălbui (10YR 5/6) și brun-cenușiu foarte inchis (10YR 3/2) în stare umedă, prismatic ; bobovine mici ; foarte compact ; trece treptat ;
- B<sub>2</sub>** 82—126 cm ; lut argilos ; brun-gălbui (10 YR 5/4), cu pete brun-cenușii foarte inchise (10 YR 3/2) în stare uscată și brun-inchis-brun-gălbui inchis (10YR 4/3,5) cu pete rare brun-cenușii foarte inchise (10YR 3/2) în stare umedă ; prismatic ; bobovine mici și medii frecvente ; trece treptat ;
- B<sub>3</sub>** 126—158 cm ; lut argilos-argilă ușoară ; brun-gălbui (10 YR 5/4), cu pete brune inchise (10YR 3/3) în stare uscată și brun-gălbui inchis (10 YR 4/4) cu pete brun-cenușii foarte inchise (10YR 3/2) în stare umedă ; prismatic slab dezvoltat ; bobovine mici și medii ; trece treptat ;
- BD** 150—210 cm ; lut-argilos-argilă ușoară ; brun-gălbui inchis (10YR 4/4) cu pete brun-roșcate inchis-brune (6,25YR 3,5/4) în stare uscată și brun-roșcat inchis-brun inchis (6,25YR 3/2) în stare umedă ; bulgăros, bobovine mici, frecvente.

#### Profil nr. 79 — *Sol silvestru brun podzolit puternic, pseudogleizat*

S comuna Chiribiș.

Glacis piemontan ; nivel de 150—165 m alt. abs. ; suprafață plană ; teren arabil.

##### Descrierea profilului :

- A (a)** 0—28 cm ; lut, cenușiu-brun deschis (10YR 6/2) în stare uscată și brun (10YR 5/3) în stare umedă ; bulgăros ; friabil, separații ferimanganice, trece treptat ;
- A<sub>2</sub>A<sub>1</sub>** 28—38 cm ; lut ; cenușiu-brun deschis (10YR 6/2), cu pete mici cenușii deschise (10YR 7/1) în stare uscată și brun-cenușiu inchis (10YR 4/2) cu pete mici cenușii (10YR 6/1) în stare umedă ; grăunțos-mic și alunar-friabil ; bobovine ; trece treptat ;
- A<sub>2</sub>b** 38—53 cm ; lut ; cenușiu deschis (10YR 7/2) cu pete mici brun-cenușii (10YR 5/2) în stare uscată și brun-cenușiu (10YR 5/2), cu pete mici cenușii inchise (10YR 4/2) în stare umedă ; alunar-colțurat reunit în bulgări ; bobovine mici și medii ; trece clar ;
- A<sub>2</sub>B** 53—63 cm ; lut argilos ; brun pal (10YR 6/3) cu pete brun-cenușii (10YR 5/2) în stare uscată și brun-cenușiu inchis (10YR 4/2) cu pete brun-cenușii foarte inchise (10YR 3/2) în stare umedă ; prismatic-columnoid ; bobovine medii frecvente ; foarte compact ; uscat ; trece clar ;
- B<sub>1</sub>γ** 63—90 cm ; lut argilos-argilă ușoară ; brun-cenușiu inchis (10YR 4/2) cu pete cenușii (10YR 5/1) și negre (10YR 2/1) în stare uscată și brun foarte inchis (10YR 2/2) cu pete brune (10YR 5/3) și negre (10YR 2/1) în stare umedă ; pătrunderi de silice în limbi ; prismatic ; filme de argile discontinui pe fețele agregatelor structurale ; bobovine ; foarte compact ; trece treptat ;



TABELUL 3

## Date analitice

Analisti : Maria Constantinescu (cationi de schimb), Viorica Leontie (fosfor),

Hareta Mac (pH), P. Vasilescu (granulometrie)

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %													
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002 – 0,02 mm)	Nisip fin (0,02 – 0,2 mm)	Nisip gro- sier (0,2 – 2 mm)	Argilă fină 0,001 mm	Argilă fizică (< 0,001 mm)	Raportate la partea silicatică							
	Orizontul	Apă gidro- scopică %	Humus $C \times 1,72$ %	N total %	C : N	pH în suspenzie apoasă	$P_2O_5$ total %	Aluminiu deplasabil me	< 0,002 mm	0,002 – 0,02 mm	0,02 – 0,2 mm	> 0,2 mm	< 0,001 mm	< 0,01 mm
0–25	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	0,8	2,09	0,113	12,52	5,5	0,091	0,375						
28–38	A <sub>2</sub> A <sub>1</sub>	1,4	1,27	0,088	9,82	5,9	0,087	0,072						
40–50	A <sub>2</sub> b	1,8	0,84			6,1		—						
53–63	A <sub>2</sub> B	2,2	0,90			6,1		0,067						
70–85	B <sub>1</sub>	4,8	1,07			6,6								
100–120	B <sub>2</sub>	—	0,58			—								
145–160	B <sub>3</sub>	3,7	0,50			6,8								
180–200	BgD													
Cationi de schimb														V %
	milivali						procente din T							
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>			
0–25	6,23	0,70	0,12	0,25	4,84	12,14	51,3	5,8	1,0	2,0	39,9	60,1		
28–38	7,01	1,14	0,10	0,35	4,36	12,96	54,1	8,8	0,8	2,7	33,6	66,4		
40–50	8,04	1,34	0,11	0,29	3,30	13,08	61,5	10,2	0,8	2,2	25,3	74,7		
53–63	11,37	3,35	0,18	0,42	4,54	19,86	57,2	16,9	0,9	2,1	22,9	77,1		
70–85	19,53	6,47	0,32	0,82	4,72	31,86	61,3	20,3	1,0	2,6	14,8	85,2		
145–160	16,37	4,69	0,20	0,72	3,60	25,58	64,0	18,3	0,8	2,8	14,1	85,9		



- B<sub>2</sub>γ** 90—130 cm ; lut argilos ; brun-gălbui (10YR 6/4) cu pete mari brun-cenușii foarte închise (10YR 3/2) în stare uscată și brun-gălbui (10YR 5/4) cu pete mari brune foarte închise (10YR 2/2) în stare umedă prismatic ; pelicule de argilă, bobovine frecvente ; trece treptat ;
- B<sub>3</sub>γ** 130—180 cm ; lut argilos ; pestriț ; galben-bruniu (10YR 6/6) cu pete foarte mici cenușii deschise (10YR 7/2) și brun-cenușiu închis-brun cenușiu foarte închis (10YR 3,5/2) în stare uscată, brun-gălbui închis (10YR 4/4) cu pete brune închise (10YR 3/3) și cenușii (10YR 6/1) în stare umedă ; prismatic slab dezvoltat ; bobovine frecvente ; trece treptat ;
- B<sub>4</sub>γ D** 180—210 cm ; lut argilos ; brun-gălbui deschis (10YR 6/4) cu pete brune închise — brune (10YR 3,5/3) în stare uscată și brun-gălbui închis — brun-gălbui (10YR 4,5/4) cu pete brune foarte închise (10YR 2/2) în stare umedă ; compact ; prismatic ; columnoid foarte slab precizat.

Din examinarea datelor analitice (prezentate în tabelele 1, 2, 3) se observă că solurile silvestre brune podzolite sunt caracterizate printr-un conținut mic de humus (sub 2%). Sub acest aspect, nu se constată deosebiri semnificative în funcție de stadiile de podzolire, fapt ce reflectă condiții similare cît privește covorul vegetal sub care s-au format aceste soluri (fig. 1).

Diferențierea texturală a profilului de sol crește, însă, pe măsura intensificării procesului de podzolire. Astfel, în timp ce la solurile silvestre brune podzolite slab, valorile indicelui de diferențiere texturală oscilează între 1,5—1,6 la cele podzolite moderat și puternic, aceste valori sunt mai mari de 2 (2,05—2,1).

Variația pe profil a conținutului de argilă, ilustrată în fig. 1, pune în evidență atât deosebirile care apar în ceea ce privește conținutul de argilă din B, cît și nivelul la care se realizează maximul de acumulare a argilei migrate. La solurile silvestre brune podzolite slab cel mai mare conținut de argilă, dat de migrarea și acumularea acesteia pe profil, se găsește situat între 45—60 cm adâncime. La solurile silvestre brune podzolite moderat, curba argilei înregistrează un maxim ceva mai jos, între 60—75 cm adâncime. În sfîrșit, pentru solurile brune puternic podzolite, maximul acumulării de argilă, coboară și mai jos (între 70—85 cm adâncime).

Cit privește variația pe profil a reacției solului și a gradului de saturatie, deosebiri semnificative legate de gradul de podzolire al solurilor constatăm doar în orizonturile superioare. Astfel, la suprafață, pH-ul solurilor silvestre brune podzolite slab este cuprins între 5,7—6,0, cel al celor podzolite moderat în jur de 5,6—5,7, iar la cele podzolite puternic în jur de 5,5 ; corespunzător se comportă și valorile gradului de saturatie în baze ( $V\% = 70—73\%$ ,  $60—65\%$  și respectiv  $52—60\%$ ). În toate situațiile, atât valorile pH, cît și cele ale gradului de saturatie ( $V\%$ ) cresc o dată cu adâncimea, ca spre baza profilului să nu se mai constate deosebiri semnifi-

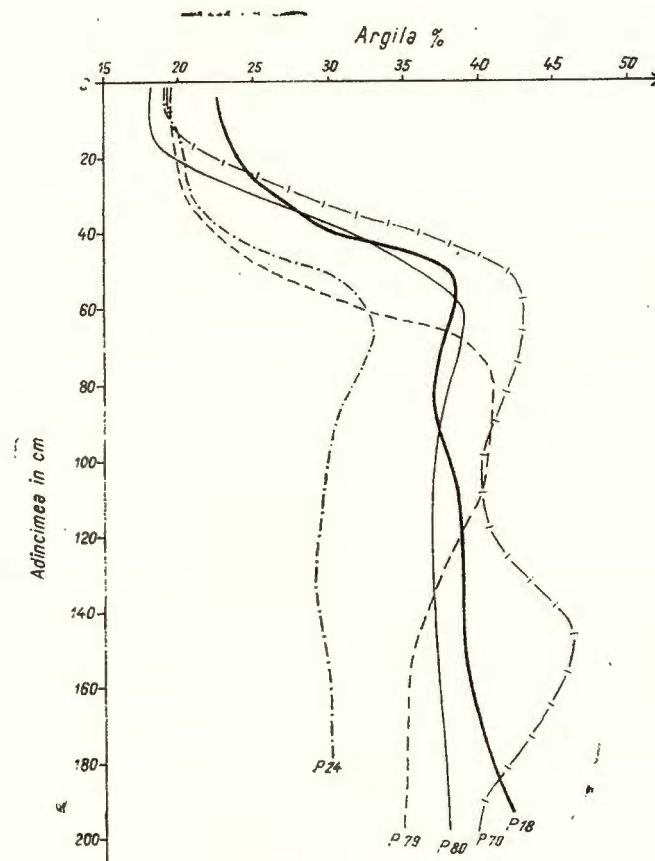


Fig. 1. — Variația pe profil a conținutului de argilă la solurile silvestre :

P.18-sol silvestru brun podzolit slab ; P. 80-sol silvestru brun podzolit moderat ; P.79-sol silvestru brun podzolit puternic ; P.24-sol silvestru podzolic ; P.70-sol silvestru podzolic pseudogleic.

Variation le long du profil des teneurs en argiles pour les sols lessivés :

P.18-sol brun faiblement lessivé ; P.80-sol brun modérément lessivé ; P.79-sol brun fortement lessivé ; P.24—sol lessivé ; P.70-sol lessivé à pseudo-gley.

cative în funcție de gradul de podzolire. Astfel pH-ul se păstrează între 6,0–6,8, iar V % între 73–86 % (fig. 2).

Caractere morfologice deosebite, prezintă solurile silvestre brune podzolite moderat cu suborizont B inchis la culoare, formate pe un relief mai mult sau mai puțin plan și pe materiale texturale fine, la S–W de Tăuteu, la S de Săldăbagiu de Barcău și la N de Suplacul de Barcău. Aceste soluri se disting de precedentele, printr un colorit brun inchis

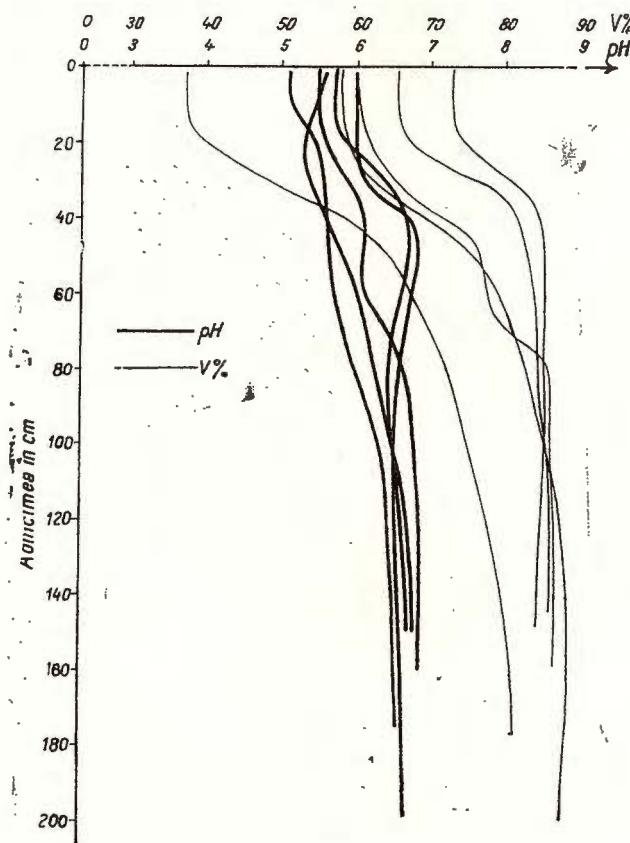


Fig. 2. — Variația pe profil a pH-ului și gradului de saturare (V %) la solurile silvestre : P.18-sol silvestru brun podzolit slab ; P.18-sol silvestru brun podzolit moderat ; P.79-sol silvestru brun podzolit puternic ; P.24-sol silvestru podzolic ; P.70—sol silvestru podzolic pseudogleic.

Variation au long du profil du pH et du degré de saturation (V %) pour les sols lessivés : P.18-sol brun faiblement lessivé ; P.18-sol brun modérément lessivé ; P.79-sol brun fortement lessivé ; P. 24-sol lessivé ; P.70-sol lessivé à pseudo-gley.

castaniu și cu pete negricioase în partea superioară a orizontului B ( $B_1$ ). Cauzele apariției acestei particularități nu au putut fi lămurite în cercetările efectuate.

Solurile silvestre brune pseudorendzinice podzolite, apar în sectorul colinar, în asociație cu pseudorendzinele levigate și solurile negre de fineață, unde ca urmare a drenării solurilor amintite, cu care se găsesc asociate, evoluează spre solul zonal, brun.

Pe terasele aluviale ale Barcăului, apar soluri silvestre brune, freatice umede, podzolite slab, care se caracterizează printr-o diferențiere texturală mai redusă și manifestări slabe de gleizare în orizonturile inferioare.

Pe harta de soluri au fost separate și soluri silvestre brun-gălbui podzolite; apariția lor, în partea de S-W a sectorului, este condiționată de materiale parentale cu textură, în general, mai ușoară (nisipo-lutoasă pînă la luturi), adesea cu pietriș cristalin, ceea ce dovedește proveniența acestor materiale din șisturile cristaline învecinate. Aceste soluri apar de asemenea legate și de vegetație de umezeală mai ridicată: în pădurile de la SE de Săliște, alături de gorun și carpen apare sporadic și fagul.

Morfologic, se caracterizează printr-un colorit general gălbui al întregului profil, deși orizontul B prezintă adesea manifestări de pseudogleizare. Orizontul superior (A) atinge grosimi de 20–30 cm, lut nisipos, cu o structură glomerulară mică și medie, puțin stabilă. Orizontul B poate fi de textură lutoasă sau lut argiloasă și are un colorit gălbui cu pete ruginii, uneori și vinete-cenușii cînd este pseudogleizat. De regulă se trece în materialul parental la cca 100 cm adâncime. Numeroase profile, conțin schelet cristalin, chiar de la suprafață.

Ca și celelalte soluri silvestre brune, aceste soluri au fost separate în legendă, în funcție de gradul de podzolire.

*Soluri silvestre podzolice.* Sînt răspîndite pe treptele superioare ale glacisului piemontan (peste 180 m alt. abs.), pe culmile mai largi și versanții slab înclinați (în special cu expoziție nordică), din partea colinară. S-au format predominant pe materiale parentale cu textură fină și sub o vegetație de pădure de Quercine.

Majoritatea solurilor podzolice din acest sector sunt mai mult sau mai puțin pseudogleizate. Orizontul podzolic atinge grosimi de cca 30 cm și are o textură luto-nisipoasă și un colorit cenușiu deschis pînă la cenușiu-brun deschis. În partea superioară (orizontul A<sub>1</sub>A<sub>2</sub>) se poate distinge uneori o structură glomerulară, slab exprimată, puțin stabilă (îndeosebi sub pădure). Orizontul A<sub>2</sub> este în general astructurat (masiv), uneori ușor sistozat și friabil; suborizontul de tranziție A<sub>2</sub>B, este format cel mai adesea pe seama orizontului B din care cauză prezintă o structură nuciform bulgăroasă, de culoare cenușie deschisă și cu o textură luto-nisipoasă, pe fețele agregatelor și brun-brun-ruginie și cu textură lutoasă-lutoargiloasă, în interiorul agregatelor. Orizontul B luto-argilos sau argilos, prezintă un colorit, în general, marmorat și o structură prismatică, puternic dezvoltată, îmbrăcată cu pelicule de argilă, îndeosebi în partea mijlocie și inferioară a orizontului.



**Profil nr. 24 — Sol silvestru podzolic**

NW comuna Vârzari.

Versant ușor înclinat cu expoziție NE ; 200 m alt. abs.

Pășune instalată după tăierea pădurii.

*Descrierea profilului :*

A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> 0—8 cm ; lut-lut-nisipos ; cenușiu deschis (10YR 7/1), cu pete mici brune foarte pale (10YR 7/4) în stare uscată, cenușiu (10YR 5/1), cu pete mici brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă, glomerular-friabil ; rădăcini ierboase frecvente ; trece treptat ;

A<sub>2</sub> 8—24 cm ; lut ; cenușiu (10YR 6,5/1) cu pete foarte mici brun-gălbui deschise (10YR 6/4) în stare uscată, cenușiu închis (10YR 5/1) cu pete foarte mici brun-gălbui (10YR 5/4) umed ; glomerular șitos ; separații ferimanganice bobovine mici ; rădăcini lemnoase ; jilav — umed ; treece treptat ;

A<sub>2</sub>b 24—40 cm ; lut ; cenușiu-cenușiu deschis (10YR 6,5/1) cu pete mici brun-gălbui (10YR 5/4) în stare uscată, cenușiu (10YR 5/1) cu pete mici brune închise (10YR 4/3) în stare umedă, alunar friabil ; bobovine mici ; rădăcini lemnoase și ierboase ; umed ; treece treptat ;

A<sub>2</sub>B 40—60 cm ; lut-lut argilos ; brun-brun-gălbui (10YR 5/3,5) cu pete foarte mari cenușii (10YR 6/1) și pete mici brun-cenușii foarte închise (10YR 3/2) în stare uscată, brun-gălbui închis (10YR 4/4) cu pete cenușii (10YR 5/1) și cenușii închise (10YR 4/3) în stare umedă, alunar-alunar nuciform ; treece treptat ;

B<sub>1g</sub> 60—74 cm ; lut argilos ; marmorat ; brun-gălbui deschis-brun foarte pal (10YR 6,5/4) cu pete cenușiu deschise (10YR 7/1) și brune foarte închise (10YR 2/1) în stare uscată, brun închis (10YR 4/3) cu pete cenușii (10YR 6/1) și pete negre (10YR 2/1) în stare umedă, prismatic-columnoid ; bobovine și separații ferimanganice frecvente — treece treptat ;

B<sub>2γ</sub> 74—150 cm ; lut argilos ; brun foarte pal-galben (10YR 7/4) cu pete mari cenușii deschise (10YR 7/1) și brun-cenușii-cenușii (10YR 5/1) în stare uscată, galben-bruniu (10YR 6/6) cu pete cenușii-cenușii deschise (10YR 6/1) și cenușii-cenușii închise (10YR 4,5/1) în stare umedă ; prismatic-columnoid, bobovine și separații ferimanganice frecvente, treece treptat ;

BD 105—175 cm ; lut argilos, brun-gălbui (10YR 5/8) cu pete cenușii deschise (N 7) în stare uscată ; bobovine ; separații ferimanganice, bulgăros.

Datele analitice prezentate în tabelul 4 pun în lumină o diferențiere texturală relativ puternică a profilului de sol. Conținutul de argilă în orizontul B depășește pe cel din orizontul A cu peste 15 %. Sunt soluri puternic acide și debazificate : pH = 5,1 și V% = 37,1 %. Valorile pH-ului și cele ale gradului de saturatie deși cresc spre baza profilului se mențin relativ scăzute pînă la 80—90 cm adîncime (pH = 6, V% = 72,5 %).

Caractere morfologice și fizico-chimice, întrucîtva deosebite, prezintă solurile silvestre podzolice pseudogleice, formate pe relieful plan sau slab înclinat, acoperit cu depozite argiloase, al treptelor mijlocii ale glacisului piemontan de la E de Dolea. Specific profilului acestor soluri este trecerea relativ scurtă (maxim 20 cm) de la orizonturile podzolice la ori-

TABELUL 4

## Date analitice

Analiști : Elena Bugeag (cationi de schimb, fosfor), Hareta Mac (pH), P. Vasilescu (granulometrie), Margareta Dobrescu (humus, azot)

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adin- cimea in cm	Fractiuni granulometrice in %											
	Argilă (<0,002 mm)		Praf (0,002–0, 02 mm)		Nisip fin (0,02–0,2 mm)		Nisip grosier (0,2–2 mm)		Argilă fină (<0,001 mm)		Argilă fizică (<0,01 mm)	
	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	<0,001 mm	0,001– 0,01 mm
0–8	18,4	36,5	38,1	3,0	15,9	36,4	19,2	37,9	39,7	3,1	16,6	37,8
10–20	19,6	36,3	39,2	3,5	16,7	39,3	19,8	36,8	39,7	3,6	16,9	39,8
25–35	20,7	36,7	37,3	5,6	17,4	39,7	20,6	36,6	37,2	5,6	17,4	39,6
45–55	29,1	34,4	34,0	3,2	25,3	46,5	28,9	34,1	33,8	3,1	25,1	46,2
60–70	36,5	31,3	30,8	2,8	33,1	52,5	35,9	30,9	30,4	2,7	32,7	51,8
80–95	31,3	31,2	34,3	4,5	27,2	47,5	30,9	30,8	33,8	4,5	26,8	46,9
125–140	28,3	31,1	37,8	4,1	24,2	44,0	27,9	30,7	37,3	4,1	23,9	43,4
160–175	30,4	20,2	36,1	4,7	25,9	45,7	29,9	29,8	35,6	4,6	25,6	45,1
	Orizontul	Apa hidro- scopică %	Humus $C \times 1,72$ %	N total %	C : N	pH în suspenzie apoasă	P <sub>a</sub> O <sub>5</sub> total %	Aluminiu deplasabil me				
0–8	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	1,7				5,1	0,82	1,93				
10–20	A <sub>2</sub>	1,4				5,3	0,73	2,01				
25–35	A <sub>2</sub> b	1,3				5,5		—				
45–55	A <sub>2</sub> B	2,1				5,6		1,35				
80–95	B <sub>2</sub>	2,4				6,0						
160–175	BD	2,4				6,6						
	Cationi de schimb											V %
	milivali						procente din T					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
0–8	3,97	1,80	0,18	0,36	10,69	17,00	23,3	10,6	1,1	2,1	62,9	37,1
10–20	3,16	1,50	0,11	0,23	8,64	13,64	23,2	11,0	0,8	1,7	63,3	36,7
25–35	3,89	1,81	0,12	0,24	6,86	12,92	30,1	14,0	0,9	1,9	53,1	46,9
45–55	7,79	1,70	0,20	0,50	7,47	20,66	37,8	22,7	0,9	2,4	36,2	63,8
80–95	9,71	5,43	0,18	0,49	6,00	21,81	44,5	24,9	0,8	2,3	27,5	72,5
160–175	11,59	5,30	0,15	0,71	4,15	21,90	52,9	24,2	0,7	3,3	18,9	81,1



zontul BΓ, coloritul cenușiu-vînăt al orizontului A<sub>2</sub>Γ și predominarea nuanțelor cenușiu închise în orizontul BΓ care apare în același timp și puternic diferențiat textural (25 % mai multă argilă față de orizontul AΓ).

Pe suprafețele plane sau slab inclinate, acoperite cu depozite deluvio-proluviale argiloase din partea nord-estică a glacisului piemontan în apropierea localității Dolea, apar de asemenea soluri silvestre podzolice pseudogleice cu orizont BΓ de culoare închisă. Așa cum arată și denumirea, aceste soluri se deosebesc de precedentele prin coloritul negricios cu reflexe vineții al părții superioare a orizontului BΓ și uneori chiar al tranziției A<sub>2</sub> BΓ. Deși nu dispunem de date analitice, care să ne confirme prezența unui humus relict în orizontul B, se pare că aceste soluri provin din soluri humicogleice, în urma drenării naturale a reliefului. Această presupunere se bazează pe faptul că pe treptele cele mai joase ale glacisului piemontan, imediat vecine cu arealul ocupat cu aceste soluri, se găsesc soluri humicogleice podzolite.

#### **Profil nr. 70 — *Sol silvestru podzolic pseudogleic***

S Săldăbagiu de Barcău.

190 m alt. abs. în glacisul piemontan ; suprafață plană ; pășune.

##### *Descrierea profilului :*

A<sub>1</sub>A<sub>2</sub>γ 0–16 cm, lut, brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată și brun-cenușiu (10YR 5/2) în stare umedă, glomerular-bulgăros, separații ferimanganice, rădăcini ierboase frecvente, trece treptat ;

A<sub>2</sub>b γ 16–30 cm, lut, brun pal (10YR 6/3) cu pete cenușiu-cenușiu deschis (10YR 5,5/1) în stare uscată și brun (10YR 5/3) cu pete brun-cenușii foarte închise (10YR 3/2) în stare umedă, grăunțos slab definit, separații ferimanganice, bobovine, poros, trece treptat ;

A<sub>2</sub>B 30–48 cm, lut argilos, brun pal-brun-gălbui deschis (10YR 6/3,5) cu pete cenușii (10YR 5,5/1) în stare uscată și brun (10YR 5/3) cu pete brune-cenușii foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă alunar-nuciform, bobovine, poros, compacitate moderată, trece clar ;

B<sub>a</sub><sub>2</sub> 48–58 cm, argilă ușoară, brun-gălbui (10YR 5/4) cu pete cenușii (10YR 6/1) în stare uscată și brun-gălbui închis-brun-gălbui (10YR 4,5) și pete cenușii foarte închis (10YR 3/1), prismatic-columnoid, pătrunderi de silice în limbi, din orizontul superior, bobovine, compacitate moderată, trece treptat ;

B<sub>1</sub>γ 58–90 cm, argilă ușoară, brun-gălbui (10YR 5/4) cu pete cenușii (10YR 5/1) și cenușii închis (10YR 4/1) în stare uscată și brun-cenușiu închis (10YR 4/2) cu pete brun-cenușii foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă, prismatic, bine dezvoltat, bobovine, trece treptat ;

B<sub>2</sub>γ 90–160 cm, lut argilos-argilă ușoară, brun-gălbui (10YR 5/5) cu pete mici brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare uscată și brun-gălbui (10YR 5/4) cu pete mici cenușii închise (10YR 4/1) în stare umedă, prismatic, bobovine, separații ferimanganice, trece treptat ;

B<sub>3</sub>D 160–200 cm, argilă ușoară, galben-bruniu (10YR 6/6) cu pete cenușii deschise (10YR 7/1) în stare uscată și brun-gălbui (10YR 6/8) cu pete cenușii (10YR 6/1) în stare umedă bulgăros-slab structurat, separații ferimanganice mari.



TABELUL 5

Date analitice

Analiști: Margareta Dobrescu (humus azot), Hareta Mac (pH), Letiția Bărbat (fosfor), P. Vasilescu (granulometrie), Elena Bugeag (cationi de schimb)

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %											
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (< 0,001 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	< 0,001 mm	< 0,01 mm
0–15	18,3	39,2	38,4	1,8	15,9	36,8	18,7	40,1	39,3	1,8	16,4	37,7
17–30	23,8	36,5	36,9	2,5	21,8	41,9	23,8	36,6	37,0	2,5	21,8	41,9
30–45	31,9	32,9	33,3	1,9	29,6	48,2	31,9	32,9	33,3	1,9	29,6	48,2
48–58	43,4	29,0	25,5	1,8	40,4	58,1	43,5	29,1	25,5	1,8	40,5	58,2
70–85	42,1	29,9	26,0	0,8	39,2	56,5	42,6	30,2	26,4	0,8	39,6	57,2
100–115	39,8	30,4	28,1	1,3	37,2	54,2	39,9	30,5	28,2	1,3	37,3	54,5
135–150	45,5	26,1	25,9	1,7	42,6	54,7	45,8	26,3	26,2	1,7	42,9	58,2
180–200	40,0	26,0	31,3	2,3	37,8	52,1	40,2	26,1	31,4	2,3	37,9	52,3
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	pH în suspensie apoasă	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> total %	Aluminiu depasabil me				
0–15	A <sub>1</sub> Aγ	1,4	1,7	0,126	9,3	5,5	0,093	urme				
17–30	A <sub>2</sub> bγ	1,4	0,7	0,053	9,7	5,3	0,103	0,7				
30–45	A <sub>2</sub> Bγ	2,1	0,6	0,051	8,5	5,5		0,8				
48–58	Ba <sub>2</sub> γ	3,2	0,8			5,9		0,1				
70–85	B <sub>1</sub> γ	3,5	0,6			6,2						
100–115	B <sub>2</sub> γ	3,2	0,6			6,5						
135–150	B <sub>2</sub> γ	3,9	0,5			6,8						
180–200	B <sub>3</sub> γ											
	Cationi de schimb										V %	Aluminiu depasabil me
	milivali						procente din T					
	Ca++	Mg++	K+	Na+	H+	T	Ca++	Mg++	K+	Na+	H+	
0–15	6,02	1,43	0,17	0,55	6,03	14,20	42,4	10,1	1,2	3,9	42,4	57,6
17–30	6,30	1,56	0,20	0,61	6,09	14,76	42,6	10,6	1,4	4,1	41,3	58,7
30–45	10,54	3,68	0,28	0,82	7,15	22,47	46,9	16,4	1,3	3,6	31,8	68,2
70–85	19,20	6,38	0,38	1,15	5,84	32,95	58,3	19,3	1,2	3,5	17,7	82,3
135–150	22,09	6,84	0,36	1,24	4,02	34,52	63,9	19,8	1,1	3,6	11,6	88,4
180–200	18,89	5,95	0,34	1,08	3,93	30,19	62,6	19,7	1,1	3,6	13,0	87,0



Datele analitice ale unui sol podzolic pseudogleic redate în tabelul 5, arată că aceste soluri sunt mai puțin acide și mai puțin debazificate, comparativ cu solurile podzolice. În orizontul de suprafață pH-ul este 5,5, iar V% = 57,6 %. Totodată se observă scăderea apreciabilă a aluminiului mobil (0,7—0,8 m.e. la 100 g sol, față de 1,9—2,01) cît se constată la solurile silvestre podzolice.

Solurile silvestre podzolice galbui ocupă suprafețe nu prea mari la sud-vestul sectorului; se dezvoltă pe materiale parentale de textură ușoară sau medie, sub pădure de gorun cu fag.

Morfologic, profilul prezintă un orizont A<sub>1</sub> A<sub>2</sub> de 10—15 cm grosime, lut, gălbui-albicios, glomerular mic slab precizat, friabil; urmează apoi un suborizont A<sub>2</sub> b de cca 20 cm grosime, lut, gălbui deschis, alunar, bobovine mici și separații ferimanganice frecvente; orizontul de tranziție A<sub>2</sub> B de cca 15 cm grosime, lut-lut argilos, gălbui cu pete cenușii și ruginii și cu o structură nuciformă; se trece treptat în orizontul B, gros de circa 30 cm, cu textură lut argiloasă și cu un colorit gălbui cu pete negricioase și brun-ruginii de hidroxizi ferimanganici, prismatic, bulgăros, bobovine frecvente; materialul parental se găsește la adâncimi variate, de obicei sub 100 cm.

*Pseudorendzine.* Se găsesc, predominant, în partea vestică a sectorului colinar, unde apar la zi argile marnoase (pe unele culmi și la partea superioară a unor versanți cu alunecări). În majoritatea cazurilor, pseudorendzinele din acest sector sunt levigate; se află în diverse grade de eroziune și sunt frecvent asociate cu soluri silvestre brune pseudorendzinice.

Profilul lor prezintă un orizont A scurt de 10—20 cm, lut argilos, brun-negricios cu structură alunară slab precizată, din care se trece treptat în orizonturile următoare de textură argiloasă, culoare negricioasă-brunie și cu pete difuze gălbui (spre baza profilului), predominant cu structură bulgăroasă mare. Orizontul C care apare la 100 cm sau mai sus, are un colorit gălbui, cu pete vineții deschise, concrețiuni tari și pungi mici friabile de CaCO<sub>3</sub> și frecvent separații ferimanganice. Roca mamă este de obicei o argilă marnoasă, stratificată, de culoare vînătă deschisă sau galbuie.

*Soluri hidromorfe.* În această grupă au fost incluse solurile negre de fineață și solurile silvestre humicogleice.

Solurile negre de fineață, de obicei podzolite, se formează pe depozite argiloase sau argilo-nisipoase, în general necarbona-

tice și sint localizate mai ales, la baza versanților (adesea cu micromodel de alunecări) sau în bazinetele sculptate în versanții dealurilor, unde există un exces temporar de umiditate, datorită piștirilor și izvoarelor de coastă. Solutiile negre de fineță nepodzolite sau foarte slab podzolite sunt puțin răspândite. Prezintă un orizont A cu textură lutoasă, culoare brun-cenușie, structură grăunțoasă slab precizată, moderat stabilă. Urmează apoi un suborizont Ag, unul sau două suborizonturi A (B) G, a căror textură este argiloasă, uneori cu nisip grosier, culoare negricioasă cu reflexe vineții, pete gălbui-ruginii și vineții deschise, îndeosebi spre baza profilului; au o structură în general slab dezvoltată (bulgăroasă). În general sunt mai răspândite solurile negre de fineță cu podzolire slabă - moderată. În cazul acestor soluri se observă adesea o tendință de formare a unui suborizont A<sub>1</sub> a<sub>2</sub>, relativ clar exprimat. Totodată profilul este mai bine diferențiat textural. Orizontul B al acestor soluri, deși păstrează coloritul închis caracteristic, este mai compact și倾ind să capete o structură prismatică bulgăroasă, slab definită.

#### **Profil nr. 27 — Sol negru de fineță slab podzolit**

SW comuna Dolea ; versant ușor inclinat cu expoziție NW ; alt. abs. 200 m ; teren arabil.

##### *Descrierea profilului :*

- A(a) 0—15 cm ; lut argilos, cenușiu-cenușiu închis (10YR 4,5/1) cu pete cenușii foarte închise (N 3) în stare uscată și cenușiu foarte închis (10YR 3/1) cu pete negre (N 2) în stare umedă, bulgăros, trece clar ;
- A(n) 15—27 cm ; lut argilos-argilă ușoară, cenușiu foarte închis-cenușiu închis (N 3,5) în stare uscată și negru (N 2) în stare umedă, grăunțos-alunar, bine definit ; plastic la umezire, rădăcini rare, trece treptat ;
- Aγ 27—45 cm ; lut argilos, cenușiu închis (N 4) cu pete difuze cenușii foarte închise (N 3) în stare uscată și negru (N 2) în stare umedă, poliedric mare (3—4 cm) bine dezvoltat ; separații ferimanganice mici, foarte compact ; plastic în stare umedă, trece treptat ;
- AG 45—100 cm ; lut argilos, cenușiu foarte închis (N 3) în stare uscată și negru (N 2) în stare umedă, poliedric mare (4—5 cm), separații ferimanganice frecvente, foarte compact, foarte tare, plastic în stare umedă, trece treptat ;
- DG 100—170 cm ; argilă ușoară, brun-gălbui deschis-galben oliv (2,5Y 6/5) și pete mici galbene oliv (2,5Y 6/8) și pete mici brun-gălbui (10YR 5/6) precum și pete mici (pătrunderi din orizonturile superioare) de cenușiu foarte închis (N 3) și de cenușiu închis (N 4) în stare uscată și brun-oliv (2,5Y 4/4) cu pete brun-oliv deschis (2,5Y 5/6) și pete cenușiu foarte închis (N 3) în stare umedă de la 135 cm, culoarea este brun-oliv deschis-galben-oliv (2,5Y 5,5/6) cu pete cenușiu-verzui deschis (5GY 7/1) cu vinișoare de brun-oliv (2,5Y 3/4) în stare uscată și brun-oliv deschis (2,5Y 5/6) cu pete difuze cenușii (N 5), bulgăros, separații ferimanganice, compact, trece treptat ;
- D 170—190 cm ; lut argilos-argilă ușoară, cenușiu-brun deschis (2,5Y 6/6) cu pete cenușii-verzui (5BG 6/1) în stare uscată, nestructurat.



TABELUL 6

*Date analitice*

Analiști: Elena Bugaag (cationi de schimb), Letitia Bărbat (fosfor), Margareta Dobrescu (humus, azot), Hareta Mac (pH), P. Vasilescu (granulometrie)

*Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %											
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argila fină (< 0,001 mm)	Argila fizică (< 0,01 mm)	Raportate la partea silicatică					
	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	< 0,01 mm	< 0,001 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	< 0,001 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	< 0,01 mm	< 0,01 mm
0–15	30,3	28,9	33,0	2,5	26,9	45,6	31,9	30,4	34,8	2,7	28,4	48,1
16–27	34,6	26,2	30,3	2,1	31,2	48,7	37,0	28,2	32,5	2,3	33,4	52,3
30–45	34,1	28,0	30,4	1,9	30,9	49,3	36,1	29,7	32,2	2,0	32,7	52,2
60–80	42,0	26,5	25,8	0,7	37,9	56,4	44,2	27,8	27,1	0,8	39,9	59,4
100–115	40,6	30,9	27,2	0,4	35,5	56,4	40,9	31,2	27,4	0,4	35,8	56,9
130–145	37,0	32,7	29,4	0,4	32,7	54,7	37,2	32,9	29,5	0,4	32,9	54,9
170–185	40,6	21,9	37,0	0,5	36,3	51,3	40,5	21,9	37,0	0,5	36,2	51,3
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	pH în suspensie apoasă	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> total %					
0–15	Aa	2,8	4,3	0,222	13,1	5,7	0,117					
16–27	An	3,0	4,9	0,241	13,8	5,8	0,105					
30–45	Aγ	3,1	4,7	0,202	15,8	5,8						
60–80	AG(B)	3,7	3,8			6,2						
100–115	DG	3,3	1,1			7,1						
130–145	DG	2,9	0,4			7,7						
170–185	D					7,8						
	Cationi de schimb											
	milivali						procente din T					
	Ca ++	Mg ++	K +	Na +	H +	T	Ca ++	Mg ++	K +	Na +	H +	V %
0–15	19,37	4,24	0,32	0,76	10,17	34,85	55,5	12,2	0,9	2,5	29,2	70,8
16–27	22,51	4,68	0,32	0,85	10,48	38,84	57,9	12,1	0,8	2,2	27,0	73,0
30–45	23,98	4,95	0,31	0,92	10,45	40,61	59,0	12,2	0,8	2,3	25,7	74,3
100–115	21,81	7,28	0,38	1,05	2,91	33,43	65,2	21,8	1,1	3,2	8,7	91,3
170–185	19,26	8,02	0,30	1,13	1,14	29,85	64,5	26,8	1,0	3,8	3,9	69,1

**Profil nr. 25 – Sol aluvial brun**

Comuna Poelușa de Barcău.

Terasa de luncă a Barcăului ; suprafață ușor ondulată ; teren arabil.

A 0–37 cm ; lut, brun pal (10YR 6/3) în stare uscată și brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare umedă, grăunțos-colțuros, moderat definit, separații ferimanganice ruginii, trece treptat ; A(B) 37–49 cm ; lut argilos, brun-cenușiu (10YR 5/2) în stare uscată și brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare umedă, grăunțos mare-alunar, friabil, separații ferimanganice, trece treptat ;

B 49–81 cm ; lut argilos fin, brun (10YR 5/3) în stare uscată și brun închis (10YR 3/3) în stare umedă, nuciform-poliedric mic cu muchii rotunjite, friabil, local filme de argilă, trece treptat ;

(B)D 81–100 cm ; lut argilo-nisipos, brun (10YR 5/3) cu pete mici brun închis (10YR 4/3) în stare uscată și brun închis (10YR 4/3), cu pete brun-cenușiu închise (10YR 4/2) în stare umedă, gleizarea ce apare are caracter relict, local filme de argilă, slab structurat, trece treptat ;

D 100–150 cm ; lut nisipos, brun pal (10YR 6/3) cu pete mici cenușii deschise (10YR 7/1) în stare uscată și brun (10YR 5/3) cu pete mici cenușii (10YR 5/1) în stare umedă, nestructurat.

În tabelele 6, 7 sunt prezentate datele analitice ale unui sol negru de finează slab podzolit. Se observă grosimea mare a orizontului de acumulare a humusului ; pînă la 80 cm adîncime, conținutul de humus depășește 3,8 %.

Datele analizei granulometrice, indică o stratificare a materialului parental, fapt ce se poate observa ușor, din variația pe profil a nisipului fin și a nisipului grosier (2,7% și respectiv 34,8% în orizontul de suprafață de 0,4% și respectiv 27,4% în orizonturile inferioare). Conținutul relativ ridicat de argilă al orizontului B față de orizontul A (12,2% mai mult), pare a fi deci datorit stratificării materialului parental și mai puțin migrării argilei din orizontul A și acumulării acesteia la nivelul orizontului B.

Valorile gradului de saturatie cresc de la 70,8% în orizontul superior la 91,3% în baza profilului, corespunzător cresc valorile pH de la 5,7 la peste 7 în orizonturile inferioare.

Solurile humicole înce podzolite întîlnite pe terasele aluviale de la S de Balc, sunt puternic influențate atât de apă de precipitații, care stagnează în profil, cât și de apă freatică ce se găsește la mică adâncime (1–1,5 m). Prezintă un orizont A de cca 20 cm grosime, textură lutoasă cu nisip, culoare cenușie-albicioasă și structură slab precizată (alunar și grăunțos mic, mai mult sau mai puțin friabil). Orizonturile inferioare se caracterizează printr-o textură mai fină (luto-argiloasă), culoare negricioasă-vineție, care spre bază devine vînăță deschisă cu pete gălbui-ruginii.

TABELUL 7

*Date analitice*

Analiști: Margaretă Dobrescu (humus, azot), Hareta Mac (pH), Letiția Bărbat (fosfor), Elena Bugeag (cationi de schimb), P. Vasilescu (granulometrie)  
 Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la  $105^{\circ}$

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %											
	Argilă (<0,002 mm)	Iraf (0,002—0,02 mm)	Nisip fin (0,02—0,2 mm)	Nisip grosier (0,2—2 mm)	Argilă fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	Raportate la partea silicatică					
							<0,002 mm	0,002— 0,002 mm	0,02—0,2 mm	0,2—2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0—37	27,5	32,8	36,7	1,1	25,0	44,4	28,0	33,4	37,4	1,1	25,5	45,2
37—49	37,3	26,5	33,7	0,5	33,3	51,7	38,0	27,0	34,4	0,6	33,9	52,8
55—75	30,9	28,4	39,4	1,6	27,2	47,1	30,7	28,3	39,3	1,6	27,1	46,9
85—100	24,4	16,0	54,0	6,2	21,7	31,8	24,2	15,9	53,7	6,1	21,5	31,6
130—150	17,9	11,2	68,9	2,3	17,1	23,5	17,8	11,2	68,7	2,3	17,1	23,4
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca, %	pH în suspensie apoasă	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> total %				
0—37	A	1,8	2,05	0,148	9,4	—	5,5	0,108 0,087				
37—49	A(b)	2,6	1,7	0,129	9,1	—	5,9					
55—75	B	2,4	1,1	0,091	8,3	—	6,1					
85—100	BD	1,8	0,7			—	6,2					
130—150	D					0	6,3					
	Cationi de schimb											V %
	milivali						procente din T					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
0—37	10,85	2,72	0,34	0,40	6,38	20,69	52,5	13,2	1,6	1,9	30,8	69,2
37—49	17,46	3,96	0,38	0,50	5,86	28,16	62,0	14,1	1,3	1,8	20,8	79,2
55—75	16,51	3,66	0,36	0,53	4,66	25,72	64,2	14,2	1,4	2,1	18,1	81,9
85—100	12,44	2,50	0,27	0,50	3,29	19,00	65,5	13,2	1,4	2,6	17,3	82,7



*Litosoluri.* Apar cu totul local fiind întâlnite doar pe cele 3 „măguri” de șisturi cristaline de la Vărzari și Budoi. Se caracterizează printr-un orizont A puternic scheletic de maxim 15 cm grosime care stă direct pe rocă, sau către care trece printr-o tranziție AD foarte scurtă. Datorită caracterului acid al materialului parental, procesul de podzolire apare încă din primele stadii de formare a acestor soluri; ele evoluează spre soluri podzolice gălbui, mai mult sau mai puțin scheletice.

*Regosoluri.* Apariția lor este legată de scoaterea la zi prin eroziune a rocilor mame slab-consolidate, slab-compacte (argile, depozite deluviale luto-argiloase, nisipuri-lutoase, luturi-nisipoase etc.). Se întâlnesc mai ales în spațiul colinar, unde ocupă versanții puternic înclinați, coaste despădurite sau afectate de alunecări etc.

În funcție de natura substratului litologic, regosolurile pot prezenta trăsături morfologice deosebite. Astfel, cele formate pe argile, se caracterizează printr-un orizont A de maxim 20 cm grosime, de culoare brun-cenușie închisă cu o structură grăunțoasă — alunară, bine precizată, stabilă; din acest orizont se trece repede, la roca mamă — argile, sau argile cu intercalații de nisip de culoare gălbui sau vînătă-gălbui cu pete ruginii și vineții deschise. Pe pante, în special pe microrelief de alunecări datorită unui oarecare exces de umezeală orizontul A este întotdeauna slab pudrat cu silice (podzolit), în cazul cînd regosolurile sunt formate pe argile cu intercalații nisipoase, sau capătă culori negricioase dacă apar pe argile cu intercalații subțiri de marne.

Regosolurile formate pe substrate litologice luto-nisipoase sau nisipoase, se disting de precedentele printr-o structurare mai slabă a orizontului A și prin absența manifestării fenomenelor de pseudogleizare.

Regosolurile se asociază fie cu soluri negre de fineată tinere, pe versanții afectați de alunecări, fie cu soluri silvestre brune sau podzolice, aflate în diverse grade de eroziune, pe coastele puternic înclinate și pe culmi înguste, erodate.

*Aluviuni și soluri aluviale.* Apar pe lunca Barcăului și pe șesurile aluviale ale văilor din interiorul sectorului, se află în diverse stadii de evoluție, gleizare, înmlăștinare etc. Termenul cel mai evoluat al acestei grupe, îl constituie solurile aluviale brune, ce apar pe unele trepte (terase de luncă) din lunca Barcăului.

Solurile aluviale și aluvial-deluviale ocupă majoritatea luncilor. Au texturi variate de la nisip lutos pînă la luturi argiloase — argile, în funcție de microrelieful pe care apar. Orizontul A



al acestor soluri nu depășește 30—35 cm grosime, prezintă culori brune, brun-gălbui, brun-cenușii și este slab structurat, grăunțos pînă la alunar, friabil. Spre baza profilului, se observă adesea soluri aluviale îngropate (benzi mai închise la culoare).

Pe unele trepte mai înalte și mai drenate din lunca Barcăului au fost deosebite și soluri aluviale brune, formate din depozite luto-nisipoase sau nisipo-lutoase. Se caracterizează printr-un orizont A, relativ bine dezvoltat. Orizontul B este foarte slab diferențiat textural și prezintă local, pelicule subțiri, discontinui de argilă, pe fețele elementelor structurale.

Foarte adesea, îndeosebi pe depozite mai fine (luturi nisipoase) partea inferioară a profilului este pătată cu vînăt-cenușiu datorită adâncimii mici la care se găsește apa freatică (2—2,5 m). Aceste situații au fost separate ca soluri aluviale brune gleizate.

Soluri aluviale gleice și humicogleice (tab. 8), apar îndeosebi pe suprafețele mai vechi și mai joase, slab drenate, cu apa freatică mai sus de 2 m adâncime, din lunca Barcăului sunt formate predominant pe depozite fine, luturi argiloase-argile.

Atât solurile aluviale gleice cât și cele aluviale humicogleice, sunt foarte adesea mlăștinate primăvara și la începutul verii.

#### CONSIDERAȚII DE ORDIN AGRO-PEDOLOGIC ȘI AMELIORATIV

În funcție de caracteristicile învelișului de sol și relief, s-au putut distinge următoarele raioane agro-pedoameliorative, raionul colinelor piemontane, raionul glacisului piemontan și raionul luncilor și teraselor de luncă.

*Raionul colinelor piemontane.* Se caracterizează printr-o eroziune înaintată, cu aspectele cele mai variate. Suprafețele erodate puternic (se ară în A/B sau B<sub>1</sub>) predomină, de asemenea sunt frecvente și cele cu eroziune excesivă (a fost îndepărtată o bună parte din B, sau pe alocuri roca apare la zi). La partea inferioară a unor versanți sunt foarte frecvente alunecările; ravinările apar pe suprafețe relativ restrînse.

Pomicultura, păsunile și finețele ar trebui extinse, luîndu-se în același timp și măsuri pentru combaterea eroziunii, pe suprafețele cu soluri silvestre brune podzolite erodate, soluri silvestre brune erodate puternic, regosoluri și pseudorendzine.

Pentru agricultură ar trebui păstrați versanții slab și moderat erodați, cu drenaj bun sau moderat, ocupați cu soluri silvestre brune podzolite și soluri silvestre podzolite.



TABELUL 8

Date analitice

Sol aluvial humicogleic. Profil nr. 20, Poclușa de Barcău; 115m alt. abs.; păsune, Analisti: Maria Constantinescu (cationi de schimb), Hareta Mac (pH), Margareta Dobrescu (humus, azot), P. Vasilescu (granulometrie)

*Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %													
	Argilă (<0,002 mm)		Praf (0,002–0,02 mm)		Nisip fin (0,02–0,2 mm)		Nisip grosier (0,2–2 mm)		Argila fină (<0,001 mm)		Raportate la partea silicatică			
	<0,002 mm	0,002–0,02 mm	<0,002 mm	0,002–0,02 mm	<0,002 mm	0,002–0,02 mm	<0,002 mm	0,002–0,02 mm	<0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0–11	55,2	20,3	11,2	2,2	48,0	70,9	62,9	22,8	12,6	2,5	53,9	79,6		
11–24	64,3	21,8	5,6	0,8	57,0	82,7	68,8	23,3	6,9	0,9	60,9	88,4		
25–35	66,0	21,7	5,9	0,9	57,9	84,7	69,9	22,9	6,3	0,9	61,2	89,5		
45–60	63,6	19,8	12,3	0,9	55,5	79,1	65,9	20,5	12,7	0,9	57,5	81,8		
75–90	43,9	18,1	34,3	2,9	38,9	55,3	44,2	18,2	34,6	2,9	39,3	55,8		
130–150	21,2	13,2	49,2	2,7	19,6	27,6	24,5	15,3	57,0	3,2	22,7	32,0		
	Orizontul	Apă hidroscopică %	%	Humus C × 1,72	%	N total %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca %	pH în suspensie					
								apoașă		N total				
0–11	At	5,5	8,8	0,572	10,43			5,9		1,05				
11–24	AG	5,7	4,8	0,347	9,88			6,2		1,07				
25–35	AG	5,4	3,7					6,6		0,97				
45–60	G	5,1	2,1					7,5		1,10				
75–90	CG	3,5					0,24	8,1		—				
105–120	CG	3,3					0,12	8,1		—				
130–150	CGD	2,3					14,52	8,3		1,16				
		Cationi de schimb											V %	
		milivali					procente din T							
		Ca ++	Mg ++	K +	Na +	H +	T	Ca ++	Mg ++	K +	Na +	H +		
0–11	38,70	9,76	0,68	0,93	9,47	59,54	65,0	16,4	1,0	1,6	16,0	84,0		
11–24	40,72	10,50	0,46	0,93	7,33	59,94	67,9	17,5	0,8	1,6	12,2	87,8		
25–35	42,86	11,25	0,44	0,82	5,37	60,74	70,6	18,5	0,7	1,4	8,1	91,2		
45–60	38,23	10,64	0,41	0,93	2,55	52,76	72,5	20,20	0,8	1,7	4,8	95,2		
130–150	15,75	2,14	0,20	0,84	—	18,91	83,3	11,3	1,1	4,3	—	100,0		



Se recomandă păstrarea sectoarelor împădurite existente și eventual să fie făcute noi împăduriri pe suprafețe frămîntate și abrupte.

*Raionul glacisului piemontan.* Este acoperit predominant cu soluri silvestre brune podzolite, mai ales în partea de N și de W. Relieful și depozitele de solificare fac posibilă folosirea pe scară largă a mecanizării, iar pentru ridicarea fertilității solurilor este necesară aplicarea de îngrășaminte organice și minerale.

O problemă deosebită pentru culturile agricole, pun solurile silvestre podzolice pseudogleice din partea nord-estică a glacisului care necesită măsuri ameliorative corespunzătoare, îndeosebi pentru îmbunătățirea proprietăților lor fizice.

*Raionul luncilor și teraselor de luncă.* Cuprinde luncile văilor ce fragmentează sectorul și terasele ce însoțesc valea Barcăului.

Valorificarea rațională a aluviunilor și a solurilor aluviale necesită pentru fiecare situație în parte măsuri agrotehnice și ameliorative adecvate.

## BIBLIOGRAFIE

- Paucă M. (1953) Geologia regiunii Tătărush-Suplac (regiunea Bihor). *An. Com. Geol.* XXV, București.  
 — (1954) Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.*, XXVII, București.  
 Conea Ana, Volovici C., Mucenic Iulia, Nițu I. (1962) Solurile cîmpiei și dealurilor Oradiei. *D.S. Com. Geol.* XLVIII, București.  
 Florea N. (1964) Cercetarea solului pe teren. Edit. Științifică, București.  
 Răileanu Gr. (1959) Geologie generală. Edit. Tehnică, București.

## LES SOLS DES COLLINES DE PIEMONTE SITUÉES AU N DES MONTS DE PLOPIŞ

PAR

MARCELA NEACSU, MARIA CONSTANTINESCU, ELENA BUGEAG

(Résumé)

Les collines de piémont fortement compartimentées et érodées situées au N des Monts de Plopiş représentent une partie du bassin d'effondrement néogène de Sălaj. Ces collines ont une altitude relative de 300 m au voisinage



de la marge montagneuse, altitude qui diminue graduellement vers le N jusqu'à 120 m. Entre le relief collinaire de la vallée de Barcău on distingue deux ou trois niveaux de glacis de piémont étagé, à faible pendage vers le N. Les vallées y constituent des plaines alluviales étroites, et les terrassees sont peu étendues (de 3 à 5 m de largeur). Les versants des vallées principales sont asymétriques.

Les matériaux originaux (pl. III) sont prédominants des dépôts de couverture à texture argileuse, parfois avec sables et graviers. Vers la partie inférieure de certains versants, par suite de glissement de terrain apparaît un complexe lithologique varié, constitué d'argiles avec des sables et intercalation d'argiles marneuses. Les dépôts déluviaux prédominants argileux, qui constituent les glacis de piémont, attirent l'attention par leur couleur rougeâtre. Les dépôts alluviaux déluviaux ont des textures très variées.

La température moyenne annuelle est de 10,5°C, et la moyenne des précipitations annuelles est d'environ 600 mm.

La végétation naturelle appartient à la zone du chêne. Les sommets sont partiellement boisés de *Quercus petraea*, parfois de *Quercus cerris*, et *Carpinus betulus*. Sur les versants à pentes douces et sur les glacières de piémont les forêts sont constituées de *Quercus cerris* tandis que sur les versants exposés au N de *Quercus robur*.

La légende de la carte des sols (pl. II) présente les principaux groupes de sols séparés. Les sols bruns lessivés et les sols bruns de forêt occupent de grandes surfaces ; ils sont formés aux dépens de dépôts à texture moyenne sous des chênaies.

À partir du N vers le S du secteur les sols présentent différentes phases de développement et degrés de lessivage, fait qui accuse la correspondance entre le développement du profil du sol, l'âge du relief et l'humidité.

Les données analytiques indiquent une teneur en matière organique de 2% et une différenciation texturale le long du profil de plus en plus marquée au fur et à mesure que le degré de lessivage s'intensifie. Dans la fig. 1 on présente la variation de la teneur en argiles pour l'horizon B autant que le niveau auquel se réalise le maximum d'accumulation de l'argile entraînée. La fig. 2 illustre la variation du pH le long du profil et du degré de saturation (V%).

Conformément au caractères morphologiques de certains profils, notamment : les taches noirâtres ou brun noirâtres dans l'horizon B, les taches de gley en base du profil, la couleur jaunâtre des sols formés au dépens des dépôts à texture légère sablolimoneuse-limoneuse, souvent avec des graviers cristallins, on a séparé les sols bruns lessivés à nappes phréatiques.



ques, sols bruns à horizon B foncé et sols brun jaunâtre lessivés avec ou sans pseudogley.

Les sols lessivés ordinairement à pseudogley occupent les gradins supérieurs du glacis de piémont, les collines larges et les versants à faible pendage exposés au N. Ils se sont formés au dépens des dépôts à texture fine. La teneur en argile de l'horizon B dépasse celle de l'horizon A de plus de 15 %, le pH est = 5,1 et V% = 37,1 %, valeurs qui se maintiennent approximativement constantes jusqu'à 80 — 90 m de profondeur.

Des caractères morphologiques et phisico-chimiques particuliers présentent les sols lessivés à pseudogley formés sur un relief plan ou à faible pendage recouvert par des dépôts argileux imperméables. L'horizon B de ces sols est de couleur sombre ou noirâtre. Ces sols sont moins acides et moins débaséifiés par rapport aux sols lessivés sans pseudogley.

Le groupe des sols calcimorphes comprend les pseudorendzines noires léviguées, généralement érodées, rattachées à l'affleurement des argiles marneuses.

Du groupe des sols hydromorphes on a rencontré les sols noirs très humides et les sols humiques à gley.

Les sols noirs très humides se sont formés sur des dépôts argileux ou argilo-sableux, aux pieds des versants ayant un microrelief de glissement ou des bassinets d'érosion, où il y a excès d'humidité à cause des suintements de l'eau.

Les lithosols et régosols ont été séparés là où l'érosion a mis à jour les matériaux originaux. Morphologiquement ils présentent un horizon A qui repose directement sur la roche ou bien il y a un mince horizon de transition.

Sur les plaines alluviales du secteur on rencontre une gamme variée de sols alluviaux, se trouvant dans différents degrés d'évolution, de gleyification, par endroits marécageux.

Fonction des caractéristique du relief et de la couverture du sol on a distingué trois secteurs agropédoamélioratifs, notamment : le secteur des collines de piémont, le secteur du glacis de piémont, et les secteurs des plaines alluviales et des terrasses des plaines alluviales.



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche II

Collines de piémont situées au N des monts Plopiș (carte morphographique).

A) Collines de piémont : 1, crêtes ; 2, versants fortement inclinés ; 3, versants modérément et faiblement inclinés ; 4, témoins d'érosion ; 5, hautes collines de roches cristallines ; 6, bassinets d'érosion ; 7, glissements de terrains ; 8, cuestas ; 9, escarpements ; 10, limite de la plaine alluviale. B) Glacis de piémont terassé ; 11, a, niveau de 130—145 m d'altitude absolue ; b, niveau de 150—165 m d'altitude absolue ; c, niveau de 180 — 220 m d'altitude absolue. C) Terrasses alluviales et plaines alluviales : 12, plaine alluviale ; 13, terrasse de plaine alluviale ; 14, cône de déjection ; 15, limite des sous-unités naturelles ; 16, profil pédomorphographique (I, II) ; 17, sources à flanc de coteau.

### Planche III

Collines de piémont situées au N des monts Plopiș [carte des dépôts de surface(matériaux originaux)]:

A) Matériau originel. Types de matériau originel : 1, dépôts déluviaux proluviaux (glacis de piémont, pléistocène) ; 2, dépôts déluviaux (de versant) ; 3, dépôts alluviaux : 4, dépôts alluviaux-déluviaux ; 5, dépôts éluviaux ; 6, détritus provenu de schistes cristallins. B) Texture du matériau originel : 7, sables et sables limoneux ; 8, sables limoneux et limons sableux ; 9, limons et limons argileux, argile à sables grossiers et rarement à graviers ; 10, limon argileux-argiles ; 11, limon argileux, argile à sables grossiers et rarement à graviers ; 12, argiles ; 13, argiles à sables grossiers (sous 2 cm, transition vers des graviers) ; 14, argiles à graviers ; 15, texture variable ; 16, graviers ; 17, limite de l'unité texturale ; 18, limite entre les types de matériau originel.

### Planche IV

Profils pédomorphographiques dans les collines de piémont situées au N des monts Plopiș :

1, en ce qui concerne la signification des symboles relatifs aux sols (BPe.Nf etc.) voir la légende de la planche III ; 2, les symboles (A, B, A<sub>2</sub>γ etc.) se rapportent aux horizons généraux des profils de sol.

### Planche V

Collines de piémont situées au N des monts Plopiș (carte du mode d'emploi du terrain) : 1, forêt ; 2, pâturages ; 3, vignobles ; 4, terrain arable.

### Planche VI

Collines de piémont situées au N des monts Plopiș (carte des sols) :

A) Sols bruns lessivés et sols lessivés : 1, sols bruns faiblement lessivés ; 2, sols bruns modérément lessivés ; 3, sols bruns fortement lessivés ; 4, sols bruns lessivés, érodés ; 5, sols bruns lessivés, fortement érodés, localement régosols ; 6, sols bruns modérément lessivés à pseudogley ; 7, sols bruns fortement lessivés à gley ; 8, sols bruns modérément lessivés à pseudogley, avec subhorizon B de couleur foncée ; 9, sols bruns à nappe phréatique, faiblement lessivés ; 10, sols



brun-jaunâtre modérément lessivés ; 11, sols brun jaunâtre fortement lessivés ; 12, sols brun jaunâtre, fortement lessivés à pseudo-gley ; 13, sols lessivés à pseudo-gley ; 14, sols lessivés, érodés ; 15, sols lessivés à pseudo-gley ; 16, sols lessivés à pseudo-gley avec subhorizon B de couleur foncée ; 17, sols lessivés jaunâtre à pseudo-gley ; 18, sols lessivés jaunâtre, érodés. B) Sols calcimorphes : 19, sols noirs argileux (pseudorendzines) lévigués, localement érodés ; 20, sols noirs argileux (pseudorendzines) lévigués, érodés et régosols. C) Sols hydromorphes : 21, sols noirs de prairie, généralement lessivés ; 22, sols humiques à gley lessivés. D) Sols faiblement développés : 23, régosols ; 24, lithosols. E) Complexes des sols : 25, sols noirs argileux (pseudorendzines) lévigués et sols bruns lessivés (de transition vers les sols noirs argileux) ; 26, sols noirs de prairie et sols bruns lessivés (transition vers les sols noirs argileux) ; 27, sols noirs de prairie et sols bruns lessivés, érodés. F) Alluvions et sols alluviaux : 28, alluvions ; 29, alluvions gleyifiées ; 30, sols alluviaux ; 31, sols alluviaux-déluviaux ; 32, sols alluviaux gleyifiés ; 33, sols alluviaux gleyifiés et alluvions ; 34, sols alluviaux, marécageux ; 35, sols alluviaux bruns ; 36, sols alluviaux bruns gleyifiés ; 37, sols alluviaux humiques à gley ; 38, sols alluviaux à gley ; 39, sols alluviaux à gley ; lessivés ; 40, emplacement des profils des sols analysés ; 41, profils pédomorphographiques. G) Texture de l'horizon supérieur du sol : 42, sable limoneux ; 43, limon sableux ; 44, limon léger ; 45, limon moyen ; 46, limon moyen à sable grossier ; 47, limon argileux ; 48, limon argileux à sable grossier.

#### Planche VII

Collines de piémont situés au N des monts Plopiş (carte de l'érosion des sols) :

1, érosion inappréciable (dans les plaines alluviales) ; 2, érosion inappréciable jusqu'à faible ; 3, érosion modérée ; 4, érosion forte ; 5, érosion excessive ; 6, glissements de terrains ; 7, érosion en profondeur prédominante ; 8, érosion linéaire prédominante ; 9, sols sous végétation forestière.



## PLANŞA I

1, Vedere generală a colinelor piemontane, la nord-vest de localitatea Derna ; 2, bazin de eroziune cu rîpă de desprindere (SW de localitatea Dernișoara) ; 3, eroziune în adâncime, lîngă satul Budoi ; 4, microrelief rezultat prin gonflare (parțial și prin eroziune, datorită pășunatului), în lunca Barcăului, la vest de localitatea Poelușa de Barcău.

1, Vue générale des collines de piémont situées au NW de la localité de Derna ; 2, bassin d'érosion avec ligne de décrochement (SW de la localité de Dernișoara) ; 3, érosion en profondeur, au voisinage du village de Budoi ; 4, microrelief giligai (partiellement généré aussi par l'érosion due au pâturage) sur la plaine alluviale du Barcău, à l'W de la localité de Poelușa de Barcău.





1



2



3

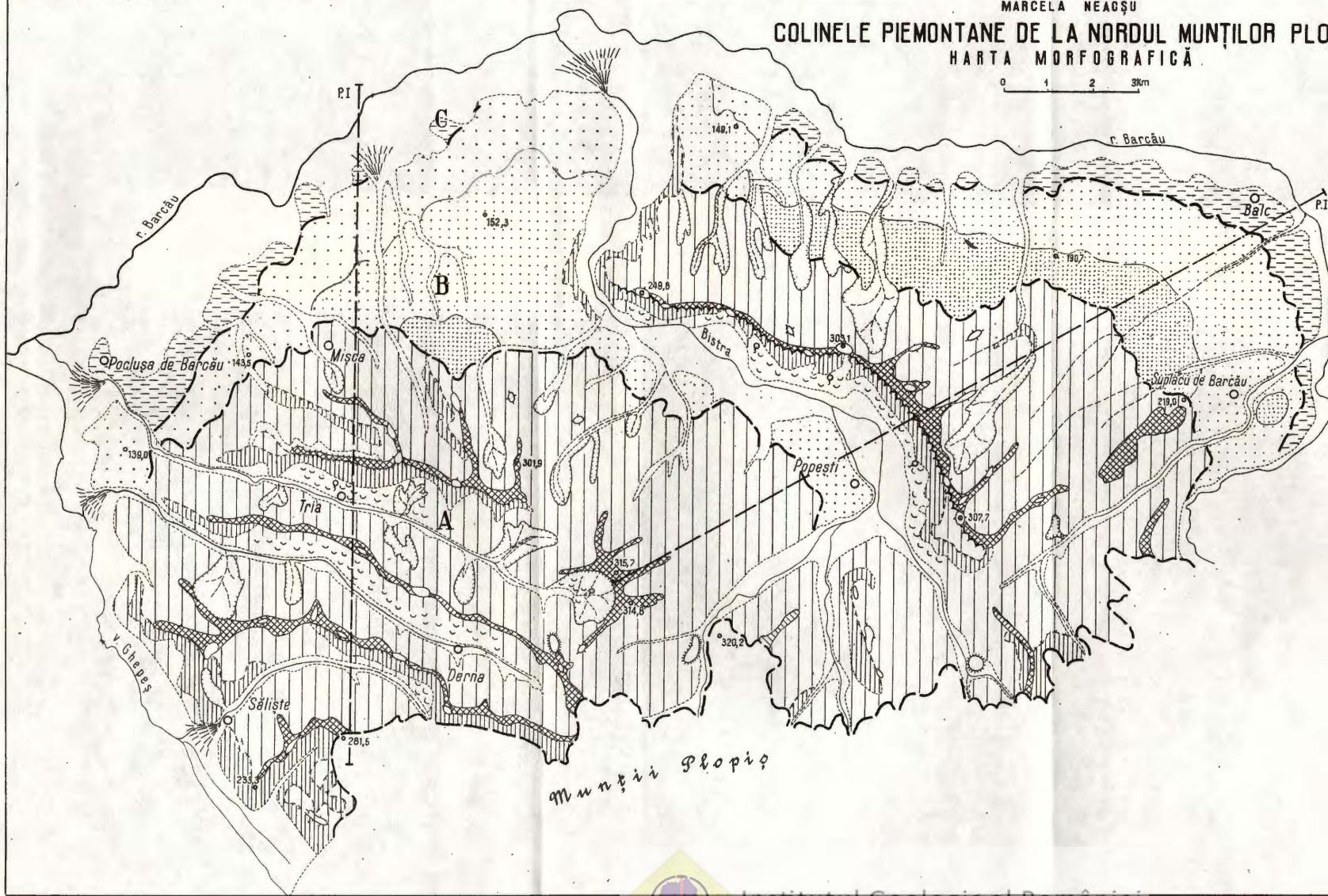


4

MARCELA NEACŞU

**COLINELE PIEMONTANE DE LA NORDUL MUNTILOR PLOPIS**  
HARTA MORFOGRAFICĂ

0 1 2 3km

**LEGENDĂ**

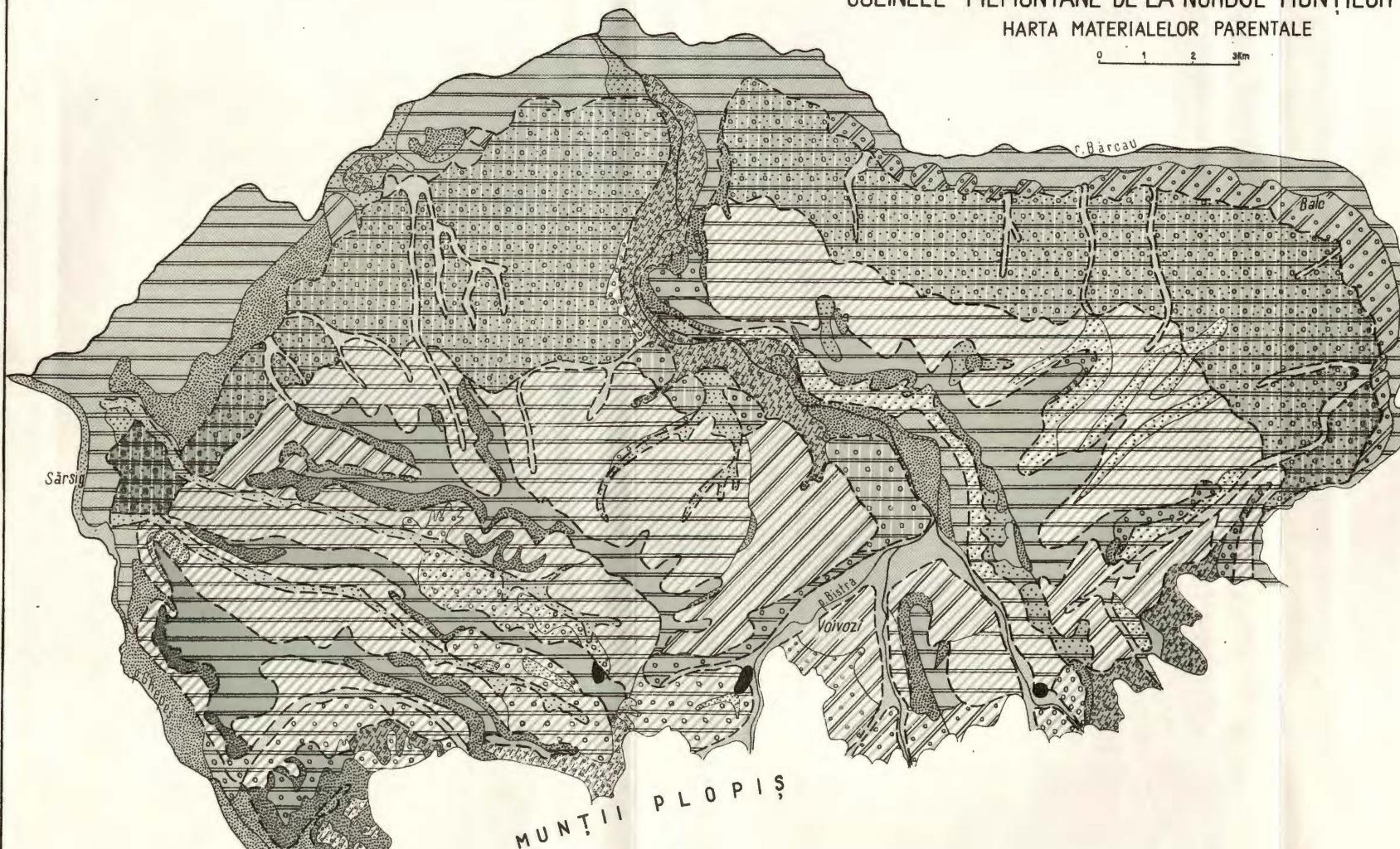
- A. Coline piemontane
- 1 Culmi
  - 2 Versanți inclinați puternic
  - 3 Versanți, inclinații moderat și slab
  - 4 Martori de eroziune
  - 5 „Măguri” din roci cristaline (inselberguri)
  - 6 Bazinete de eroziune
  - 7 Alunecări
  - 8 Cueste
  - 9 Rupturi de pantă
  - 10 Limita luncii
- B. Glaciile piemontane terasat
- 11 a) Treaptă de 130-145 m. alt. abs.
  - 11 b) Treaptă de 150-165 m. alt. abs.
  - 11 c) Treaptă de 180-220 m. alt. abs.
- C. Terasă aluvială și lunci
- 12 Luncă
  - 13 Terasă de luncă
  - 14 Con de dijeție
- 15 Limită de subunități naturale
- PI Profile pedomorfografice (I, II)
- 16 Isvoare de coastă

V. Lesanu



MARCELA NEACŞU  
COLINELE PIEMONTANE DE LA NORDUL MUNTILOR PLOPIŞ  
HARTA MATERIALELOR PARENTALE

0 1 2 3 km

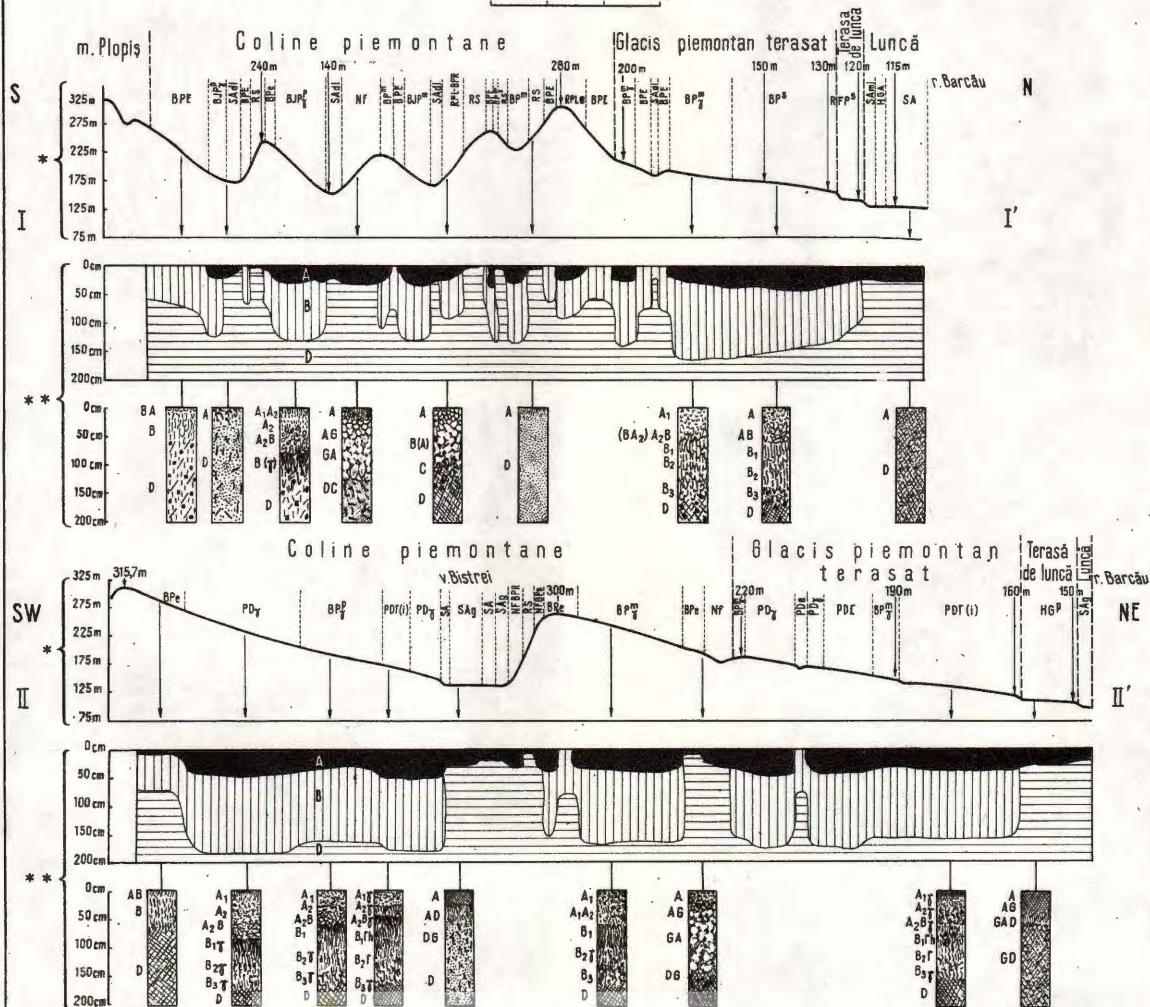


LEGENDĂ

- A MATERIAL PARENTAL**  
Tipuri de material parental
- 1 Deposite deluvio-proluviale (glaciis piemontas; pleistocen)
  - 2 Deposite deluviale (pe pantă)
  - 3 Depozite aluviale
  - 4 Deposite aluvio-deluviale
  - 5 Deposite eluviale
  - 6 Detritus scheletic din șisturi cristaline
- B Textura materialului parental**
- 7 Nisipuri și nisipuri lutoase
  - 8 Nisipuri lutoase și luturi nisipoase
  - 9 Luturi și luturi argiloase cu nisip și pietriș
  - 10 Luturi argiloase-argile
  - 11 Luturi argiloase-argile cu nisip și rar pietriș
  - 12 Argile
  - 13 Argile cu nisip (sub 2m. se trece în pietriș)
  - 14 Argile cu pietriș
  - 15 Textură variată
  - 16 Pietriș
  - 17 — Limită de unități texturele
  - 18 - - - Limită dintre tipuri de material parental

MARCELA NEACSU  
PROFILE PEDOMORFOGRAFICE ÎN COLINELE PIEMONTANE DE LA NORDUL MUNTILOR PLOPIŞ

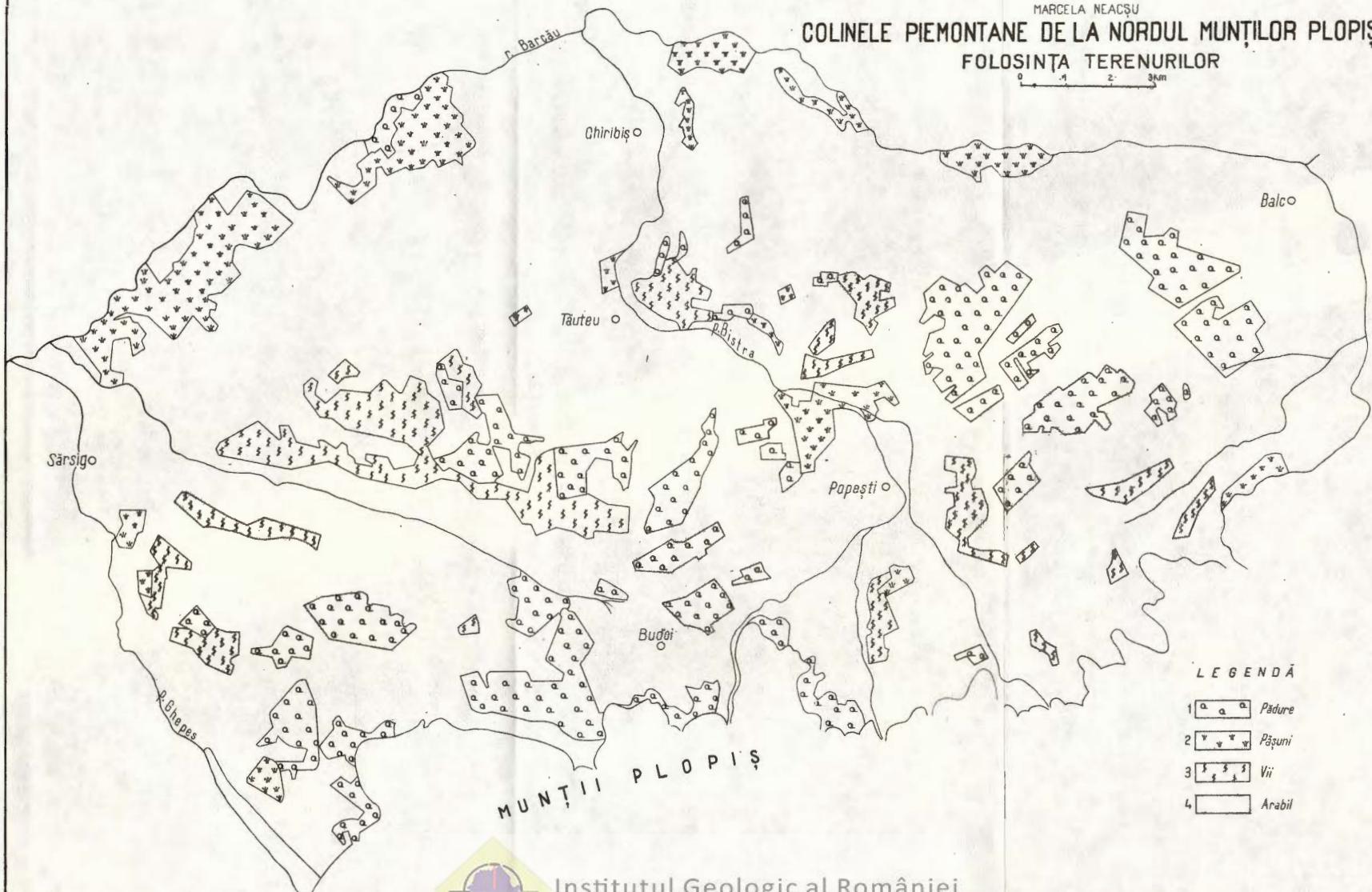
0 1 2 3 Km

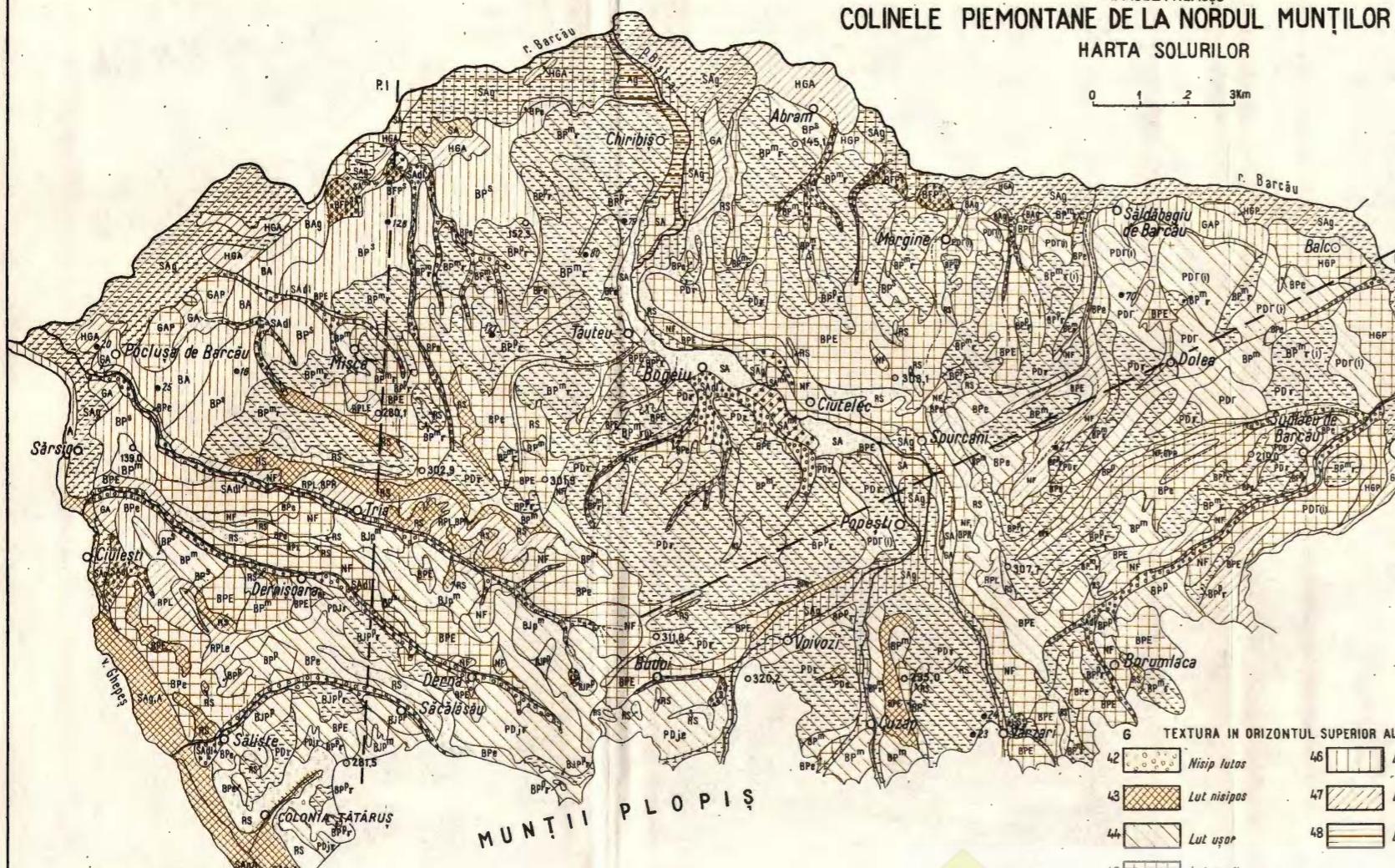


1 \* Pentru semnificația simbolurilor referitoare la soluri (BP<sup>E</sup>, NF, etc.) a se vedea legenda planșei III.

2 \* Simbolurile (A, B, A<sub>2</sub>, etc.) se referă la orizonturile genetice ale solurilor.

MARCELA NEACŞU  
COLINELE PIEMONTANE DE LA NORDUL MUNTILOR PLOPIŞ  
FOLOSINȚA TERENURILOR





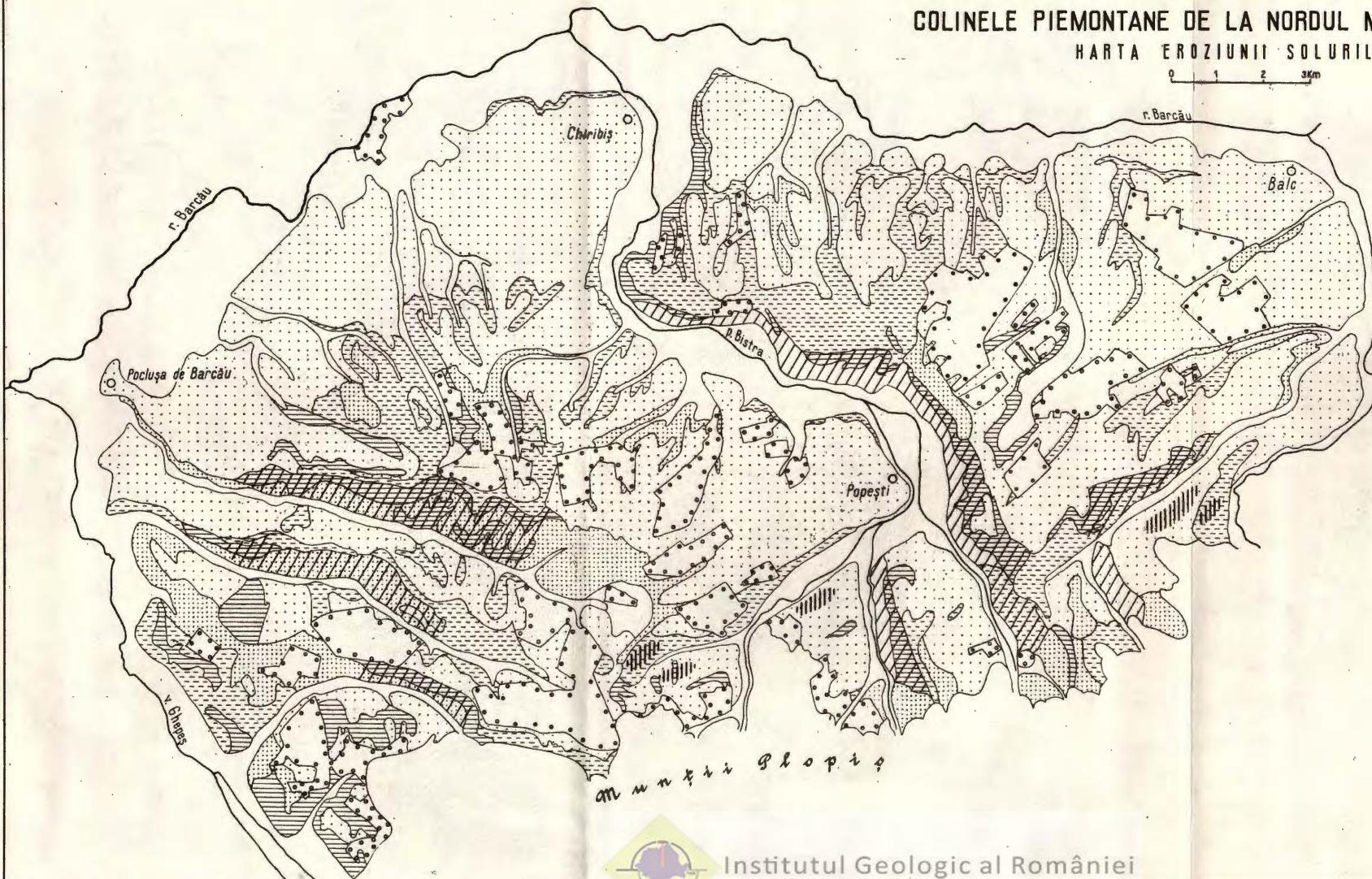
A SOLURI SILVESTRE BRUNE PODZOLITE ȘI SILVESTRE PODZOLICE		C SOLURI HIDROMORFE
1	BP <sup>3</sup>	Soluri silvestre brune podzolite slab
2	BP <sup>m</sup>	Soluri silvestre brune podzolite moderat
3	BP <sup>p</sup>	Soluri silvestre brune podzolite puternic
4	BPe	Soluri silvestre brune podzolite, erodate puternic; local regosoluri
5	BPE	Soluri silvestre brune podzolite, erodate puternic; local regosoluri
6	BP <sup>m</sup> T	Soluri silvestre brune podzolite moderat, pseudogleizate
7	BP <sup>p</sup> T	Soluri silvestre brune podzolite puternic, pseudogleizate
8	BP <sup>m</sup> T(0)	Soluri silvestre brune podzolite moderat, pseudogleizate cu suborizont B închis
9	BP <sup>s</sup>	Soluri silvestre brune freatice-umede, podzolite slab
10	BPe <sup>m</sup>	Soluri silvestre brune-gălbui podzolite moderat
11	BP <sup>p</sup>	Soluri silvestre brune-gălbui podzolite puternic
12	BP <sup>p</sup> T	Soluri silvestre brune-gălbui, podzolite puternic, pseudogleizate
13	PDe	Soluri silvestre podzolice, pseudogleizate
14	PDe	Soluri silvestre podzolice, erodate
15	PDF	Soluri silvestre podzolice pseudogleizate
16	PDF(0)	Soluri silvestre podzolice pseudogleizate cu suborizont B închis
17	PDje	Soluri silvestre podzolice gălbui, pseudogleizate
18	PDje	Soluri silvestre podzolice gălbui, erodate
B SOLURI CALCIMORFE		
19	RPL	Pseudorendzine levigate, local erodate
20	RPLs	Pseudorendzine levigate, erodate și regosoluri
C SOLURI HIDROMORFE		
21	NF	Soluri negre de fineță, în general podzolite
22	HGP	Soluri humicagleice podzolite
23	RS	Regosoluri
24	LS	Litosoluri
E COMPLEXE DE SOLURI		
25	RPL, BPR	Pseudorendzine levigate și soluri silvestre brune pseudorendzinice podzolite
26	NF, BPR	Soluri negre de fineță și soluri silvestre brune pseudorendzinice podzolite
27	NF, BPe	Soluri negre de fineță și soluri silvestre brune podzolite, erodate
F ALUVIUNI ȘI SOLURI ALUVIALE		
28	A	Aluvioni
29	Ag	Aluvioni glezate
30	SA	Soluri aluviale
31	SAg, Ag	Soluri aluvial-deluviale
32	SAg	Soluri aluviale glezate
33	SAg, A	Soluri aluviale glezate și aluvioni
34	SAg, m	Soluri aluviale mlăștinate
35	BA	Soluri aluviale brune
36	BAG	Soluri aluviale brune glezate
37	HGA	Soluri aluviale humicagleice
38	GA	Soluri aluviale gleice
39	GAP	Soluri aluviale gleice podzolite
40	• 27	Amplasarea profilelor de sol analizate
41	— — —	Profile pedomorfografice

MARCELA NEACSU

# COLINELE PIEMONTANE DE LA NORDUL MUNȚILOR PLOPIȘ

## HARTA EROZIUNII SOLURILOR

0 1 2 3 Km



## LEGENDĂ

- |   |                                      |
|---|--------------------------------------|
| 1 | Eroziune neapreciabilă (în lunci)    |
| 2 | Eroziune neapreciabilă pînă la slabă |
| 3 | Eroziune moderată                    |
| 4 | Eroziune puternică                   |
| 5 | Eroziune excesivă                    |
| 6 | Alunecări                            |
| 7 | Predomină eroziunea în adîncime      |
| 8 | Predomină eroziunea în suprafață     |
| 9 | Soluri sub pădure                    |

V. Leșanu

Imprim. Atel. Inst. Geol.



# STUDII PEDO-GEOGRAFICE ÎN SUBCARPAȚII BUZĂULUI (BAZINUL RÂULUI BĂLĂNEASA)

DE

CAMELIA RAPAPORT, ANGELA POPOVĂȚ<sup>1</sup>

## Abstract

Pedo-geographical Studies in the Buzău Sub-Carpathians (Basin of Bălăneasa River). The studied area represents a hilly, strongly dissected and eroded surface. It belongs to the oak and mixed oak and beech forest belts, with mean annual precipitations ranging from 600 to 700 mm and mean annual temperature, from 8 to 9° C. Under such bioclimatic conditions, on clays, marls, sands and sandstones, frequently stratified, Gray Brown Forest soils (in our classification-Podzolic Clay-illuvial Forest soils), Brown lessivé (Brown Podzolized Forest soils), and to a lesser extent, Dark Gray Forest and Brown Forest soils occur. Among the intrazonal soils, frequently occurring in the studied area, are mentioned Pseudorendzinas, Rendzinas, Derno-calcic and Regosols. All these soils, zonal and intrazonal, are characterized from morphological and physico-chemical points of view. Taking into consideration relief, lithology, soils, erosion and land use, pedo-geographical units are separated and described.

Regiunea care face obiectul prezentei lucrări cuprinde bazinul inferior și mijlociu al râului Bălăneasa, affluent al râului Buzău, și bazinele de recepție ale unor afluenți secundari ai râului Buzău. Situată în zona Subcarpaților de curbură (Subcarpații Buzăului), regiunea este mărginită de rîul Buzău la sud și vest, de bazinul râului Sărățelu-Berca la est și de zona flișului la nord.

**Condiții naturale.** Relieful actual complex (Madeleine Andreu și colab., 1964; L. Badea, G. Niculescu, 1964) este rezultatul unei intense fragmentări ce a avut loc în condiții variate de tectonică și litologie. El trădează urmele mișcărilor pliocen-cuaternare, care au deter-

<sup>1</sup> Colectivul de Pedologie al Academiei R.S. România, str. Lt. D. Lemnea nr. 16, București.



minat în mare măsură intensitatea proceselor actuale de modelare și au imprimat regiunii un caracter de tinerețe. În aceste condiții, rețeaua hidrografică apare puternic ramificată. Ea este formată din rîul Bălăneasa și principaliii săi afluenți, pîrul Murătoarea și pîrul Sărățelu-Pîrscoiu cu debit semipermanent și dintr-o rețea de afluenți secundari cu caracter torențial.

Între complexitatea formelor de relief și variația formațiunilor litologice există o strînsă legătură. Faciesul argilo-marnos, care are o mare extindere, aparține formațiunilor helvețian-burdigaliene, în partea de nord și vest a regiunii și celor meotiene și pontiene, în partea de sud. Faciesul nisipo-grezos al depozitelor sarmațiene acoperă de asemenea suprafețe întinse în centrul și sudul regiunii. Depozitele daciene cu facies de suprafață nisipos și cele tortoniene cu facies marno-argilos sau marno-nisipos apar local în sud și sud-vest (Harta geologică, 1936—1959) <sup>2</sup>.

Teritoriul studiat este situat în aria de răspândire a pădurilor de *Quercus petraea*, a amestecurilor de *Quercus petraea* și *Fagus silvatica* sau de *Q. petraea* și alte specii de foioase (Harta geobotanică, 1961). În prezent pădurile ocupă suprafețe relativ limitate; apare evident, însă, că în trecutul îndepărtat au avut loc masive despăduriri ale căror efecte negative-variate și intense fenomene de eroziune — se resimt puternic în prezent. Suprafețele despădurite au fost folosite ulterior ca pășuni și finețe și mai puțin ca livezi și culturi agricole.

Lipsa stațiunilor meteorologice în cuprinsul teritoriului cercetat nu permite caracterizarea detaliată a condițiilor climatice în toată diversitatea lor. Din interpolarea datelor existente (Atlas climatologic, 1949) reiese că în direcția sud-nord are loc o creștere a precipitațiilor medii anuale (de la cca 600 la 700 mm) și o scădere a temperaturii medii anuale (de la cca 9 la cca 8°C).

Variația factorilor de solificare menționati și îndeosebi a condițiilor de litologie, relief și mod de folosință, precum și diversitatea fenomenelor de eroziune determinate de acestea au favorizat formarea unui înveliș de sol cu aspect mozaicat (fig. 1). Solurile silvestre podzolite brune și podzolice argilo-iluviale reprezintă tipurile de soluri zonale specifice sectorului; sporadic apar și soluri silvestre cenușii-închise. Frecvența depozitelor de suprafață marnoase sau marno-argiloase determină o largă răspândire a solurilor intrazonale pseudorendzinice, rendzinice și derno-calcice. Datorită reliefului puternic fragmentat se întâlnesc frecvent variantele erodate ale solurilor menționate, inclusiv regosolurile.

<sup>2</sup> A fost consultată de asemenea harta în manuscris întocmită de N. Oncescu în 1946 pentru regiunea dealurilor de la nord de rîul Buzău.

**Soluri silvestre cenușii închise.** Ocupă suprafețe restrânse în partea de sud a regiunii studiate, în jurul comunelor Pîrscov, Lunca Frumoasă și Cozieni. Se formează pe depozite de textură grosieră sau mijlocie (daciene și pontiene), pe versanți cu expoziție sudică, sud-estică sau sud-vestică. În unitățile separate pe hartă ele apar și în associație cu solurile pseudoredzinice, fiind legate, în cadrul acestei associații, de existența unor depozite de suprafață cu textură mijlocie.

Solurile silvestre cenușii închise au evoluat din soluri silvestre podzolite brune sau chiar din soluri silvestre podzolice argilo-iluviale. Această evoluție pare să fi fost favorizată de textura materialului parental (mijlocie), de climatul local creat de expoziția versanților, de despădurirea teritoriului și instalarea unei vegetații ierbacee și probabil de pătrunderea unor curenți de aer cald pe valea Buzăului. De altfel, existența acestui climat local în sudul sectorului este indicată și de prezența unor exemplare izolate de *Quercus pubescens* și *Cotinus coggygria* în sud-estul pădurii Ursoaia, în imediata apropiere a solurilor menționate.

Pentru ilustrarea caracterelor morfologice și fizico-chimice ale solurilor silvestre cenușii închise, prezentăm datele profilelor 280, 267 (tab. 1,4).

**Soluri silvestre podzolite brune și podzolice argilo-iluviale.** Se găsesc îndeosebi la vest de rîul Bălăneasa, în bazinele văilor Ursoaia, Sărățelu Pîrscov și Valea Epei<sup>3</sup> și la est de acesta, în bazinele văilor Strîmta, Corneanu, Dulcești, Stubei etc.

Aceste tipuri de sol se formează în special sub păduri de *Quercus petraea*, *Quercus petraea* și *Fagus silvatica* sau *Quercus petraea* în amestec cu *Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Acer campestre*, *Acer tataricum*, *Fraxinus ornus* etc.; mai rar, sub pajiști sau culturi agricole.

Solurile silvestre podzolite brune și podzolice argilo-iluviale apar în condiții de relief fragmentat, pe versanți cu diferite inclinări și expoziții și pe culmi înguste, la altitudini variind între 300 și 880 m. Se formează pe seama unor depozite cu textură variată, de la nisip la argilă, și adeseori, pe alternanțe de marne, argile și nisip. Cercetările efectuate au demonstrat că, în majoritatea cazurilor, solurile silvestre podzolite brune se formează pe depozite de textură fină, adeseori carbonatice, fapt care favorizează frecvent apariția fenomenelor de pseudogleizare pe profil, iar solurile silvestre podzolice argilo-iluviale, pe depozite de textură grosieră sau mijlocie, în genere necarbonatice. Formarea acestor tipuri de sol pe depozite stratificate este ușurată și de o anumită aşezare a alternanțelor de strate care

<sup>3</sup> Lucrările de cartare ale bazinului văii Epei au fost executate de V. M. Hedinți.

TABELUL 1

Sol silvestru cenușiu inchis

Profil nr. 280, comuna Pîrscov; loc plan; livadă cu culturi agricole

Analizat de Lucia Vlad, Eugenia Iacob, P. Vasilescu

Recoltat de Camelia Rapaport

## Date analitice

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adin- cimea in cm	Fractiuni granulometrice in %										Raportate la partea silicatica			
	Argila (<0,002 mm)	Praf (0,002– 0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argila fină (<0,001 mm)	Argila fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm		
0–15	26,5	16,1	51,3	1,3	23,4	35,1	27,8	16,9	53,9	1,4	24,5	36,8		
20–35	32,2	17,9	46,4	0,9	29,3	42,4	33,1	18,3	47,6	1,0	30,0	43,5		
45–60	34,1	18,7	44,8	0,6	31,1	43,9	34,8	19,0	45,6	0,6	31,7	44,7		
75–90	31,5	19,9	46,9	0,7	28,4	42,2	31,8	20,1	47,4	0,7	28,7	42,6		
105–120	33,7	19,9	43,9	1,7	29,7	45,0	34,0	20,1	44,2	1,7	29,9	45,4		
	Orizontul	Apă higro- scopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	pH in suspensie								
						apoasă	salină							
0–15	Aa	2,46	3,41	0,18	12,5	6,78	5,61							
20–35	A <sub>1</sub>	2,99	2,33	0,13	12,4	6,74	5,33							
45–60	AB	3,26	1,07	0,08	9,6	6,73								
75–90	B <sub>1</sub>	3,05	0,54			6,23								
105–120	B <sub>2</sub>	3,37				6,11								
		Cationi de schimb												V %
		milivali						procente din T						
		Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>		
0–15	18,70	2,11	0,59	0,37	3,48	25,25	74,0	8,4	2,3	1,5	13,8	86,2		
20–35	20,50	3,25	0,48	0,41	3,76	28,40	72,5	11,2	1,7	1,4	13,2	86,8		
45–60	19,20	3,55	0,41	0,43	3,80	27,40	70,0	13,0	1,5	1,5	14,0	86,0		
75–90	16,80	2,75	0,43	0,45	4,02	24,50	69,0	11,4	1,7	1,9	16,0	84,0		
105–120	18,20	3,20	0,55	0,69	4,08	26,72	68,1	11,9	2,0	2,6	15,4	84,6		



*Descrierea profilului :*

- A<sub>a</sub>, 0—15 cm, lut mediu, brun foarte închis (10YR 2/2) ; brun cenușiu închis (10YR 4/2) în stare uscată ; bulgări medii și mari slab definiți, pe alocuri astructurat ; hardpan gros de 3 cm la baza orizontului ; trece clar ;
- A<sub>1</sub>, 15—35 cm, lut greu, brun închis (10YR 2/2) ; brun cenușiu foarte închis (2, 5Y 3/2) în stare uscată ; grăunțos mediu, moderat definit ; agregate dure la uscare care se desfăcă în agregate mici ; trece treptat ;
- AB, 35—67 cm, lut greu, brun, (10YR 4/3) cu pete cenușii închise, în stare umedă și uscată ; nuciform (poliedric angular) mediu și mic moderat definit cu tendință de alungire ; fisuri ; trece treptat ;
- B<sub>1</sub>, 67—98 cm, lut greu, brun (10YR 4/3) ; brun gălbui (10 YR 5/4) în stare uscată ; pete mai închise ca fondul în partea superioară a orizontului ; structură compusă nuciform (poliedric angular) mediu și prismatic mic și mediu ; dur la uscare, friabil la umed ; foarte compact ; trece treptat ;
- B<sub>2</sub>, 98—130 cm, lut greu, aceeași culoare ; prismatic mediu, slab definit ; compact ; nu face efervescență.

favorizează procesele de iluvionare (lesivare) a solurilor. Ambele tipuri de sol se găsesc adeseori în strânsă asociere. În cadrul asociației, solurile podzolite brune ocupă de obicei părțile inferioare ale versanților unde apar la zi depozitele cu textură fină, iar solurile podzolice argilo-iluviale, culmile și treimea superioară a versanților, alcătuie frecvent din depozite de textură grosieră. Mai rar, solurile silvestre podzolite brune se găsesc asociate cu soluri silvestre brune.

Au fost grupate ca soluri silvestre brune podzolite, soluri cu profil de tipul (A<sub>0</sub>) A<sub>1</sub>—A<sub>1</sub> A<sub>2</sub>—(A<sub>2</sub> B)—Bt—(C)—D, cu diferențiere clară a orizonturilor argilo-iluvial și argilo-eluvial ; nu apare clar exprimat orizontul podzolic A<sub>2</sub>. Dezvoltarea orizonturilor variază în limite foarte largi, în raport cu substratul litologic și, îndeosebi, cu stadiul de evoluție a solului (determinat de vîrstă reliefului și de forma acestuia). Prezintă următoarele caractere morfologice :

Orizontul A<sub>0</sub>, 1—3 cm ; litieră, mai mult sau mai puțin continuă, în diferite stadii de descompunere.

Orizontul A<sub>1</sub>, 4—7 cm ; material lutos sau argilos, cenușiu închis sau cenușiu foarte închis (10 YR 4/1—3/1) în stare umedă brun-cenușiu închis (10 YR 4/2) în stare uscată : împălit de rădăcini fine ; grăunțos mic și mediu, moderat definit ; friabil în stare umedă și uscată ; trecere clară ;

Orizontul A<sub>1</sub>A<sub>2</sub>, 15 — 25 cm (extremele variază între 8—10 și 30—35 cm) ; brun-cenușiu închis pînă la brun-gălbui (10 YR 4 — 5/2 — 4), în stare umedă și brun-cenușiu deschis, brun pal sau brun-gălbui deschis (10 YR 6/2 — 4) sau brun-cenușiu (2,5 Y 5/2) în stare uscată ; textura variază în funcție de textura materialului parental, de la nisip lutos la lut

greu, uneori chiar argilă usoară ; grăunțos mic și mediu cu agregate colțurate slab sau moderat definite, friabile în stare umedă ; trece treptat-clar ;

Orizontul A<sub>2</sub>B, 8—15 cm ; brun (10 YR 4/3) sau brun-cenușiu (2,5 Y 5/2) în stare umedă și brun pal (10 YR 6/3) sau brun-cenușiu deschis (2,5 Y 6/2) în stare uscată ; cînd orizontul este pseudogleizat, prezintă pete roșcate-gălbui sau brun intens ; grăunțos mare sau alunar mediu, moderat definit ; agregatele structurale sunt pudrate cu grăunți albicioși de praf și nisip ; punctuațiuni ferimanganice ; trece treptat sau clar ;

Orizontul B, 20 — 70 cm ; brun-cenușiu încis, brun-gălbui încis (10 YR 4/2—4) sau oliv (5Y 5/3) în stare umedă și cenușiu-brun, brun-gălbui, brun-gălbui deschis (10 YR 5 — 6/2 — 4), cenușiu oliv deschis, oliv pal (5 Y 6/2—3) sau brun-cenușiu pînă la cenușiu deschis (2,5 Y 5 — 7/2) în stare uscată ; variantele pseudogleizate prezintă pete de culoare brun-gălbui, brun intens, galben-roșcat sau brun-cenușiu ; nuciform (poliedric angular) mediu și mare, uneori prismatic mediu și mic, slab-moderat definit ; pelicule coloidale mai mult sau mai puțin continui pe suprafața agregatelor structurale ; uneori acest orizont se subîmparte în două sau mai multe suborizonturi (B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, etc.), după criterii variate — culoare, structură, intensitate de pseudogleizare, compacitate etc. Tranziția spre materialul parental se face printr-un orizont C sau, cînd acesta lipsește, printr-un scurt orizont de tranziție, BD.

Orizontul C se găsește la adîncimi variate (50—80 cm și mai mult) și prezintă culori foarte variate : brun-gălbui încis (10 YR 4/4), cenușiu (5Y 5/1) sau brun oliv deschis (2,5Y 5/4) în stare umedă și brun-gălbui deschis (10 YR 6/4), cenușiu deschis (5Y 6/1) sau oliv pal (5Y 6/3) în stare uscată ; frecvent prezintă pete de diferite dimensiuni și intensități, precum și aglomerări de carbonați sub formă de pete, concrețiuni și vinișoare.

Solurile silvestre podzolite brune au un conținut redus de humus în orizontul A<sub>1</sub> (2,2 — 4,5 %) care scade treptat în adîncime (A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> și A<sub>2</sub>B = 1,3 — 2 % ; B = 0,5 — 1,3 %). Sub vegetație de pădure, orizontul A<sub>0</sub>A<sub>1</sub> are un conținut ridicat de humus (5 — 15 %), care scade brusc în adîncime. Conținutul de N total variază între 0,14—0,40 în orizontul (A<sub>0</sub>)A<sub>1</sub> și scade sub 0,10 % în adîncime. Raportul C : N oscilează între 13—16 în orizontul A<sub>0</sub>A<sub>1</sub> și scade treptat în adîncime (11—9, în orizontul B).

Gradul de saturăție în cationi bazici — V — variază între 50 — 60 % în orizontul A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> ; crește în adîncime (70 — 90 % în orizontul B) și uneori spre suprafață (70 — 80 % în orizontul A<sub>0</sub>A<sub>1</sub>). La solurile slab podzolite, în orizontul A<sub>1</sub>A<sub>2</sub>, gradul de saturăție în cationi bazici atinge valori de cca 75 %. Reacția solurilor descrise este acidă ; pH în orizontul A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> de 5,0 — 5,5 ; valorile pH cresc, atît în adîncime, cât și spre suprafață.

Capacitatea de schimb cationic ( $T$ ) variază între 21–34 me la 100 grame sol în orizontul  $A_1A_2$  și crește pînă la 29–34 me în orizontul B. În orizontul  $A_1A_2$  al solurilor moderat podzolite, printre cationii de schimb predomină  $H^+$  și  $Ca^{++}$ ; la solurile slab podzolite predomină net  $Ca^{++}$ .

Solurile silvestre podzolite brune prezintă o diferențiere texturală a profilului ce corespunde indicilor de 1,3–2. Indicii de diferențiere texturală reflectă de multe ori stratificarea originară a materialului parental în care se succed pe adîncimea profilului 2–3 strate cu texturi diferite (tab. 2,4).

Solurile podzolice argilo-iluviale au un profil de tip  $A_0 - A_1 - A_2 - A_2B - Bt - (C) - D$ . Se deosebesc de solurile silvestre podzolite brune prin următoarele caractere morfologice :

Orizont  $A_1$  mai deschis la culoare cu 1–2 valori, îndeosebi în stare uscată, cu structură grăunțoasă mică, slab definită, adeseori astructurat;

Orizont  $A_2$ , bine exprimat, gros de 15–25 cm, brun sau brun-ce-nușiu închis (10 YR 4/2 – 3) în stare umedă și brun foarte pal, brun-ce-nușiu deschis (10 YR 6 – 7/2 – 3) în stare uscată; frecvent astructurat, uneori aggregate grăunțoase slab definite, foarte friabile la umed; trece clar;

Orizont  $A_2B$  bine dezvoltat, 10–20 cm; brun, brun-gălbui (10 YR 4–5/3–4) în stare umedă și brun pal (10 YR 6/3) în stare uscată; alunar sau nuciform (poliedric subangular sau angular) mic și mediu, friabil la umed; pete rare ferimanganice la solurile cu textură grosieră și bobovine mici, frecvente, la cele argiloase;

Orizont B de grosimi variate (25–100 cm +); structură nuciformă (poliedrică angulară) medie, moderat definită, dură la uscare, slab dură la umed; uneori o ușoară tendință de alungire a agregatelor structurale; în unele cazuri, îndeosebi cînd solul este format pe depozite nisipoase, acest orizont apare masiv și foarte compact; pete și punctuațiuni ferimanganice îndeosebi la solurile argiloase; trece clar spre orizontul D; rareori prezintă un orizont C sau CD format din materialul mai mult sau mai puțin alterat al rocii de solificare (nisip, gresie, alternanțe marno-nisipoase etc.).

Adeseori se remarcă deosebiri în proprietățile acestor soluri în funcție de microclimatul creat de expoziția versanților. Astfel, pe versanții cu expoziție nordică și nord-estică solurile apar mai umede, mai puțin compacte și frecvent pseudogleizate; pe versanții cu expoziție sudică și sud-vestică, dimpotrivă, ele sunt mai uscate, foarte compacte și cu slabe sau inexistente fenomene de pseudogleizare.

TABELUL 2

Soil silvestru brun, moderat podzolit

Profil nr. 194, vest Lungești; versant cu expoziție estică cca 20°; pădure de *Quercus petraea*

Analizat de Niculina Bratoșin, Eugenia Iacob, P. Vasilescu

Recoltat de Camelia Rapaport

*Date analitice**Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adin- cimea in cm	Frațiuni granulometrice în %											
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argila fină (<0,001 mm)	Argila fizică (<0,01 mm)	Raportate la partea silicatică					
	Orizontul	Apă higro- scopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca %	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0–3	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	2,51	9,04	0,38	16,2		6,05	5,27				
3–24	A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	1,86	1,63	0,10	11,2		5,07	3,64				
24–35	A <sub>2</sub> Bt	3,42	1,05	0,07	9,4		5,52					
35–52	IIBt	4,58	1,10			0	5,78					
54–70	IIIC	4,74				11,3	8,06					
	Cationi de schimb											
	milivali						procente din T					
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	V %
0–3	22,46	3,84	1,02	0,41	7,12	34,85	64,4	11,0	3,0	1,2	20,4	79,6
3–24	10,95	2,08	0,39	0,24	7,53	21,19	47,2	10,7	2,0	1,2	38,9	61,1
24–35	18,68	1,83	0,53	0,31	6,15	27,50	67,9	6,7	1,9	1,1	22,4	77,6
35–52	30,71	1,89	0,68	0,42	6,20	39,90	76,9	4,8	1,7	1,1	15,5	84,4
54–70	32,11	3,81	0,58	0,87	0	37,37	85,9	10,2	1,6	2,3	0	100

*Descrierea profilului :*

- A<sub>0</sub>A<sub>1</sub>, 0–3 cm, lut mediu, cenușiu foarte închis (10YR 3/1); cenușiu închis (10YR 4/1) în stare uscată, amestecat cu o masă organică în diferite grade de descompunere; trece treptat;
- A<sub>1</sub>A<sub>2</sub>, 3–24 cm, lut mediu-lut greu, brun cenușiu închis (10 YR 4/2); cenușiu brun deschis (10 YR 6/2) în stare uscată; grăunțos foarte mic în partea superioară a orizontului și mic-mediu spre bază; moderat-slab definit, foarte friabil la umed; rădăcini fine frecvente; trece treptat;
- A<sub>2</sub>Bt, 24–35 cm, argilă ușoară, brun (10 YR 4/3); brun pal (10YR 6/3) în stare uscată; alunar, (poliedric subangular) mic și mediu, moderat definit; agregatele structurale sunt acoperite de grăunți albicioși de praf și nisip; rădăcini frecvente; trece treptat-clar;
- II Bt, 35–54 cm, argilă mijlocie, brun (10YR 4/3); brun gălbui (10YR 5/4) în stare uscată; nuciform (poliedric angular) mediu și mare; moderat definit; dur la uscare și friabil la umed; pelicule coloidale pe suprafața agregatelor structurale; trece clar-treptat;
- III C, 54–75 cm, argilă mijlocie, brun oliv deschis (2,5 Y 5/4) cu pete brune gălbui închis; oliv pal (5Y 6/3) cu pete brune gălbui în stare uscată; marmorare foarte difuză; dese pete și concrețiuni de carbonat de calciu; efervescență în masă.

Din punct de vedere al proprietăților fizico-chimice, solurile silvestre podzolice se deosebesc de cele podzolite brune prin: — conținut mai redus de humus (<1%) și de N total (<0,10 %) în orizontul podzolic A<sub>2</sub>; raport C : N mai larg în orizonturile A<sub>0</sub>, A<sub>1</sub> și A<sub>2</sub> (17–23); grad de saturatie în cationi bazici (V) mai scăzut în orizontul A<sub>2</sub> (30 – 50%); valori pH în genere mai scăzute în orizonturile argilo-eluviale ( $\leq 5$ ); predominarea, printre cationii de schimb, în orizontul A<sub>2</sub> a ionului H<sup>+</sup>; textură predominant grosieră sau mijlocie (tab. 3, 4).

**Soluri silvestre brune.** Apar fie în asociație cu solurile silvestre podzolite brune, ca de exemplu în bazinul pârâului Murătoarea Pîrscovului sau pe partea stîngă a rîului Bălăneasa, fie cu solurile dernocalcice, ca de exemplu în partea sudică a sectorului. Se formează în condiții de relief întinerit prin eroziune, pe versanți, boturi de deal sau culmi înguste, de cele mai multe ori pe depozite argiloase, carbonatice. În asociație cu solurile dernocalcice, solurile silvestre brune ocupă elementele de relief mai puțin afectate de procese de eroziune; în asociație cu solurile silvestre podzolite brune, dimpotrivă, ele ocupă elementele de relief mai expuse eroziunii. În ambele asociații solurile menționate se găsesc în strînsă interdependentă spațială, delimitarea lor în unități cartografice de sine stătătoare putînd fi cu greu realizată, chiar la scări mai mari.



TABELUL 3

*Date analitice*

Sol silvestru podzolic argilo-iluvial

Profil nr. 153, est comuna Ulmetul ; versant cu expoziție nordică cca 30° ; pădure de fag

Analizat de Niculina Bratosin, P. Vasilescu

Recoltat de Camelia Rapaport

*Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adîncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %										
	Argila (<0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argila fină (<0,001 mm)	Argila fizică (<0,01 mm)	Raportate în partea silicatică				
	Orizontul	Apă higroscopica %	Humus $C \times 1,72$ %	N total %	C : N	CO <sub>3</sub> Ca %	<0,002 mm	0,002 –0,02 mm	0,02 –0,2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0–5	A <sub>1</sub>	0,80	2,83	0,08	23,6		4,97	4,04			
5–23	A <sub>2</sub>	0,73	0,79	0,02	22,3		4,90	3,66			
23–40	A <sub>2</sub> Bt	1,53	0,77	0,02	22,7		5,07				
50–65	IIBt	0,96	0,50				5,40				
75–80	IIID	0,21				26,3	8,70				
	Cationi de schimb										V %
	milivali						procente din T				
	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>
0–5	3,57	0,63	0,25	0,18	3,85	8,48	42,1	7,5	3,0	2,1	45,3
5–23	1,75	0,31	0,19	0,16	4,38	6,79	25,8	4,6	2,8	2,4	64,4
23–40	5,32	0,60	0,29	0,20	5,61	12,0	44,2	5,0	2,4	1,7	46,7
50–65	15,24	1,29	0,40	0,27	5,56	22,76	66,9	5,7	1,8	1,2	24,4
											75,6



*Descrierea profilului :*

- A<sub>0</sub>, 1–0 cm, litieră discontinuă.
- A<sub>1</sub>, 0–5 cm, nisip lutos, brun cenușiu închis (2,5Y 6/2); cenușiu brun deschis (2,5Y 6/2) în stare uscată; împislit de o densă rețea de rădăcini fine și hife de ciuperci; trece clar;
- A<sub>2</sub>, 5–23 cm, nisip lutos, brun gălbui închis (10YR 4/4); brun foarte pal (10YR 7/4) în stare uscată; astructurat; dese rădăcini lemnoase; trece treptat;
- A<sub>2Bt</sub>, 23–40 cm, lut ușor, brun gălbui închis 10YR 4/4); brun gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată; alunar (poliedric mic, subangular) moderat definit; foarte friabil la umed; rădăcini frecvente; trece treptat;
- II Bt, 40–70 cm, lut mediu, brun gălbui (5YR 4/8); nuciform (poliedric angular) mic și mediu, moderat definit; friabil la umed; pete negre manganice; pelicule coloidale continui pe suprafața agregatelor structurale; trece net;
- III D, 70–90 cm, nisip legat, cenușiu (10YR 6/1); cenușiu deschis (10YR 7/2) în stare uscată; blocuri de gresie, mai mult sau mai puțin alterată; efervescentă în masă.

În condițiile sectorului studiat, solurile silvestre brune se formează, în majoritatea cazurilor, prin reîntălenirea orizonturilor argilo-iluviale ale solurilor silvestre podzolite brune sau podzolice argilo-iluviale, apărute la zi ca urmare a îndepărțării prin eroziune a orizonturilor lor argilo-eluviale. Mai rar, se formează prin regredarea solurilor slab podzolite, după îndepărțarea învelișului vegetal lemnos și instalarea unui bogat înveliș erbaceu care favorizează intensificarea proceselor de bioacumulare.

Solurile silvestre brune au un profil de tip A—(B) — C—D. Orizontul A, gros de 20–30 cm, brun sau brun-cenușiu închis (10 YR 4/2<sup>-3</sup>) în stare umedă; are o structură grăunțoasă mică și medie, frecvent colțurată, moderat sau clar definită, friabilă la umed; trece treptat;

Orizont (B), gros de 30–50 cm, brun-cenușiu închis (2,5 Y 4/2) sau brun pal (10 YR 6/3) la umed, adeseori cu pete cenușiu-brune sau brun-gălbui închis; alunar (poliedric subangular) slab sau moderat exprimat; trece clar;

Orizontul C apare la adâncimea de 60–80 cm; conține bogate neoformațiuni carbonatice sub formă de vinișoare, pete și concrețiuni mici dure.

Conținutul de humus în orizontul A este relativ redus (2,5–3,5 %); scade brusc în orizontul B (<1%).

Solurile silvestre brune sunt, de regulă, argiloase (<0,002 mm = 35 – 55 %); nu prezintă, în mod obișnuit, diferențiere texturală, indicele de diferențiere întreținând rareori valoarea de 1,2. Sunt soluri saturate în cationi bazici (V >75 %); au reacție neutră (pH=7).



**Rendzine.** Se găsesc la nord de pîrîul Trestia, în jurul satelor Izvoru, Malu Alb, mai puțin în sectorul Odăile. Sporadic apar în sud-vestul sectorului. Apar de asemenea în asociație cu solurile pseudorendzinice.

Existența acestor soluri în regiunea studiată este legată de ivirea la zi a tufurilor vulcanice și gipsurilor caracteristice formațiunilor helvețiene. Ele se găsesc exclusiv în condiții de relief accidentat (alt. abs. 400–600 m), acolo unde eroziunea a permis ivirea la zi a rocilor amintite. Sunt situate, în genere, pe culmile înguste ale dealurilor și, mai puțin, pe boturi de deal.

În grupa rendzinelor au fost incluse soluri cu profil scurt de tip A—AD—D. În genere fac efervescentă cu HCl diluat chiar de la suprafață și conțin numeroase fragmente de rocă. Mai rar se întâlnesc rendzine slab levigate în care se conturează un scurt orizont B sau AB, care conține de asemenea fragmente de rocă dură. Grosimea acestor soluri nu depășește, de regulă, 50 cm.

**Pseudorendzine și pseudorendzine gleizate** (soluri negre foarte humifere sub finețe umede). Pseudorendzinele se găsesc cu precădere în bazinul inferior al rîului Bălăneasa și în bazinul superior al pîrîului Murătoarea. Pseudorendzinele levigate, ca tip de sol dominant, au fost delimitate numai în bazinul superior al pîrîului Murătoarea (pe stînga acestuia). În rest, ele apar în asociație fie cu rendzine (pe dreapta pîrîului Murătoarea, în bazinul său superior), fie cu soluri dornocalcice (în sudul și estul bazinului rîului Bălăneasa). Sporadic, apar alături de soluri silvestre cenușii închise și de pseudorendzine gleizate (în special în bazinele de recepție ale unor vîlcele și văi).

Repartiția acestor soluri intrazonale este legată de apariția la zi a faciesului argilo-marnos aparținînd predominant formațiunilor geologice helvețiene-burdigaliene și mai puțin a celor ponțiene, meoțiene și tortoniene. Se formează pe alternanțe de marne, argile și strate fine de nisip sau pe alternanțe de depozite argilo-marnoase (argile ușoare, mijlocii sau grele) aparținînd formațiunilor amintite. Datorită existenței rocilor friabile menționate, adeseori stratificate, în aria de repartiție a acestor soluri relieful este puternic fragmentat, intens modelat de variate procese de pantă. Pseudorendzinele și pseudorendzinele gleizate se găsesc la altitudini de 300–600 m, pe versanți cu diferite înclinări și expoziții, de cele mai multe ori afectate de alunecări, pe culmi lățite și în bazinete de recepție (găvane). În aceste condiții, pseudorendzinele ocupă formele pozitive de relief cu drenaj satisfăcător, în timp ce pseudorendzinele gleizate sunt localizate îndeosebi în formele negative de relief cu drenaj împiedicat. Acestea din



TABELUL 4

Date fizico-chimice ale solurilor silvestre din bazinul râului Bălăneasa (Subcarpații Buzăului)

Analisti: Lidia Balaban, Florica Popescu, Eugenia Iacob, Hareta Mac, Marcela Vasilescu, P. Vasilescu

Oriz.	Adinc. cm	Apa higr. %	Fracțiuni granulometrice în %												pH		Cationi de schimb								V%							
			Recalculat la partea silicatică															Miliechivalenți-gram la 100 g				Procente din T										
			<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm	<0,002 mm	0,002– 0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm	Humus %	N total	C:N	CO <sub>3</sub> Ca	H <sub>2</sub> O	KCl	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
Profil 267, Sol silvestru cenușiu închis : NE comuna Pîrscova ; cultivat																																
A <sub>1</sub>	0–15	3,7	28,8	20,9	44,4	1,4	25,2	40,8	30,2	21,9	46,5	1,4	26,4	42,7	3,73	0,18	14,2		7,63	6,45	24,61	3,28	0,44	0,30	2,14	30,77	80,0	10,6	1,4	1,0	6,9	93,1
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	20–30	3,1	29,2	21,6	42,7	1,9	25,6	42,3	30,6	22,6	44,8	2,0	26,8	44,3	3,63	0,17	14,3		6,51	5,17	19,60	3,56	0,27	0,35	5,23	29,01	67,6	12,3	0,9	1,2	18,0	82,0
A <sub>2</sub> B	35–50	2,7	26,6	23,8	43,5	2,2	23,2	40,7	27,6	24,8	45,3	2,3	24,1	42,3	2,92	0,13	15,5		6,30		16,00	2,43	0,20	0,81	6,84	26,28	61,0	9,2	0,8	3,1	25,9	74,1
B <sub>1</sub> t	60–80	4,6	39,7	17,7	38,0	1,1	36,1	50,3	41,1	18,3	39,4	1,2	37,4	52,2	3,12			0,1	6,16		20,50	3,78	0,28	1,57	10,02	36,15	56,7	10,5	0,8	4,3	27,7	72,3
C	120–140	4,3	39,2	21,9	25,3	0,8	35,9	54,0	44,9	25,1	29,0	1,0	41,1	61,8			12,7															
Profil 109, Sol silvestru brun slab podzolit, Muchea Dulcești ; pădure de <i>Fagus sylvatica</i>																																
A <sub>1</sub>	0–18	2,1	22,0	22,2	52,2	1,8	18,2	34,6	22,6	22,7	53,4	1,3	16,7	35,4	2,74	0,10	19,5		6,07	4,83	13,75	3,70	0,71	0,21	3,83	32,20	61,7	16,7	3,2	0,9	17,5	82,5
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	20–35	2,9	29,9	19,2	49,4	0,9	27,0	41,5	30,1	19,3	49,7	0,9	27,2	41,7	1,08	0,05	16,2		5,29	3,70	9,58	3,60	0,34	0,18	6,40	20,10	47,7	17,9	1,7	0,9	31,8	68,2
Bt	45–65	4,4	30,8	18,4	50,0	0,7	27,8	41,8	30,8	18,4	50,0	0,8	27,9	41,8	0,54		0,0	5,36		17,68	5,82	0,56	0,29	5,74	30,09	58,9	19,8	1,9	1,0	18,4	81,5	
II B	90–110	4,5	42,3	29,3	26,7	0,5	35,6	61,2	42,8	29,6	27,1	0,5	36,0	61,9			0,5															
Profil 232, Sol silvestru brun moderat podzolit ; Dealul Ciufului ; pădure de <i>Quercus petraea</i>																																
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	4–24	3,3	42,2	29,3	25,1	0,6	35,3	61,9	43,4	30,2	25,8	0,6	36,3	63,7	2,77	0,14	13,5		4,95	3,65	12,27	2,11	0,59	0,49	11,81	27,27	45,0	7,7	2,2	1,8	43,3	56,7
B <sub>1</sub> t	24–42	4,3	53,9	27,1	17,1	0,3	47,8	71,9	54,7	27,6	17,4	0,3	48,6	73,0	1,45	0,09	11,5		5,19	3,55	15,10	3,46	0,72	0,65	9,36	29,38	51,6	11,8	2,5	2,2	31,9	68,1
B <sub>2</sub> t	42–53	4,7	54,5	28,8	14,9	0,4	48,3	73,1	55,3	29,2	15,1	0,4	49,0	74,2	1,32		6,15	4,55	28,47	4,43	0,74	0,68	4,89	40,21	73,3	11,0	1,8	1,7	12,2	87,8		
C	60–75	3,5	44,0	29,4	14,0	0,2	36,4	62,8	50,2	33,6	16,0	0,2	41,6	71,8			10,7	8,25	23,10	3,00	0,47	1,08	0	27,65	83,5	10,9	1,7	3,9	0	100		
Profil 152, Sol silvestru brun, moderat podzolit Poiana Stoenei ; pădure de <i>Quercus petraea</i>																																
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	0–18	2,0	20,1	16,5	56,1	1,1	16,8	29,5	21,4	17,6	59,8	1,2	17,4	31,4	4,6	0,25	12,4		5,2	4,19	10,72	2,16	0,21	0,56	8,25	21,80	48,9	9,9	0,9	2,6	37,7	62,2
A <sub>2</sub> B	20–32	2,2	24,4	15,2	58,3	0,7	21,3	32,4	24,7	15,4	59,1	0,8	21,6	32,8	1,1	0,06	11,8		5,5	3,87	10,68	2,04	0,37	0,66	4,97	18,72	56,2	10,2	2,0	3,5	26,1	73,9
Btg	48–60	4,5	42,7	22,5	33,6	0,9	38,1	56,5	42,8	22,6	33,7	0,9	38,2	56,7	0,5	0,03	10,0		5,9		23,60	2,89	0,63	0,56	3,88	31,56	74,5	9,1	2,0	1,8	12,6	87,4
III D	90–110	5,6	54,3	26,0	6,8	0,3	46,6	74,3	62,1	29,8	7,8	0,3	53,3	85,0			11,9	8,1			33,08	3,54	0,66	0,89	0	38,17	86,7	9,3	1,7	2,3	0	100
Profil 96, Sol silvestru podzolic argilo-iluvial ; SW comuna Nucu, pădure de <i>Fagus sylvatica</i>																																
A <sub>1</sub>	0–15	1,2	9,2	12,5	68,1	5,5	7,6	16,7	9,6	13,1	71,5	5,8	8,0	17,6	4,8	0,19	17,4		4,8	3,95	4,91	0,93	0,29	0,22	6,10	12,45	39,5	7,5	2,3	1,8	48,9	51,1
A <sub>2</sub>	15–25	1,0	9,8	12,4	69,4	6,4	8,7	17,5	10,0	12,7	70,8	6,5	8,9	17,9	1,9	0,08	16,1		5,2	4,09	3,26	0,57	0,21	0,08	3,61	42,2	7,73	42,2	1,0	46,7	53,3	
A <sub>2</sub> B	30–45	1,1	17,0	13,6	63,2	5,2	14,1	25,5	17,2	13,7	63,8	5,3	14,2	25,8	0,6	0,03	12,9		5,4	3,86	4,09	1,12	0,15	0,21	5,57	11,06	37,0	10,1	1,3	1,9	49,7	50,3
B <sub>1</sub> t	70–85	3,0	32,8	13,8	48,7	4,3	30,1	41,8	32,9	13,9	48,9	4,3	30,2	41,9	0,3		5,1		6,77	3,87	0,43	0,31	8,86	20,24	33,4	19,1	2,1	1,6	43,8	56,2		
B <sub>2</sub> t	100–115	2,9	30,8	13,6	51,0	4,4	27,8	39,9	30,8	13,6	51,1	4,5	27,9	39,9			0	5,2			6,90	4,01	0,36	0,34	8,61	20,22	34,1	19,8	1,8	1,7	42,6	57,4

urmă se mai întlnesc în treimea inferioară a versanților unde apar frecvent izvoare de coastă, precum și de-a lungul unor mici văi torențiale.

În marea lor majoritate, solurile menționate sunt utilizate pentru pășuni și finețe în care predomină *Festuca valesiaca*, *F. pseudovirga*, *F. sulcata*, *Agrostis tenuis*, *Botriochloa ischaemum*, *Cyrsium arvense*, *Plantago lanceolata*, *Euphorbia cyparissias* și altele. Pe alocuri sunt folosite pentru livezi și culturi agricole.

În cuprinsul sectorului studiat pot fi întlniți toți termenii de evoluție ai pseudorendzinelor, de la stadiul de pseudorendzină carbonatică, pînă la cel de pseudorendzină intens levigată. Condițiile bio-climaticice arătate mai sus favorizează levigarea carbonaților și deci formarea unor stadii de evoluție mai înaintate. În condițiile de relief intens fragmentat, afectat de procese de eroziune actuală, predomină însă pseudorendzinele tipice, carbonatice și slab levigate, deci stadiile mai tinere de evoluție.

Pseudorendzinele tipice prezintă un profil de tipul A—AB—AC—C.

Orizontul A, 18—25 cm; negru sau cenușiu foarte închis (10 YR 2—3/1) în stare umedă, cenușiu închis sau brun-cenușiu închis (10 YR 3—4/1—2) în stare uscată; grăunțos mediu, mai rar mare, colțurat, clar definit; trece treptat într-un orizont AB, de obicei de aceeași culoare cu orizontul A, uneori însă mai deschis și cu pete difuze de nuanță mai închisă decit cea a fondului, cu structură nuciformă (poliedrică angulară) mică și medie, moderat definită. Uneori orizontul A trece treptat într-un orizont AC, brun-gălbui închis (10 YR 4/4) la umed, cu numeroase pete mai închise la culoare provenite prin scurgerea materialului din orizontul superior pe crăpăturile care se formează în perioada secetoasă a anului; efervescentă locală, de regulă pe materialul mai deschis la culoare; trece treptat în orizontul C, foarte bogat în neoformațiuni carbonatice sub formă de cuiburi făinoase și concrețiuni mici dure; acest orizont are un colorit pestriț-galben, oliv, cenușiu.

Pseudorendzinele carbonatice au același tip de profil; fac însă efervescentă de la suprafață sau în jumătatea superioară a orizontului A.

Pseudorendzinele slab levigate se deosebesc de solurile descrise prin existența unui scurt orizont de tranziție B sau AB, gros de 20—30 cm, invadat cu humus fie pe întreaga grosime, fie doar în partea lui superioară, cu structură nuciformă (poliedrică angulară), moderat definită; în stare uscată acest orizont este foarte compact și prezintă fisuri care ajung pînă la suprafață.

Pseudorendzinele moderat și intens levigate prezintă un orizont A puternic (30—45 cm) și un orizont B clar individualizat; carbonații se găsesc la 100—150 cm, sau chiar mai în adîncime.



TABEL

*Date fizico-chimice privind solurile pseudorendzinice din  
Analisti: Elena Bugeag, Elena Boban, Lidia Balaban, P. Vasilescu*

Oriz.	Adinc. cm	Apa higr. %	Fractii granulometrice in %								Recalculat la partea silicatica							
			< 0,002 mm	0,002 – 0,02 mm	0,02 – 0,2 mm	0,2 – 2 mm	< 0,001 mm	> 0,01 mm	< 0,002 mm	0,002 – 0,02 mm	0,02 – 0,2 mm	0,2 – 2 mm	< 0,001 mm	> 0,01 mm	< 0,002 mm	0,002 – 0,02 mm	0,02 – 0,2 mm	0,2 – 2 mm
Profil 301, Pseudorendzină slab levigată ;																		
A	0–20	4,5	42,6	23,0	31,8	0,4	38,7	56,7	43,6	23,5	32,5	0,4	38,7	56,7				
AB	20–40	4,9	46,9	21,1	31,5	0,1	42,5	60,1	47,1	21,2	31,6	0,1	42,5	60,1				
C	50–70	4,7	44,4	30,8	9,8	0,1	40,7	63,4	52,2	36,2	11,5	0,1	40,7	63,4				
Profil 91, Pseudorendzină slab levigată ;																		
A	0–25	4,1	41,2	21,9	30,7	1,7	37,2	54,6	43,1	22,9	32,2	1,8	39,0	57,2				
AB	30–50	4,7	48,3	24,6	23,5	1,1	42,5	64,1	49,5	25,3	24,1	1,1	43,6	65,7				
C	60–80	4,4	46,3	29,3	8,3	0,2	40,2	65,1	55,0	34,8	9,9	0,3	47,7	77,4				

În unele cazuri orizontul A al solurilor pseudorendzinice este acoperit de un strat de culoare deschisă (brun, brun-gălbui) format din material deluvial-coluvial transportat și depus în condiții favorabile de relief și microrelief. Alteori, sub pseudorendzina tipică apare îngropat un al doilea profil de pseudorendzină; aceasta datorită frecvenței alunecărilor în aria de repartiție a acestor soluri. Sunt cazuri cînd soluri cu profil tipic de pseudorendzină slab sau moderat levigată fac efervescență de la suprafață (pe o grosime de 20–40 cm), fapt pus pe seama aportului de carbonați transportați de apele de șiroire și proveniți din rocile carbonatice sau din orizontul C al solurilor intens erodate din partea superioară a versanților sau de pe culmile înguste.

Pseudorendzinele gleizate prezintă caractere morfologice asemănătoare cu cele ale pseudorendzinelor. Se deosebesc de acestea însă prin existența la baza profilului de sol a fenomenelor de gleizare. Uneori au un orizont humifer gros, de cca 60 cm, sau chiar mai mult. Sunt soluri intens levigate; în unele cazuri orizontul superior este secundar carbonatat, ca și în cazul pseudorendzinelor.

Pseudorendzinele au un conținut de humus în orizontul A de 2,8–4%; în orizontul AB, B sau AC conținutul de humus scade la 1,6–2,5 iar în orizontul C-sub 1%. Cantitatea relativ redusă de humus, față de cea menționată în literatura de specialitate pentru aceste soluri (6–8–12%) poate fi explicată prin stadiul de tinerețe a acestor soluri. Cantitatea de N



## LUL 5

*bazinul râului Bălăneasa (Subcarpații Buzăului)*

Hu-mus %	N Total %	C : N	Carb. %	Cationi de schimb										V %		
				pH H <sub>2</sub> O	Miliechivalenți						Proccente din T					
					Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>+</sup>	Mg <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	
NNE Com. Pîrscova ; cultivat																
2,8	0,14	13,6		7,2	32,25	4,25	0,26	0,46	4,87	42,1	76,6	10,1	0,6	1,1	11,6	88,4
1,6	0,09	11,7		6,0	24,45	6,45	0,32	0,46	5,52	37,1	65,7	17,4	0,9	1,2	14,8	85,1
0,6	0,05	8,4	13,9	8,2	19,35	9,72	0,47	0,53	0	30,1	64,4	32,2	1,6	1,8	0	100
E Comuna Odăile ; livadă și fineață																
3,4	0,20	11,6		6,9	28,94	5,51	0,87	0,98	3,00	39,3	73,7	14,0	2,2	2,5	7,6	92,4
2,1	0,13	10,7	0,1	7,5	31,01	7,01	0,94	1,04	2,45	42,4	73,1	16,5	2,2	2,4	5,8	94,2
0,8	0,08	7,1	14,8	8,2	22,45	5,88	0,64	0,85	0	29,8	75,3	19,7	2,2	2,8	0	100

total este de 0,14–0,20 % în orizontul A și scade la 0,9–0,13 % în orizonturile infericăre. Raportul C : N variază între 11,5–13,5 în orizontul A. Sunt soluri saturate în cationi bazici ( $V = >80\%$ ) și au reacție neutră sau slab alcalină ( $pH > 7$ ). Au textură fină (argila  $<0,002$  mm = 45–55%). Solurile menționate nu prezintă, de regulă, diferențiere texturală; uneori apare evidentă însă stratificarea materialului pe care s-au format aceste soluri. Capacitatea de schimb cationic (T) este de 40–45; printre cationii de schimb predomină net  $Ca^{++}$  (65–75%) (tab. 5).

**Soluri dernocalcice**<sup>4</sup>. Sub această denumire au fost grupate soluri tinere formate în zona solurilor silvestre, având profil de tipul A—AC—C—D. Ele apar exclusiv în condiții de relief tînăr, fragmentat, pe versanți și culmi înguste, pe care procesele de eroziune au fost stăvilate temporar prin instalarea unei vegetații erbacee de pajîște. Reînțelenirea solurilor puternic erodate duce la conturarea unui orizont A și la acumularea unei cantități de humus care asigură formarea unei structuri grăunțoase, moderat definită. Aceste soluri se formează pe depozite carbonatice de textură variată, predominant fină. În timp, ele pot evoluă fie spre soluri silvestre brune, fie spre soluri pseudorendzinice. Prin degradarea terenului ele trec din nou în stadiul de regosol, din care evoluează de cele mai multe ori. În

<sup>4</sup> În literatura de specialitate aceste soluri mai sunt cunoscute sub denumirea de soluri brune tinere de înțelenire, carbonatice, soluri bălăne de coastă, etc.



acest fel, solurile dernocalcice pot fi considerate drept soluri tinere reprezentând stadii intermediare de evoluție între regosoluri și tipurile zonale și intrazonale amintite. Aceasta explică larga răspândire a acestor soluri în regiune, fie în unități separate, fie în asociație cu solurile silvestre brune sau cu pseudorendzinele.

Solurile dernocalcice prezintă un orizont A, gros de 18–25 cm, cenușiu foarte închis (10 YR 3/1) sau brun-cenușiu (2,5 Y 4/2) în stare umedă; grăunțos mare și mediu, colțurat, moderat definit; face efervescență de la suprafață, în cuprinsul orizontului A sau la baza acestuia; trece treptat spre orizontul AC, gros de 10–15 cm, cenușiu foarte închis (10 YR 3/1), uneori cu pete de culoare mai deschisă (10 YR 4/4), în stare umedă; orizontul C apare la adâncimi de 40–55 cm; este oliv (5Y 4/4) cu pete brun oliv (2,5 Y 4/4) în stare umedă și galben pal (5Y 7/3), cenușiu deschis (10 YR 7/2) sau oliv (5Y 4/3) în stare uscată; are un conținut bogat de carbonați care apar distribuții difuză în masa solului sau ca vinișoare și mici concrețiuni.

**Regosoluri.** Sunt soluri azonale, aflate în stadii incipiente de evoluție, formate pe depozite detritice neconsolidate, carbonatice sau fără carbonați (argile, marne, luturi, nisipuri sau alternanțe ale acestora).

În condițiile regiunii studiate, aceste soluri sunt larg răspândite pe culmi înguste de deal sau pe versanți puternic înclinați, neprotejați de un înveliș vegetal, erbaceu sau lemnos încheiat, cu intense procese de eroziune.

În profilul acestor soluri, de tip AO—(AD)—C—D, nu se remarcă vreunul din caracterele specifice solurilor zonale sau intrazonale în arealul căror se găsesc.

**Procese de eroziune.** În cadrul unităților cartografice separate pe harta de soluri (pl. II) au fost incluse tipurile dominante, zonale sau intrazonale și asociatiile dominante de soluri.

După cum se vede din harta de soluri, răspândirea largă a regosolurilor, alături de solurile zonale și intrazonale, trădează existența unor active procese de eroziune. Tendința de adâncire a nivelului de bază al rîului Bălăneasa, în funcție de nivelul de bază al rîului Buzău, compoziția litologică a depozitelor de suprafață (roci neconsolidate de rezistență variată), despăduririle masive din trecut (regiunea este una dintre cele mai vechi centre populate) constituie numai cîteva dintre cauzele care au declanșat procesele de eroziune.

Dacă harta de soluri dă o imagine de ansamblu asupra răspândirii eroziunii de suprafață, harta proceselor de modelare a reliefului prezintă principalele aspecte ale eroziunii de adâncime (pl. I).



Cu ocazia studiilor pedologice efectuate pe teren s-a remarcat, că în regiunea studiată predomină eroziunea de suprafață puternică și excesivă asociată cu diferite forme ale eroziunii de adâncime (de la șanțuri de șiroire pînă la ravene puternice și alunecări de mare amploare). Eroziunea slabă și moderată este limitată, în genere, la suprafețele împădurite sau la anumiți versanți cu înclinare slabă. Materialul erodat este transportat în lunci sau la baza versanților.

Observațiile efectuate pe teren, și în special cele referitoare la învelișul de sol, procesele de eroziune și la modul de folosință, permit o împărțire a regiunii studiate în unități pedo-geografice. Criteriile care stau la baza separării unităților pedo-geografice sunt legate însă de întregul complex de factori care caracterizează un peisaj geografic: geologie și litologie, relief, vegetație și mod de folosință, soluri și intensitatea proceselor de eroziune (pl. III).

Acstea unități se caracterizează printr-o anumită îmbinare a factorilor susmenționați, ceea ce le conferă un specific determinat al peisajului; nota dominantă a unității este dată de predominarea unuia sau altuia dintre factorii luați drept criteriu de caracterizare.

**Unități pedo-geografice. I. Pădurea Ursoaia. Amplasare.** Unitatea se află situată în sud-vestul bazinului rîului Bălăneasa; ea cuprinde de asemenea bazinele unor văi afluente ale rîului Buzău (văile Ursoaia și Neacși).

*Geologie, litologie.* Predomină depozitele sarmațiene; în sud și sud-vest apar depozite meotiene. Local, în extremitatea nordică, se întlnesc depozite tortoniene. Faciesul nisipo-grezos sarmățian apare, în genere, pe cotele înalte, în treimea superioară a versanților și pe boturile de deal ce coboară din culme; în rest, predominant formațiunile marnoase sau marno-nisipoase.

*Relief.* Dealuri evolute pe structură complexă (anticlinal și sinclinal). Culmi înguste cu șei și mameleoane; cote maxime: 600–700 m, în partea de vest, 400–600 m, în estul unității. Versanți relativ lini și boturi de deal largi în partea de sud și est; versanți abrupti și boturi de deal înguste, în vest. Relief cu cueste pe versantul stîng al văii Rușavățu. Energia de relief maximă de cca 300 m.

*Soluri.* Predominant soluri silvestre podzolite brune, cu sau fără pseudoglei și soluri silvestre podzolice argilo-iluviale. Local, soluri silvestre brune și regosoluri.

*Eroziune.* Culmile înguste și boturile de deal, în special spre marginile pădurii, și pantele de eroziune ale cuestelor sunt afectate de eroziune de suprafață în diverse stadii. Văile principale sunt ravinatе.

*Mod de folosință actual.* Pădure de amestec : *Quercus petraea* (predominant), *Acer campestre*, *Populus* sp., *Tilia* sp.; *Fagus silvatica* apare în treimea inferioară a versanților cu diferite expoziții și, masiv, pe unii versanți cu expoziție nordică. Sporadic, în sud și est apar exemplare de *Quercus pubescens* și *Cotinus coggygria*. Înveliș erbaceu : *Poa nemoralis* var. *angustifolia*, *Luzula albida*, *Cytisus* sp., *Carex* sp., *Genista tinctoria*, și.a. Vegetația lemnoasă, care a determinat formarea și păstrarea unui înveliș de sol relativ omogen și frânarea proceselor de eroziune, reprezintă caracterul distinctiv al unității.

*Mod de folosință optim.* Pădure.

II. *Pietraru - Pîrscov - Bădila. Amplasare.* Sudul bazinului rîului Bălăneasa, de o parte și alta a acestuia. La vest de rîul Bălăneasa această unitate înconjură unitatea I. Cuprinde aproximativ teritoriile satelor Punga, Valea Roatei, Pietraru, Nistorești, Ciocănești, Tocileni, Lunca Frumoasă, Pîrscov, Păliciu, Bădila, Robești și Oleșești.

*Geologie, litologie.* Formațiuni de vîrstă variată : miocene (Burdigalian-Helvetian) și pliocene (Meotian, Pontian, Dacian). Caracteristic pentru această unitate este predominanța depozitelor de suprafață marnoase sau marno-argiloase. Excepție fac depozitele de suprafață ale Dacianului, nisipoase sau nisipo-lutoase. Iviri locale de gipsuri și tufuri vulcanice.

*Relief.* Unitatea corespunde parțial cu depresiunea de eroziune Pîrscov (în sud) și cu extremitatea sudică a depresiunii de anticlinal Trestia-Odăile. Relieful prezintă culmi și boturi de deal în genere rotunjite; versanți prelungi și relativ lini. În nord-vestul unității (nord de pădurea Ursoaia) se remarcă găvane largi separate de culmi înguste, ușor bombate. Altitudini absolute, 300–500 m. Energie maximă de relief, 200–250 m.

*Soluri.* Predominant pseudorendzine alături de soluri dernoalcice și regosoluri. Local, soluri silvestre brune și podzolite brune (la sud de pădurea Ursoaia), soluri silvestre cenușii (în jurul comunei Pîrscov) și pseudorendzine gleizate (în elementele negative de relief ale întregii unități).

*Eroziune.* Predomină alunecările de teren. Eroziunea de suprafață moderată și puternică afectează culmile înguste și boturile de deal. Eroziunea excesivă, proprie unor sectoare ca Valea Bobului, Valea Roatei,



Dealul Muchea Mare, este asociată cu forme ale eroziunii de adâncime-ravene, prăbușiri, trepte etc.

*Mod de folosință actual.* Păsuni, în genere degradate (Punga, Pietrele, Ciocănești), finețe satisfăcătoare și livezi de pomi fructiferi (Valea Roatei, Pietraru, Bădila, Păliciu); local, culturi agricole. Vegetația ierboasă a pajiștilor : *Festuca pseudovina*, *F. sulcata*, *F. valesiaca*, *Stipa* sp., *Botriochloa ischaemum*, etc.

*Mod de folosință optim.* Același mod de folosință, cu aplicarea lucrărilor de ameliorare a păsunilor existente; limitarea suprafețelor luate în cultură la versanții cu înclinare slabă.

**III. Bălănești – Ulmetul. Amplasare.** Bazinul mijlociu al rîului Bălăneasa, pe ambele lui părți. Cuprinde aproximativ teritoriile satelor Tulburea, Chilia, Bălănești, Valea Epei, Cocirceni, Ulmetul, Fața lui Nan, Geambașu, Bozioru, Posobești, Odăile.

*Geologie, litologie.* Predomină exclusiv formațiuni sarmatiene. Faciesul litologic nisipo-grezos se situează pe cotele înalte, în treimea superioară a versanților. Alternanțele de marne, nisipuri și gresii sau intercalăriile marnoase sunt localizate pe formele depresionare, îndeosebi în partea inferioară a versanților.

*Relief.* Dealuri de sinclinal (sinclinalul Bălănești). Inversiune de relief, dealuri înalte condiționate de constituția litologică (roci consolidate, rezistente la eroziune). Caracteristică este prezența formelor structurale. Relief de cueste, cu pante de eroziune puternic înclinate și pante structurale mai liniștite, cu direcție diferită datorită variației înclinării stratelor și direcției lor. Mai apar în cadrul unității largi bazine de recepție, separate prin culmi înguste. Frecvent, creste cu roca la zi și abrupturi; relief în genere frămîntat. Altitudini absolute maxime de 750–800 m. Energie de relief — 300 m.

*Soluri.* Predomină solurile silvestre podzolice argilo-iluviale și solurile silvestre podzolite brune. Întinse suprafețe sunt de asemenea acoperite de soluri dero-nocalcice și regosoluri.

*Eroziune.* Predominant eroziune de suprafață, puternică și excesivă. Eroziunea de adâncime de mare amploare și variație, pînă la stadiul de badland caracterizează îndeosebi sectoarele Odăile-Posobești, Tulburea, Chilia, Valea Epei, Ulmetul. Eroziunea slabă și moderată se reduce la suprafețele împădurite sau defrișate recent. Alunecări frecvente și eroziune de suprafață moderată sunt specifice sectoarelor depresionare.

*Mod de folosință actual.* Păduri de *Quercus petraea* în amestec cu *Fagus silvatica*, *Tilia* sp., *Fraxinus excelsior*, *Acer campestre*, *Ulmus foliacea*,



*Fraxinus ornus, Corylus avelana, Cornus mass*, etc. Pășuni și finețe în genere degradate se găsesc îndeosebi în vestul și nord-estul unității. Apar de asemenea livezi slab dezvoltate și sporadic suprafete cultivate (randament scăzut).

*Mod de folosință optim.* Păduri și pajiști.

**IV. Valea Banului-Colinițiru. Amplasare.** Bazinul mijlociu al râului Bălăneasa, pe stînga acestuia în bazinul hidrografic al pîrului Murătoarea (pe partea dreaptă). Cuprinde aproximativ teritoriile satelor Cozieni, Valea Banului, Serari, Ungureni, Valea Ștefanului.

**Geologie, litologie.** Predominant formațiuni sarmațiene cu facies de suprafață marnos și mai rar facies marno-grezos cu extindere masivă a marnelor. Izvoare sărate legate de fală de pe Valea Ștefanului.

**Relief.** Zonă depresionară, corespunzătoare parțial cu depresiunea Trestia—Odăile. Găvane largi separate de culmi înguste; versanți lini și boturi de deal largi, teșite, în partea de nord. Spre sud, relief mai accentuat, cu versanți mai puternic înclinați și mici bazinete de recepție ale afluenților pîrului Murătoarea sau ai rîului Bălăneasa. Cotele maxime 450—500 m. Energie de relief, 150—200 m, mai mare în sud.

**Soluri.** Predominant soluri pseudorendzinice și soluri dernocalcice. Local, soluri silvestre brune și cenușii. Larg răspândite sunt de asemenea regosolurile.

**Eroziune.** În partea de nord predomină eroziunea de suprafață moderată și puternică, în cea mai mare parte stabilizată; frecvențe alunecări stabilizate. În partea de sud, eroziune de suprafață puternică și excesivă; eroziunea de adîncime este reprezentată prin ogașe, sănături de șiroire și frecvențe alunecări nestabilizate, în special în treimea inferioară a versanților și în bazinetele de recepție.

*Mod de folosință actual.* Pășuni (degradate), finețe și livezi.

*Mod de folosință optim.* Finețe și livezi. Local, în sud, pășuni.

**V. Trestia—Dulcești. Amplasare.** Bazinul mijlociu al rîului Bălăneasa; unitatea este situată în bazinul hidrografic al pîrului Murătoarea (afluenții de pe stînga acestuia). Cuprinde aproximativ teritoriile satelor Trestia, Dulcești, Corneau, Izvoru, Gloduri, Colțeni.

**Geologie, litologie.** Formațiuni de vîrstă variată: Helvețian-Burdigalian, Tortonian, Sarmațian, Meotian, care se succed de la nord la sud. În toate aceste formațiuni depozitele de suprafață sunt formate din alternanțe de marne și gresii. Sporadic apar tufuri vulcanice și gipsuri. Între Trestia și Gloduri, regiune faliată; în legătură cu aceasta apar manifestări saline și vulcani noroioși.

*Relief.* Relief complex ; corespunde în general cu dealuri înalte dezvoltate pe flancuri de anticlinal (Dilma) și cu depresiunea de anticlinal Trestia-Odăile. Această unitate constituie de fapt, împreună cu unitatea IV, o largă zonă depresionară — Culoarul Murătoarei — dezvoltată în lungul unui anticlinal ; se situează astfel în raport invers cu structura. Culmile foarte înguste ale dealurilor au înălțimi maxime de 600—650 m ; altitudinile medii se mențin însă în jurul valorilor de 400—500 m. Verșanții sunt mai abrupti în treimea lor inferioară. La obîrșia văilor se găsesc bazine de recepție cu relief mai domol. Energia de relief, 200—250 m.

*Soluri.* Soluri silvestre podzolite brune (în genere sub păduri), soluri pseudorendzinice și soluri dernocalcice ; local, rendzine.

*Eroziune.* Cu excepția suprafețelor împădurite care prezintă eroziune de suprafață slabă și neapreciabilă, în restul unității predomină eroziunea de suprafață puternică și excesivă, asociată cu ravene, rupturi, ogăse, etc. Alunecări stabilizate, frecvențe îndeosebi la obîrșia văilor ; alunecări nestabilizate, pe verșanți. Deosebit de alarmantă și activă este eroziunea în bazinul văii Trestia.

*Mod de folosință actual.* Păduri de *Quercus petraea* în amestec cu *Ulmus foliacea*, *Tilia* sp., *Fraxinus ornus*, *Fagus silvatica* cu înveliș erbaceu format din *Luzula nemorosa*, *Agrostis tenuis*, *Poa nemoralis*, *Cytisus nigricans*, *Calamagrostis epigeios*, etc. Finețe, pășuni și livezi ; rare suprafețe cultivate. În vegetația erbacee a pașilor predomină *Andropogon ischaemum* și *Festuca pseudovina*. *Hippophae rhamnoides* abundă în sec-toarele intens degradate.

*Mod de folosință optim.* Păduri, finețe și livezi.

**VI. Vălulu - Valea Finții. Amplasare.** Extremitatea nordică a bazinului mijlociu al râului Bălăneasa (pe ambele lui părți). Cuprinde aproximativ teritoriile satelor Văvălugi, Buduile, Scăeni, Pinu, Dosu, Valea Fintinii.

*Geologie, litologie.* Predomină formațiunile Helvețianului și Burdigalianului. Pe dreapta râului Bălăneasa apare faciesul litologic alcătuit din marne, gresii și nisipuri, cu iviri de gipsuri și tufuri vulcanice, îndeosebi pe culmi și boturi de deal ; pe stînga râului, predomină faciesul marnos cu intercalării de gips și tufuri vulcanice. Tectonica unității este complicată. La vest de rîul Bălăneasa se remarcă prezența unor anticlinale de diferite tipuri, cu falii și dislocații de-a lungul căroră sint prezente aflorimente de sare.

*Relief.* Unitate depresionară corespunzînd în general cu depresiunea de contact Văvălugi, dezvoltată între zona mio-pliocenă în sud (alt. abs.

750—800 m) și zona flișului în nord (alt. abs. >800 m). Forme de relief domoale; din culmile principale, în genere înguste, cu altitudini absolute de 500—650 m, coboară boturi de deal rotunjite cu versanți lini, separate de mici bazine de recepție în care predomină de asemenea pantele line. Energie de relief, 170—250 m.

*Soluri*. Soluri silvestre brune la vest de rîul Bălăneasa și soluri pseudorendzinice, la est. Local rendzine și soluri negre argiloase foarte humifere (sub finețe umede). În întreaga unitate apar frecvent soluri dernocalcice și regosoluri.

*Eroziune*. Eroziune de suprafață de intensitate variată, în cea mai mare parte stăvilită prin înțelenire secundară. Eroziunea excesivă se menține pe anumite suprafete intens păsunate sau luate în cultură, pe boturi de deal și culmi înguste; ea se asociază frecvent cu eroziunea de adâncime — ravene, ogașe, prăbușiri (Valea Fintinii, valea Bozioru, Rîu). Alunecări frecvente, în genere stabilizate, pe majoritatea versanților și în bazinele de recepție.

*Mod de folosință actual*. Predominant finețe și pășuni. În jurul satelor, culturi agricole și livezi de pomi fructiferi (pruni). Finețe bogate pe formele depresionare și pe cele pozitive domoale. Pășuni degradate pe versanții înclinați și boturile înguste de deal. Mici suprafete împădurite (*Carpinus betulus*, *Quercus robur*, *Q. petraea*, mai rar *Fraxinus excelsior*). Arbori izolați din speciile amintite în restul unității.

*Mod de folosință optim*. Finețe și pășuni, livezi.

VII. *Luncă și terase. Amplasare*. Lunca și terasele rîului Buzău între comunele Rușavăt și Tîrcovu. Lunca și terasele rîului Bălăneasa.

*Litologie*. Depozite aluviale predominant nisipoase și nisipo-lutoase în lunca și terasele rîului Buzău și aluviuni nisipoase cu pietriș, în lunca rîului Bălăneasa.

*Relief*. Plan; alt. abs. 184—190 m în lunca rîului Buzău și 200—400 m în lunca rîului Bălăneasa. Lunca joasă a Buzăului prezintă un microrelief specific. Terasă aluvială de 6 m are o foarte slabă înclinare spre sud; apa freatică pe această terasă se află la cca 4 m. Suprafete foarte reduse ale unor resturi de terasă se remarcă de-a lungul rîului Bălăneasa.

*Soluri*. Soluri aluviale carbonatice și aluviuni carbonatice, adesea stratificate.



*Mod de folosință actual.* Culturi legumicole în lunca inundabilă a râului Buzău; livezi, pășuni și culturi agricole în lunca neinundabilă și terasele ambelor râuri.

*Mod de folosință optim.* Idem.

## BIBLIOGRAFIE

- Alexandru Madeleine, Dragomirescu S., Seitan Octavia (1964) Cîteva observații asupra proceselor actuale de modelare a reliefului din Subcarpații dintre văile Slănicul Buzăului și Cricovul Sărat. *Stud. Cerc. Geol. Geogr., Geof., serie Geogr.*, 11, București.
- Badea L., Niculescu G. (1964) Harta morfostructurală a Subcarpaților dintre Slănicul Buzăului și Cricovul Sărat. *Stud. Cerc. Geol., Geogr., serie Geogr.* 11, București.
- \* \* \* (1949) Atlas climatologic al R.P.R. Institutul Meteorologic II, regimul termic, București.
- \* \* \* (1936–1959) Harta Geologică a Republicii Populare Române. Editată de Academia R.P.R. și Comitetul Geologic (imprimată în atelierele Comitetului Geologic), București.
- \* \* \* (1961) Harta Geobotanică a R.P.R. la scara 1 : 500.000, întocmită de N. Doniță, V. Leandru, Evdochia Pușcaru-Soroceanu. Editată de Academia R.P.R. (imprimată la Direcția topografică militară), București.

## ÉTUDE PÉDO-GÉOGRAPHIQUE DANS LES SUBCARPATES DU BUZĂU (BASSIN DE LA RIVIÈRE BĂLĂNEASA)

PAR

CAMELIA RAPAPORT, ANGELA POPOVĂȚ

(Résumé)

La région qui fait l'objet de cette étude est située dans le bassin de la rivière Bălăneasa (Subcarpates), tributaire du Buzău, dans son cours moyen. Elle appartient à la zone forestière, notamment aux sous-zones de forêts de *Quercus petraea* et *mixtes*, de *Q. petraea* et *Fagus silvatica*. Les forêts occupent à présent des étendues restreintes à cause du déboisement intensif d'autrefois.

Le relief est fortement découpé à cause de la densité du réseau hydrographique. Étant donné les différences d'altitude on remarque des variations climatiques en direction sud-nord ; ainsi la moyenne annuelle des précipitations augmente approximativement de 600 mm à 700 mm, tandis que la température moyenne annuelle descend d'environ 9°C à 8°C.



Institutul Geologic al României

Le matériau originel des sols est constitué par des dépôts éluviaux ou éluviaux-déluviaux appartenant aux faciès argilo-marneux de l'Helvétien, Bourdigalien, Méotien, Pontien, Tortonien, et sables-gréseux du Sarmatien et du Dacien.

La diversité du milieu pédo-génétique et surtout du relief, de la lithologie et de l'utilisation du terrain, ainsi que la diversité des processus de l'érosion qui en dérivent ont conduit à un développement complexe de la couverture des sols. Parmi les sols zonaux prédominent les sols bruns lessivés, les sols lessivés, les sols bruns et en moindre mesure les sols gris foncé. Parmi les sols intrazonaux on peut citer les sols argileux très humifères (pseudorendzines), les sols argileux très humifères à gley, les rendzines et les sols bruns calcaires (dernocalciques). À cause du relief fortement découpé les variantes érodées des sols cités, ainsi que les régosols sont très répandus.

Les sols bruns lessivés se développent particulièrement sur des dépôts à texture fine, fréquemment calcaires et stratifiés. Ces sols occupent ordinairement la partie inférieure des versants. Ils sont faiblement humifères en surface (l'humus dans l'horizon A<sub>1</sub> = 2,2 — 4,5 %). La teneur en humus décroît graduellement le long du profil. La teneur en N total est de 0,14—0,40 % dans l'horizon A, décroissant en profondeur. Le taux de saturation en bases (V) est de l'ordre de 50 à 60 % dans l'horizon A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> et plus élevé en profondeur. Les valeurs pH sont de l'ordre de 5,0 à 5,5 dans l'horizon A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> et de plus en plus élevées en profondeur. L'indice d'entraînement de l'argile est de 1,3 à 2,0, fait qui relève souvent la stratification initiale du matériau parental.

Les sols lessivés sont développés de préférence sur des dépôts à texture moyenne ou grossière. Ils occupent les secteurs boisés dans la partie supérieure des versants et les cimes. Ils se distinguent des sols bruns lessivés par leur teneur réduite en humus et N total dans l'horizon A<sub>2</sub>, par des valeurs pH et taux de saturation en bases plus bas (5, et respectivement 30—50 %) et par entraînement accru d'argiles (indice de l'entraînement de l'argile = 2 — 2,5).

Les sols gris foncé sont peu répandus dans la partie sud de la région. Ils ont évolué des sols lessivés ou bruns lessivés par l'accroissement du processus de bioaccumulation, fait favorisé par la texture moyenne du matériau originel, par un climat local plus chaud et plus sec dû à l'exposition des versants et probablement à certains courants d'air chaud canalisés par la vallée du Buzău et surtout par le déboisement du territoire et l'installation d'une végétation herbacée.



Les sols bruns, assez largement répandus, sont formés pour la plupart par l'enrichissement en matière organique de l'horizon B des sols bruns lessivés ou lessivés décapés par érosion. Ils sont peu humifère, riches en bases ( $V = >75\%$ ), argileux, sans entraînement d'argiles le long du profil.

La formation des rendzines est liée à l'affleurement des tufs volcaniques et du gypse de l'Helvétien. Ils sont peu évolués, ayant un profil du type A—AD—D ou AD—D.

Les sols argileux très humifères (pseudorendzines) sont développés sur des dépôts marneux ou marno-argileux. Ils sont peu ou modérément humifères, calcaires de la surface ou sont faiblement lévigués, riches en bases, à réaction neutre ou faiblement alcaline. Ces sols sont argileux ( $<0,002 = 45 \text{ à } 55\%$ ) et ne présentent pas de différenciation texturale le long du profil. Par excès temporaire d'humidité apparaissent les variantes gleyfiées des pseudorendzines. Les processus de gleyfication ont lieu surtout à la base du profil.

Les sols bruns calcaires (dernocalciques), peu évolués, se trouvent dans l'aire de répartition des sols lessivés et bruns lessivés et représentent des états intermédiaires d'évolution entre les régosols et les sols zonaux cités.

Dans la partie finale de l'ouvrage est présentée une division de la région en unités pédo-géographiques. On a pris comme critères de séparation la lithologie, le relief, les sols, l'érosion et l'utilisation du terrain.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Bassin moyen et inférieur de Bălăneasa. Carte des processus du modelé.

1, plaines alluviales ; 2, terrasses ; 3, cimes ; 4, versants ayant subi l'érosion (en nappe et linéaire) ; 5, escarpements ; 6, cuesta ; 7, bassinets de réception torrentielle, évasés ; 8, bassinets de réception torrentielle à pentes raides. Processus de versants : 9, rigoles ; 10, ravins et vallées ravinées ; 11, glissements (a, fixés, b, actifs) ; 12, niche de départ ; 13, ligne de départ et éboulements ; 14, éboulis ; 15, cours d'eaux permanents ; 16, cours d'eaux temporaires.

### Planche II

Bassin moyen et inférieur de Bălăneasa. Carte des sols.

1, sols gris foncé lessivés ; 2, sols bruns lessivés ; 3, sols lessivés ; 4, sols bruns, sols bruns lessivés ; 5, sols bruns lessivés, sols lessivés ; 6, sols gris foncé lessivés, sols argileux très humifères (pseudorendzines) ; 7, sols bruns lessivés, sols bruns calcaires (sols dernocalciques) ;



8, rendzines ; 9, sols argileux très humifères ; 10, sols bruns calcaires ; 11, sols argileux très humifères, sols argileux très humifères à gley ; 12, sols argileux très humifères, sols bruns calcaires ; 13, régosols et sols à divers degrés d'érosion ; 14, sols alluviaux ; 15, alluvions ; 16, sols alluviaux-colluviaux ; 17, pseudogleyification ; 18, affleurement de roches non-solifiées.

**Planche III**

Bassin moyen et inférieur de Bălăneasa. Carte des unités pédo-géographiques.

1, Pădurea Ursoaia ; 2, Pietraru-Pîrscov-Bădila ; 3, Bălănești-Ulmetul ; 4, Colintiru-Valea Banului ; 5, Trestia-Dulcești ; 6, Văvălugi-Valea Fîntinii ; 7, plaine alluviale du Buzău et plaine alluviale de Bălăneasa ; 8, limite de la région examinée ; 9, limite des unitées séparées.



# BAZINUL MIJLOCIU ȘI INFERIOR AL RÂULUI BĂLĂNEASA

## HARTA PROCESelor DE MODELARE A RELIEFULUI

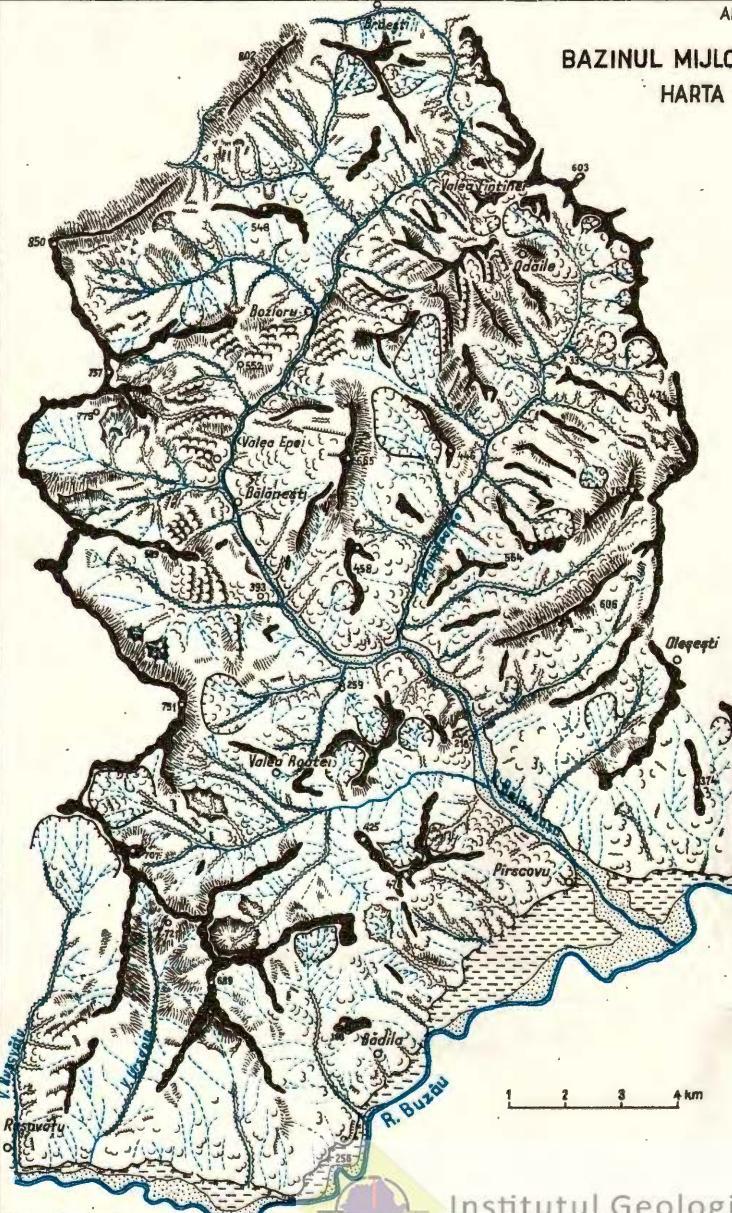
Legendă

## FORME DE RELIEF

- 1 Lunghi
- 2 Terase
- 3 Culmi
- 4 Versanți supusi proceselor de eroziune (de suprafață și adâncime)
- 5 Abrupturi
- 6 Cueste
- 7 Bazinete de recepție evozate (găvane)
- 8 Bazinete de recepție cu versanți abrupti

## PROCESE DE PANTĂ

- 9 Săruri de șiroare
- 10 Ravene și văi ravinate
- 11 Alunecări de teren {  
a. stabilizate      b. active}
- 12 Ripi de obârșie
- 13 Linii de desprindere și prăbușiri
- 14 Grohotisuri
- 15 Cursuri de apă permanente
- 16 Cursuri de apă temporare (torenițiale)



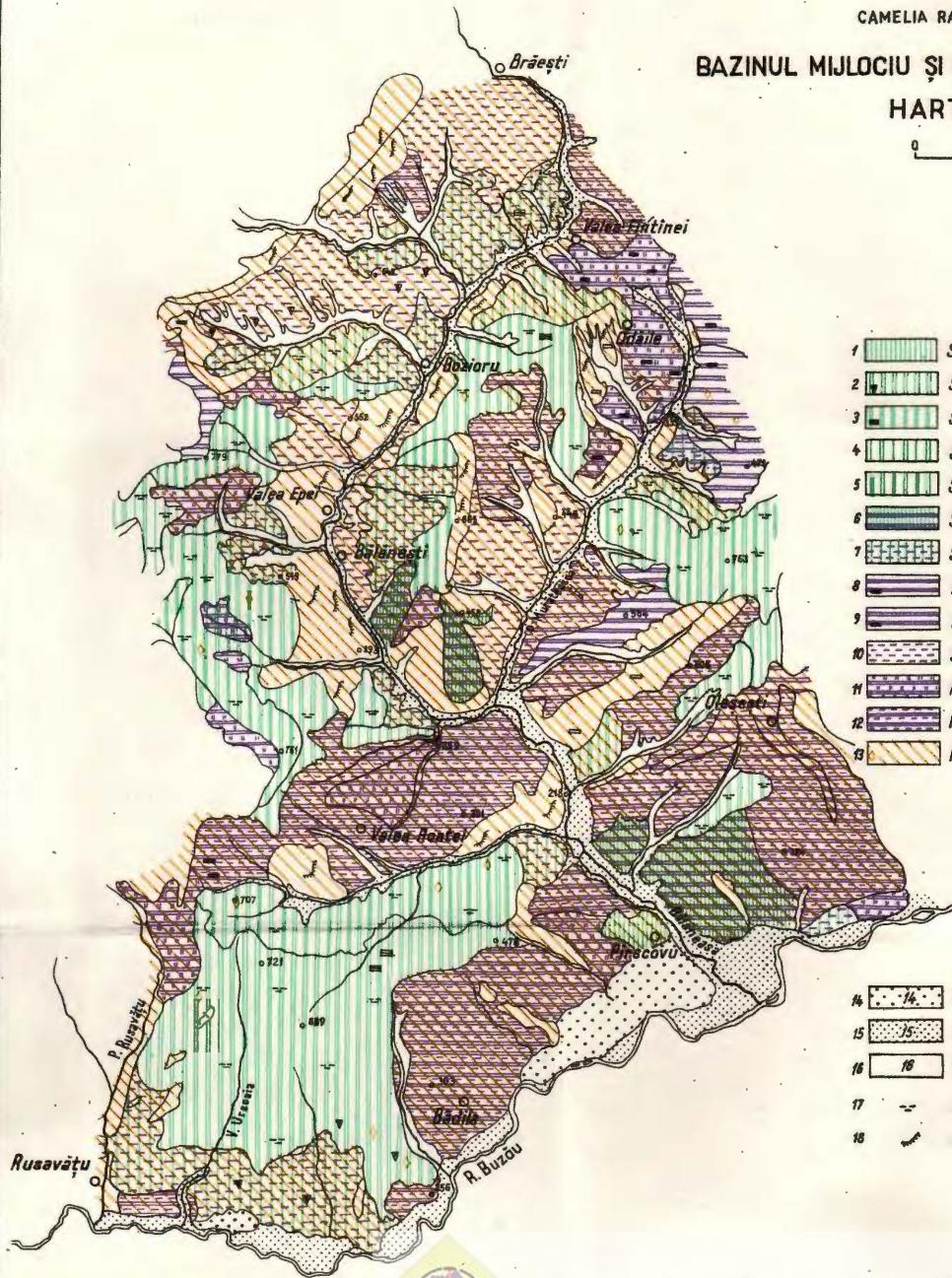
**Institutul Geologic al României**

CAMELIA RAPAPORT - ANGELA POPOVĂT

# BAZINUL MIJLOCIU ȘI INFERIOR AL RÂULUI BĂLĂNEASA

## HARTA SOLURILOR

0 1 2 3 4 km

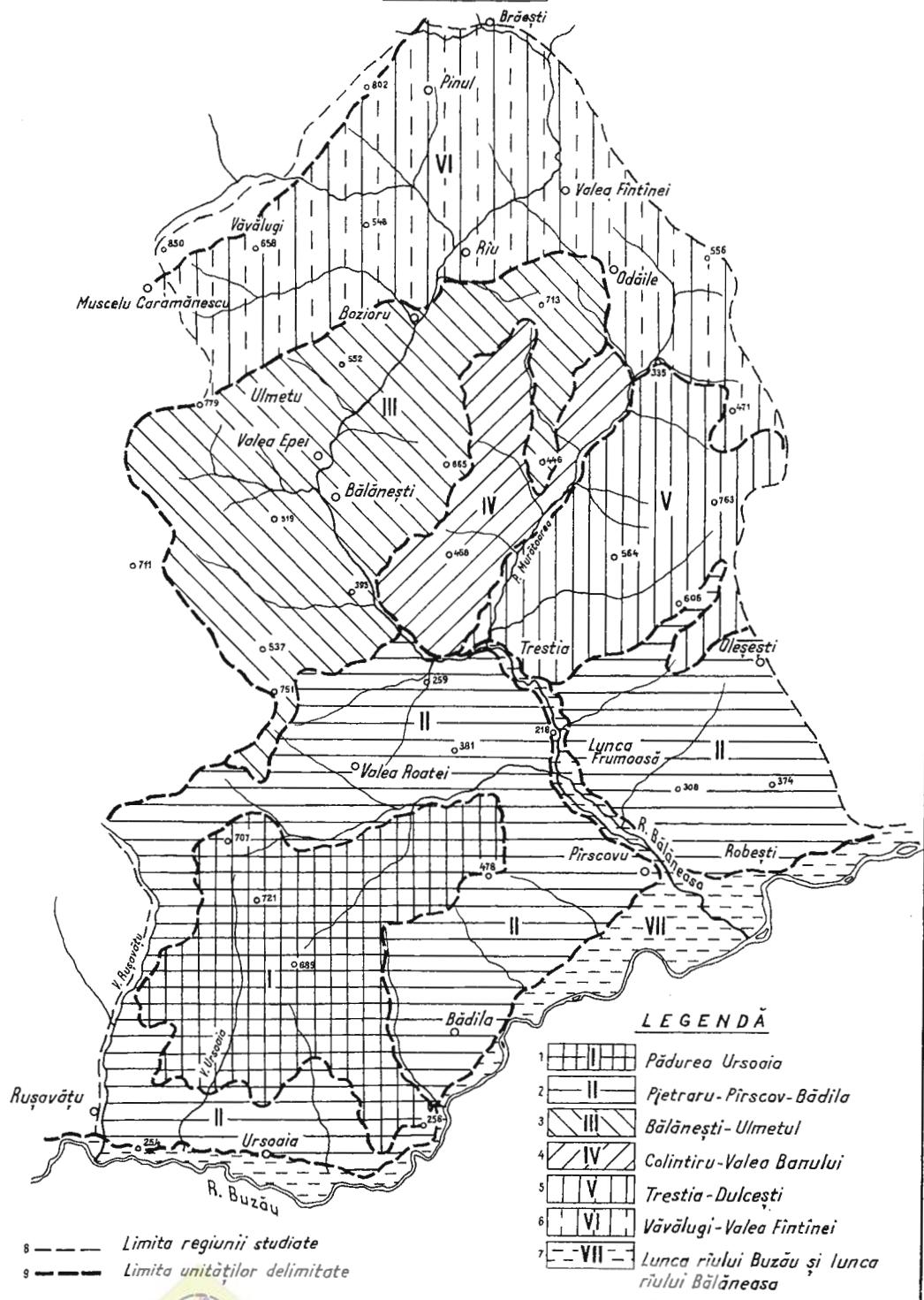


### Legenda

- 1 Soluri silvestre cenușii închise
- 2 Soluri silvestre podzolite brune
- 3 Soluri silvestre podzolice
- 4 Soluri silvestre brune, soluri silvestre podzolite brune
- 5 Soluri silvestre podzolite brune, soluri silvestre podzolice
- 6 Soluri silvestre cenușii închise, pseudorendzine
- 7 Soluri silvestre brune, soluri dornocalcice
- 8 Rendzine
- 9 Pseudorendzine
- 10 Soluri dornocalcice
- 11 Pseudorendzine, pseudorendzine gleizate
- 12 Pseudorendzine, soluri dornocalcice
- 13 Regosoluri și soluri erodate în diferite grade
  
- 14 Saluri aluviale
- 15 Aluvioni
- 16 Saluri aluvio-coluviale
- 17 Pseudogleizare
- 18 Rocă la zi

CAMELIA RAPAPORT, ANGELA POPOVĂT  
**BAZINUL MIJLOCIU ȘI INFERIOR AL RÂULUI BĂLĂNEASA**  
**SCHITĂ UNITĂȚILOR PEDOGEOGRAFICE**

0 1 2 3 km



# CONTRIBUȚII LA STUDIUL SOLURILOR PAJIȘTIILOR ALPINE ȘI SUBALPINE DIN MUNȚII FĂGĂRAȘULUI<sup>1</sup>

DE

RUXANDRA ATANASESCU<sup>2</sup>, V. BĂLĂCEANU<sup>3</sup>, M. CICOTTI<sup>2</sup>, ADRIANA CONESCU<sup>2</sup>, ELENA GĂȚĂ, EVDOCHIA PUȘCARU-SOROCEANU<sup>4</sup>, M. SPIRESCU<sup>2</sup>

## Abstract

Contributions to the Study of Alpine and Subalpine Meadows in the Făgăraș Mountains. The authors present important natural factors in the process of soil formation, particular stress being laid on the bioclimatic aspect; on the basis of pedological and phytosociological field research work, the authors reach the following conclusion: the majority of Alpine Soils have their origin in more or less Podzolic Soils, initially developed under woody vegetation. Only the Alpine Humus-Silicate Soils are developed under primary meadows and occupy limited areas being linked with younger relief conditions

## TABLA DE MATERII

Condiții naturale . . . . .	264
Litologia . . . . .	264
Geomorfologia . . . . .	264
Clima . . . . .	265
Hidrografia . . . . .	265
Vegetația . . . . .	266
Soluri. . . . .	268
Influența condițiilor naturale asupra proceselor pedogenetice ; repartitia geografică a solurilor . . . . .	268

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 7 mai 1966.

<sup>2</sup> Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

<sup>3</sup> Întreprinderea geologică de prospecțiiuni, Șos. Kiseleff nr. 2, București.

<sup>4</sup> Institutul biologic „Traian Săvulescu”, Splaiul Independenței nr. 296, București.



Caracterizarea principalelor tipuri genetice de soluri . . . . .	271
1. Soluri humico-silicaticice alpine . . . . .	271
2. Soluri brune alpine . . . . .	273
3. Podzoluri humico-feriluviale . . . . .	277
4. Soluri brune subalpine . . . . .	285
5. Soluri humico-calcice alpine . . . . .	292
6. Turbării . . . . .	293
Concluzii . . . . .	295

### CONDIȚIILE NATURALE

Munții Făgărașului constituie cel mai înalt masiv cu caracter alpin din sistemul carpatic de sud.

**Litologia.** Roca în care au fost sculptați acești munți este alcătuită din șisturi cristaline, care cuprind filite, șisturi sericitice și cuarțitice, micașisturi (biotitice și muscovito-biotitice), gnaisse și paragnaise cu granați, precum și fișii relativ înguste de amfibolite cu intercalări de calcar cristalin, adesea dolomitic.

**Geomorfologia.** Culmea principală a munților Făgărașului se prezintă sub forma unei creste accidentate, orientată vest-est și cuprinde cele mai înalte vîrfuri din țară (Moldoveanu 2543 m, Negoiul 2535 m), ca și o serie de înălțimi aproape tot atât de ridicate, ce se țin lanț pe o lungime de cca 40 km (Ciortea 2426 m, Scara 2518 m, Vinătoarea lui Buteanu 2505 m, Vîrtopul 2459 m, Gălășescu 2471 m, Dara 2500 m și altele).

Din culmea principală coboară spre nord culmi scurte ca niște contraforturi, iar spre sud culmi prelungi, cu platouri întinse, care fac parte din suprafețele policiclice din Paleogen și Neogen, denumite de De Martonne platformele Borescu și Rîu Ses.

Culmea centrală și platformele din preajma ei sunt extrem de puternic fragmentate. În modelarea lor au avut un rol important ghețarii din Pleistocen. Se remarcă numeroase circuri glaciare cu praguri și lacuri, văi glaciare cu profil în formă de U, morene și „roches moutonnées”, sau creste dantelate cu „ferestre” și „custuri”.

Sunt frecvente de asemenea formele nivale relicte sau actuale, forme de gelifracție, solifluxiune, culoare de avalanșe, etc.

Către sud, pe măsura depărtării de culmea principală, spinările devin tot mai prelungi și mai domoale.

Atât formele de eroziune glaciарă cît și platformele amintite, sunt acoperite de vaste pajişti alpine și subalpine.



**Clima.** Clima zonei alpine și subalpine din munții Făgărașului este rece și umedă. Temperatura medie anuală variază în jurul a 0°C; în pajiștile alpine ea scade sub -2°C (pe vîrfurile cele mai proeminente), iar în cele subalpine (în special în zona pajiștilor secundare de la marginea pădurii), ajunge pînă la +2°C. Luna cea mai rece este februarie (-11°C în etajul alpin și -8...-9°C în cel subalpin), iar cea mai caldă august (+5°C în etajul alpin și +12°C în cel subalpin).

Media anuală a precipitațiilor depășește 1000 mm la marginea superioară a pădurilor și se ridică pînă la cca 1400 mm în etajul alpin. Se înregistrează două maxime de precipitații: unul la începutul verii și altul iarna (din ianuarie pînă în martie inclusiv). O mare parte din precipitații cad sub formă de zăpadă care acoperă solul în medie 8-9 luni pe an.

Deși precipitațiile sunt abundente, solurile nu prezintă manifestări ale stagnării apei, datorită surgerii intense, evapo-transpirației favorizată de vîntul puternic și permeabilității mari a solurilor pînă la rocă.

În general nu se produc înghețuri perene în sol, însă dezghețul provoacă adesea fenomene de solifluxiune.

Există microclimate foarte diferite de la un loc la altul. Bunăoară climatul căldărilor glaciare este calm și foarte umed, cu o amplitudine termică foarte mare (în special la cele de pe versantul sudic), și cu brize de vale și inversiuni de temperatură.

Pantele nordice, cu insolație redusă sau practic inexistentă, au un climat rece și umed, cu excepția zilelor cu foehn. Pe pantele sudice microclimatul este caracterizat prin insolație și nori convectivi. Pantele vestice au un climat mai umed și cu insolație mai redusă. Pantele înclinate puternic prezintă oscilații termice mai mici.

În linii mari, prin temperatură, clima pajiștilor alpine se poate încadra după clasificarea lui K ö p p e n, la clima de tundră: ET (precipitațiile sunt însă mult mai abundente ca în tundră).

Clima pajiștilor subalpine, aparține după aceeași clasificare, provinciei Dfck'.

În general o dată cu scăderea altitudinii, amplitudinile termice (anuală și diurnă) cresc, iar dinamismul climei este mai redus, datorită obstacolelor.

**Hidrografia.** Este reprezentată, în cuprinsul zonei pajiștilor alpine, de pîraie orientate în majoritate perpendicular pe lanțul montos și coborînd în cascade toate pragurile glaciare. Ele au debit relativ mare și constant, fiind permanent alimentate de nenumărate izvoare, precum și de zăpezile care se topesc și le furnizează o mare cantitate de apă de șiroire, mai ales primăvara și la începutul verii.



**Vegetația.** În masivul Făgărașului vegetația pajiștilor situate deasupra pădurilor de molid aparține la trei etaje bioclimatice distințe :

Etajul alpin, în care predomină pajiștile alpine primare și secundare cu intercalării de tufărișuri alpine de smirdar și sălcii pitice (pe suprafețe mici).

Etajul subalpin, caracterizat prin vegetație lemnoasă de jneapăn, arin de munte, smirdar și afini, printre care se dezvoltă pajiști subalpine instalate secundar în locul tufărișurilor defrișate.

Etajul pădurilor de molid, în care au pătruns pajiștile montane secundare de *Festuca rubra fallax*, *Agrostis tenuis* și *Nardus stricta*, prin coborîrea limitei superioare a pădurilor.

În cadrul fiecărui etaj se diferențiază (în corelație cu relieful, microclimatul și tipul de sol), asociații vegetale, determinate de biotopul respectiv.

**Etajul alpin.** Cuprinde vîrfurile munților înalți, de la 2100 m pe pantele nordice și 2200—2300 m pe pantele sudice, pînă la 2543 m ; se disting atât pajiști primare cât și secundare.

a) Pajiștile alpine primare sunt constituite din asociații de *Carex curvula* pe crestele și piscurile cele mai înalte sau pe versanții sudici ai masivelor Negoiu, Lespezi, Vînătoarea lui Buteanu, Moldoveanu, Gălășescu, și din asociații de *Festuca glacialis* și *Salix herbacea* pe versanții nordici ai acelorași munți.

Compoziția floristică a acestor pajiști se caracterizează prin plante bine adaptate la rigorile climatului subnival al culmilor, cum ar fi : *Primula minima*, *Campanula alpina*, etc. și o serie de licheni (*Cetraria islandica*, *C. nivalis*, *Thamnolia vermicularis* etc.). În asociațiile de *Festuca glacialis* mai apar *Ranunculus crenatus*, *Luzula spadicea* și altele.

b) Pajiștile alpine secundare se întâlnesc la altitudini de cca 2100—2400 m (și chiar 2500 m), formînd o centură neregulată și uneori discontinuă, pe ambii versanți ai masivului, în general sub limita pajiștilor primare. Pe versanții sudici, asociația cea mai caracteristică și mai răspîndită este aceea de *Carex curvula* cu *Festuca supina*, în timp ce pe versanții nordici și nord-vestici, sunt mai comune asociațiile de *Juncus trifidus* cu *Oreochloa disticha* și *Festuca picta*. Asociația de *Carex curvula* încebează suprafețe întinse pe pantele domoale și spinările largi și prelungi, bine însorite ale munților Suru, Scara, Podeanu, etc. pînă la Dara și Berevoescu ; aceea de *Juncus trifidus* cu *Oreochloa disticha* este cantonată îndeosebi pe crestele și pantele repezi de pe versanții nordici și nord-vestici, mai reci, mai umedi și puternic bătuți de vînt.

Originea secundară a acestor pajiști alpine este reflectată, între altele, de compoziția floristică, în care pe lîngă speciile ierboase alpine se întîlnesc și tufărișuri de *Rhododendron*, *Vaccinium* și *Loiseleuria*, relicte ale vegetației lemnioase din trecut.

*Pajiștile din etajul subalpin.* Se extind pe suprafețe considerabile pe ambii versanți ai masivului muntos, în aria de răspîndire a tufărișurilor de smirdar (*Rhododendron kotschy*) și jneapân (*Pinus montana* — ssp. *mughus*), care în urma „curățirilor” au mai rămas doar ici-colo, ca niște suprafețe insulare. Etajul subalpin se întinde de la limita superioară a pădurilor (1500—1600 m pe versantul nordic și 1800—1900 m pe cel sudic), pînă la contactul cu etajul alpin, în limitele amintite.

Se disting și în acest etaj două tipuri de asociații caracteristice, care corespund la două subetaje.

a) Pajiștile de *Festuca supina* cu *Agrostis rupestris*, formează sub-etajul superior, corespunzător optimului de răspîndire a asociațiilor de *Rhododendron*, cu care au o mare afinitate floristică. În compoziția acestor pajiști intră, pe lîngă speciile întelenitoare dominante, și diverse specii alpine, cum ar fi: *Avenastrum versicolor*, *Sesleria bielzii*, *Oreochloa disticha*, *Potentilla ternata*, *Sieversia montana*, *Ligusticum mutellina*, *Primula minima* și multe altele. În aceste asociații sunt însă abundente numeroase specii caracteristice tufărișurilor de *Rhododendron* și *Vaccinium*, ca de pildă: *Homogyne alpina*, *Soldanella montana*, *Ligusticum mutellina*, *Lycopodium selago*, *Salix jacquini*, *Loiseleuria procumbens*.

Tufărișurile de smirdar se mențin pe suprafețe restrînse, mai ales pe pantele nordice puternic inclinate. Vegetația lor este intens degradată și săracă în specii. Se întîlnesc frecvent: *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea*, *V. uliginosum*, *Loiseleuria procumbens*, *Juniperus sibirica* dintre speciile lemnioase, și *Agrostis rupestris*, *Festuca supina*, *Deschampsia flexuosa*, *Sesleria bielzii*, *Potentilla ternata*, etc. dintre cele ierbacee.

b) Pajiștile celui de al doilea subetaj sunt alcătuite predominant din asociații subalpine de *Nardus stricta*; ele sunt situate pe terenurile defrișate de jnepeniș (*Pinus montana*).

Componența floristică a acestor asociații se caracterizează prin abundența speciilor alpine ca: *Agrostis rupestris*, *Festuca supina*, *Deschampsia flexuosa*, *Phleum alpinum*, *Potentilla ternata*, *Sieversia montana*, *Ligusticum mutellina*, *Juncus trifidus* etc. Speciile montane sunt în general slab reprezentate.

Tufărișurile de jneapăń (*Pinus montana* ssp. *mughus*), care au ocupat în trecut cea mai mare parte din suprafața acestui subetaj, au fost, în ultimele două decenii, intens defrișate de pe toți versanții mai slab înclinați, pentru a face loc păsunatului. De aceea ele se mențin doar pe coastele repezi, abrupte. Vegetația lor adăpostește, pe lîngă speciile lemnoase de *Rhododendron*, *Vaccinium*, etc., și specii ierboase subalpine și montane caracteristice, cum ar fi : *Solidago alpina*, *Senecio fuchsii*, *Sedum fabaria*, *Mulgedium alpinum*, *Asplenium septentrionale*, etc. Mai apare *Pinus cembra* relict glaciár, care se menține în special pe versantul sudic al părții centrale a masivului.

În sfîrșit, în limitele aceluiași etaj de vegetație, pe grohotișuri sau pe versanții abrupti (mai ales vestici și nord-vestici), sunt cantonate tufărișuri de *Alnus viridis*.

*Pajiștile montane*. Aflate pe terenurile defrișate ale molidișurilor de limită sau pe suprafețele disputate cîndva între acestea și jnepenișuri, sunt, după cum am arătat la început, alcătuite din asociații de *Festuca rubra fallax*, *Agrostis tenuis* și *Nardus stricta*. Dintre acestea, cea mai răspindită este aceea de *Nardetum strictae montanum*, care la prima vedere se distinge cu greu de nardetele subalpine. Examinarea floristică atentă a primelor arată însă o mare frecvență și abundență a speciilor montane cum ar fi : *Festuca rubra fallax*, *Agrostis tenuis*, *Deschampsia caespitosa*, *Luzula silvatica*, *Carex leporina*, *Trifolium pratense*, *Genista oligosperma*, *Potentilla erecta*, *Campanula abietina*, *Scorzonera rosea*, etc. care nu apar decât diseminate în etajul subalpin. Dintre arbuști întîlnim *Bruckenthalia spiculifolia* și *Vaccinium myrtillus*.

Caracterul distinct al celor două asociații de *Nardus*, ieșe în evidență și prin experiențele de fertilizare a pajîștilor respective cu îngrășăminte pe bază de azot. Sub influența îngrășămintelor, Nardetele subalpine evoluează către asociații de *Festuca supina* și *Agrostis rupestris*, în timp ce Nardetele montane trec în asociații de *Festuca rubra fallax* și *Agrostis tenuis*.

În afară de aspectele zonale amintite ale vegetației de pajîști, în munții Făgărașului mai apar intrazonal *Dryas octopetala* și *Salix reliculata* pe creste și asociații de *Festuca amethystina*, *Poa violacea*, *Carex sempervirens* și *Sesleria rigida*, condiționate de un substrat calcaros. Ele ocupă suprafețe relativ restrinse în toate etajele de vegetație amintite, însă cele mai extinse sunt în masivul Rîiosu-Buda.



## SOLURI

### Influența condițiilor naturale asupra proceselor pedogenetice și repartiției geografice a solurilor

În condițiile bioclimatice amintite, caracterizate printr-o mare cantitate de precipitații și prin temperaturi scăzute, specificul pedogenetic zonal este dat de procesele de debazificare, acumulare puternică de humus și lipsa oricărei diferențieri texturale pedogenetice a profilului de sol.

În zona pajiștilor alpine și subalpine, influența rocii în procesul de pedogeneză este relativ scăzută. Atât timp cât ne menținem pe roci acide, intermediare și chiar slab bazice (de la șisturile cuarțitice și micașisturile muscovitice și chiar pînă la șisturile amfibolice), putem întîlni aceleași tipuri genetice de soluri; evident apar unele mici diferențe în valorile gradului de saturatie în baze și pH, fără însă a depăși limitele din cadrul unității sistematice a solurilor respective. Numai calcarele aduc în această zonă modificări esențiale în desfășurarea procesului de solificare.

Procesul zonal de sărăcire în cationi bazici a solurilor este condiționat în largă măsură și de energia reliefului; aceasta favorizează surgerile laterale și de suprafață ale soluțiilor ce rezultă din alterarea rocilor, principalele surse de cationi bazici și substanțe nutritive.

Aporturile eoliene care ar putea contrabalansa procesul debazificării (I. Treitz 1924, H. Jenny 1926) au o importanță cu totul redusă în munții Făgărașului; în general ele sunt slabe și ușor îndepărtate prin surgeri. Totuși aceste depuneri ar putea explica alături de bioacumulare, plusul de cationi bazici (în special  $\text{Ca}^{++}$ ), care se înregistrează pe primii centimetri ai unor soluri.

Că o remarcă de ordin general, este faptul că în majoritatea cazurilor, solurile mai evolute prezintă manifestări mai mult sau mai puțin intense ale procesului de podzolire, fie ca un fenomen actual, fie mai ales ca unul relict dintr-o fază anterioară instalării pajiștei pe solurile amintite, cînd predominau probabil asociațiile vegetale lemninoase.

Sigurele soluri în care nu se observă fenomenul podzolirii, sunt cele de pe relieful alpin cel mai înalt, ori de pe pantele cu grohotișuri sau stîncării, pe care procesul pedogenetic nu se poate desfășura normal din cauza stabilității precare. Etajelor de vegetație amintite și foarte adesea asociațiilor vegetale descrise, le corespund soluri caracteristice. Astfel, pe locurile pe care sunt instalate asociații primare de *Carex curvula*, *Festuca glacialis*, *Salix herbacea*, se dezvoltă soluri humico-silicatice alpine, care se caracterizează prin acumularea relativ puternică de humus, direct pe materialul parental, în general slab alterat și scheletic.

Influența proceselor de eroziune pe de o parte, contribuie la menținerea acestor soluri într-un stadiu de tinerețe relativă (sunt adeseori considerate ca formațiuni de climax — P. h. D u c h a u f o u r 1960).

Orizontul de alterare a părții minerale este superficial și se confundă cu cel humifer.

Activitatea biologică redusă, condiționează un proces de humificare foarte lent și acumularea relativ puternică de material organic pulverizat, foarte caracteristic, care se desprinde cu ușurință de particulele minerale.

Pe suprafețele mai așezate ale etajului alpin, pe care procesele pedogenetice s-au putut dezvolta normal, solurile de pajiști au un profil mai evoluat și poartă adesea amprenta unei evoluții anterioare sub vegetație lemnoasă. Asociațiile vegetale secundare de *Carex curvula* au capacitatea de a imprima caractere specifice tuturor solurilor pe care se instalează. Sub astfel de asociații secundare întâlnim în prezent soluri brune alpine, cu acumulare foarte puternică de humus acid și cu orizont iluvial B de acumulare de hidroxizi de fier și aluminiu cu atit mai puternic cu cît ne deplasăm către limita de jos a etajului amintit.

În foarte multe situații, mai ales sub asociațiile de *Carex curvula* cu *Festuca supina*, se mai pot remarcă încă urmele unui vechi orizont A<sub>2</sub>, de acumulare de silice reziduală.

Indicațiile unei vechi evoluții în sensul podzolirii, conduc la ideea că aceste soluri s-au aflat cîndva (probabil în faza optimului climatic post-glaciar), sub asociații lemnoase de *Rhododendron kotschy* sau *Pinus montana*. De altfel după cum am arătat deja, primul mai urcă și astăzi în anumite condiții prielnice pînă la 2400 m și chiar 2500 m altitudine (vîrfurile Scărișoara, Moldoveanu etc.).

În același etaj de vegetație, pe versanții cu expoziție nordică, mai umedi și în general repezi, sub asociații de *Juncus trifidus* și *Oreochloa disticha*, aflăm soluri mai mult sau mai puțin scheletice, care au cel mai adesea caractere evidente de sol podzolic.

Procesul de podzolire feriiluvială și humico-feriiluvială, desfășurat anterior instalării actualei vegetații ierboase este de necontestat în etajul subalpin. Asociațiile de *Festuca supina* cu *Agrostis rupestris* sau de *Agrostis rupestris* cu mușchi și adeseori chiar asociațiile mai recente de *Nardus stricta* sunt cantonate pe soluri podzolice sau chiar podzoluri humico-feriiluviale cu orizonturi genetice puternic exprimate. Este în afara oricărei discuții că aceste podzoluri s-au format sub asociațiile de plante lemnoase, în special *Rhododendron kotschy*, *Pinus montana* și *Loiseleuria procumbens* (pe locurile mai bătute de vînt) și că pajiștile actuale sunt secundare. Se remarcă faptul că profilul de podzol se păstrează mai bine



sub asociații de *Agrostis rupestris* cu mușchi pe pantele cu expoziție nordică sau pe locurile expuse curenților de aer, în timp ce asociațiile de *Nardus stricta* aflate în locurile mai adăpostite, modifică adeseori substanțial profilul de sol.

Sub asociațiile de *Rhododendron* cu *Vaccinium*, de *Pinus montana* și sub tufărișurile de *Loiseleuria procumbens* se întâlnesc întotdeauna soluri podzolice și mai ales podzoluri humico-feriluviale, foarte bine exprimate.

În cadrul aceluiași etaj, tufărișurile de *Alnus viridis* indică condiții de pedogeneză foarte precare; le corespund locuri stincoase, grohotișuri și litosoluri.

Asociațiile montane de *Nardus stricta* au (la fel ca și acelea de *Carex curvula*) capacitatea de a imprima solurilor pe care se instalează caracter specific, aducînd adeseori la un numitor comun tipuri diferite de soluri. Acestor asociații le sunt caracteristice solurile brune subalpine (sinonim în parte cu ranker pseudoalpin — P h . D u c h a u f o u r 1960). După cum s-a arătat la capitolul de vegetație, pajistile montane cu *Nardus stricta* se instalează pe suprafețele de teren disputate cîndva între pădurile de molid (*Picea excelsa*) și jneapăń (*Pinus montana*), sau pe locuri pe care pădurea a fost defrișată în vederea extinderii pajistilor. Ca atare solurile brune pseudoalpine pot proveni atît din podzolurile caracteristice jne-penișurilor, cît și din soluri podzolice brune (soluri cryptopodzolice), caracteristice pădurilor de molid. Proveniența lor din soluri de pădure, explică în mare parte conținutul ridicat de humus.

### Caracterizarea principalelor tipuri genetice de soluri

#### 1. Solurile humico-silicaticice alpine

Sinonimii : H. Jenny (1926), H. Pallmann (1933) — „Humussilikatboden”, W. Kubiena (1953) — „Alpiner mullartiger Ranker”, Ph. Duchaufour (1960) — „Ranker alpin”, E. N. Rudneva (1960) — „Gorno-lugovie torfianistie (alpiischie) pocivî”, N. Cernescu (1956) — „Sol negru-cenușiu alpin înțelenit”, C. Chirita (1954) — „Sol brun alpin superior”, C. Păunescu (1958) — „Sol negru humifer sub tundră alpină”, a 7-a aproximație americană — „Cryumbrepts”.

Sunt soluri acide, cu acumulare de humus brut (în sensul dat de H. Jenny) direct pe materialul parental în general slab alterat și scheletic.

Se dezvoltă pe relieful cel mai înalt sau foarte abrupt sub asociații primare de *Carex curvula*, *Festuca glacialis* sau *Salix herbacea*. Au caracter



de vîrstă relativă, impus de relief. Se caracterizează sub raport morfologic printr-un profil de tip A<sub>0</sub>, A, D.

Orizontul A<sub>0</sub>, de maximum 8 cm adâncime, este constituit dintr-o pîslă puternică de rădăcini și din material mineral nisipo-prăfos, în parte de proveniență eoliană.

Orizontul A, de grosimi variabile (în jur de 20 cm), prezintă o acumulare relativ puternică de humus, de culoare brună negricioasă (10YR 2/2). Suportul mineral este constituit din eluvii sau deluvii cu fragmente scheletice frecvente.

Sub acest orizont urmează în adâncime roca alterată (șisturi cristaline acide, intermediare sau slab bazice).

Sînt soluri slab evolute, al căror suport mineral este relativ puțin alterat. Au textură ușoară nisipo-lutoasă sau lutoasă ușoară și au adesea un caracter scheletic pronunțat.

Conținutul de humus nu depășește în general 20% în orizontul A. Humusul este relativ grosier.

Valorile gradului de saturatie în baze<sup>5</sup> sunt foarte scăzute (în general sub 10% la partea superioară cu tendință de creștere în profunzime); corespunzător pH-ul capătă și el valori scăzute (în general sub 4,5% la partea superioară și cca 5% în profunzime), datorită (probabil) conținutului mai ridicat de sescvioxizi liberi.

Saturatia în cationi bazici foarte scăzută situează aceste soluri în categoria celor oligobazice (oligotrofe). Valorile relativ ridicate ale conținutului în ioni de Ca la partea superioară a profilului (cca 10–15% din T față de 4–5% în orizontul inferior), poate fi pusă pe seama procesului de bioacumulare, cît și al aporturilor eoliene și de pantă.

Capacitatea totală de schimb cationic, are valori relativ scăzute (maximum 30–35), față de conținutul destul de ridicat de humus. Aceasta atestă caracterul grosier al materiei organice.

Repartiția sescvioxizilor pe profil (grame la 100 g sol) indică un maximum la partea superioară a profilului.

În cea mai mare parte a lor, solurile humico-silicatice alpine din munții Făgărașului se pot asimila rankerelor de eroziune din literatura pedologică vest-europeană. Ele sunt legate de asociații pioniere de *Carex curvula* și *Festuca glacialis*, cantonate pe pante abrupte, vîrfuri, custuri, etc.

Pentru exemplificare, prezentăm în cele ce urmează un profil caracteristic :

<sup>5</sup> Determinarea cationilor de schimb la toate profilele analizate s-a făcut prin extracție în CH<sub>3</sub>COOH 0,5 N.

**Profil nr. 3 Buteanu — Sol humico-silicatic alpin.**

Localizare : SW Valea Capra.

Relief : versant SW, inclinare cca 35°, altitudinea 2470 m.

Roca : šist cloritos feldspatic.

Vegetația : *Carex curvula*, *Primula minima*, rar *Rhododendron kotschyi*.

Utilizare : pășune.

*Descrierea profilului :*

A<sub>0</sub> 0—8 cm ; masă radiculară puternică.

A<sub>1</sub> 8—33 cm ; lut nisipos, brun foarte închis (10YR 2/2) în stare umedă, schelet foarte frecvent.

D 33—50 cm ; printre fragmente mari și foarte frecvente de rocă un material nisipos, brun închis (10YR 3/3) în stare umedă, brun-roșcat închis (5YR 3/4) în stare uscată (tab. 1),

## 2. Solurile brune alpine

Sînt corespunzătoare în mare măsură la ceea ce în literatura pedologică a fost definit ca : H. Jenny (1926) — „Alpine Humusböden”, C. Chiriciță (1955) — „Soluri brune alpine superioare”, C. Chiriciță (1955) — „Soluri brune cenușii alpine”, N. Cernescu (1956) — „Soluri brune alpine”, E. N. Rudneva (1960) — „Gornolugovîie torfianistîe (alpiischie) pocivî”, C. Chiriciță, C. Păunescu (1964) — „Soluri humico-silicatice podzolice alpine”, M. Spirescu, V. Bălăceanu, M. Oprîș (1964) — „Soluri humico-silicatice de tranziție spre podzoluri humico-feriiluviale”, N. Florea (1965) — „Soluri humico-silicatice criptopodzolice alpine”.

Sînt soluri puternic acide, cu acumulare intensă de humus și cu orizont iluvial B de acumulare de hidroxizi de Al și Fe (uneori și cu urme ale unui vechi orizont A<sub>2</sub>).

Se întâlnesc pe roci foarte diferite (gnaise, micașisturi muscovitice sau biotitice, šisturi sericitoase, cloritoase sau filitoase și chiar pe amfibolite). Se dezvoltă pe culmi, platforme și în general pe suprafețele mai așezate ale etajului alpin, sub pajiști secundare, alcătuite din asociații de *Carex curvula*, de cele mai multe ori cu *Festuca supina*. Local apar tufărișuri de *Rhododendron*.

Se caracterizează printr-un profil morfologic de tip A<sub>0</sub>, A, B, D.

Orizontul A<sub>0</sub>, de 1—4 cm (rareori pînă la 8 cm) grosime, este puternic împîslit de rădăcini.

Orizontul A, are grosimi foarte variabile, de la 20—40 cm, fiind de multe ori influențat de aporturile de pe pante. Este de obicei un lut fin nisipos, în care aporturile eoliene și resturile vegetale au o mare importanță. Coloritul este brun închis (10YR 3/3) pînă la negru (10YR 2/1) în stare umedă și brun-cenușiu (10YR 5/2) în stare uscată. Uneori se poate separa

TABELUL 1  
Date analitice

Ori- zont	Adâncime cm	Cationii de schimb										V %	$R_{2O_3}$ g % solubil în $CH_3COOH$	Al deplasabil (K Cl) me		
		m e la 100 g sol uscat la 105°C					% (T = 100)									
		Ca++	Mg++	K+	Na+	H+	T	Ca++	Mg++	K+	Na+	H+				
A <sub>1</sub>	8—28	0,62	0,39	0,13	0,34	0,27	30,86	32,34	1,9	1,2	0,4	1,0	95,5	4,5	5,42	
D	33—50	0,64	0,06	0,31	0,27	22,96	24,24	2,7	0,2	1,3	1,1	94,7	5,3	0,54	4,29	

Orizont	Adâncime cm	Apa higroscopică %	pH	Humus % $C \times 1,72$
A <sub>1</sub> D	8—28 33—50	4,43 3,52	4,9 5,0	18,30 10,75

TABELUL 2  
Compoziția humusului la solurile brune alpine

Solul	Adin- cime cm	Ori- zont	Carbon total %	Ceruri și rășini % din C total	Acizi huminici (H) % din C total			Acizi fulvici (F) % din C total			H : F		
					1	2	3	Suma H	1a	1	2		
P.16 Mușeteșcu	1—11 11—20 20—27 27—40	A' A''(A <sub>2</sub> ) B <sub>1</sub> B/D	29,37 20,23 13,2 9,9 5,75 3,4	11,8 13,2 18,4 18,1 6,6 12,1 0,0	18,9 18,4 1,8 2,3 0,3 13,1 14,4	0,1 1,2 2,3 0,3 14,4	0,7 21,4 13,6 24,6 19,9 1,2	19,7 21,4 13,6 24,6 19,9 1,2	1,7 4,8 3,0 0,5 1,2 1,1	11,6 13,6 24,9 43,0 33,6 0,36	6,7 3,0 3,4 2,0 1,1 1,1	24,9 24,9 24,9 43,0 33,6 0,36	
P.57 Negoiu	2—17 17—31	A <sub>0</sub> A	14,58 8,75	10,2 7,3	18,1 19,0	1,9 4,2	0,8 3,4	20,8 26,6	4,8 15,8	17,4 25,0	6,1 1,4	4,0 2,4	32,3 44,6



și un suborizont A” în care se disting reflexe cenușii, care dă impresia unui vechi orizont A<sub>2</sub>, înnecat în humus de pajiste.

Orizontul B, de 25—50 cm grosime, are aproximativ aceeași textură, dar adeseori o cantitate mai mare de fragmente scheletice. Coloritul acestui orizont poate fi brun-roșcat închis (5YR 3/3) sau brun-gălbui închis (10YR 3/4), în stare umedă; în stare uscată, coloritul nu se modifică prea mult.

Tranziția la roca subjacentă se face printr-un suborizont B/D de culoare brun-gălbui închisă (10YR 4/4), influențată de coloritul rocii. Caracterul scheletic se accentuează considerabil.

Sint de cele mai multe ori soluri mai profunde decât solurile humico-silicatic alpine descrise. Ca și la acestea, alcătuirea granulometrică este dominată de fractiunile relativ mai grosiere. În general caracterul mai grosier al alcătuirii granulometrice crește spre profunzime.

Humusul se acumulează în cantitate foarte mare la partea superioară a profilului (25—50%), menținindu-se ridicat pe întreaga grosime a orizontului A. În orizontul B conținutul de humus rareori scade sub 10% (în general 13—18%).

Din analiza compoziției humusului (tab. 2), se observă că aceste soluri prezintă în orizonturile superioare un conținut de ceruri și rășini, relativ mai ridicat decât cel al solurilor forestiere (10—13% din C total față de <10% din C total, în solurile de pădure).

Acizii huminici prezintă un conținut total, cuprins între 19,7—27,0% din C total, iar acizii fulvici ceva mai ridicat și în creștere accentuată spre profunzime (24,9—44,6% din C total). Raportul acizi huminici : acizi fulvici (H/F) este subunitar și descrește pe profil.

Acizii fulvici fractia F<sub>1a</sub> (agresivi) în creștere pe profil, prezintă un conținut mai mic decât la solurile forestiere. În ceea ce privește fractia F<sub>2</sub> de acizi fulvici (fulvați), se remarcă o descreștere de la suprafață spre profunzime, adică invers decât la solurile forestiere.

Rezultă deci din cele de mai sus, că humusul solurilor brune alpine atestă o evoluție îndelungată sub formații vegetale ierboase.

Complexul coloidal al solurilor humifere acide de pajisti alpine este accentuat debazificat. Valorile gradului de saturatie în baze (V%), sint în general sub 25% (adeseori sub 10%), și manifestă tendință de creștere în profunzime (uneori 30—35% la baza profilului).

La unele profile se vădește o creștere a valorilor gradului de saturatie în baze în imediata apropiere a suprafetei (în special pe seama ionului de

Ca). Explicația este dată atât de acumularea biologică cât și de aporturile eoliene sau deluviale.

Valoarea pH (în suspensie apoasă), la solurile bine dezvoltate, fără aporturi pe pantă, variază la suprafață între 3,98 și 4,20. Pe amfibolite, sau la unele profile influențate de aporturi de pe pantă, pH-ul poate ajunge la 4,60. Variația pe profil a valorilor pH se corelează în linii mari cu aceea a gradului de saturatie în baze, în sensul că ambele manifestă tendință de creștere în profunzime. Se remarcă însă faptul că la valori foarte mici ale gradului de saturatie în baze ( $V\ 2-10\%$ ), nu corespunde întotdeauna un pH tot atât de scăzut.

Condiționată de conținutul foarte ridicat în humus al acestor soluri, capacitatea totală de schimb cationic are valori relativ ridicate în orizontul superior, 30–60 me la 100 g sol. În profunzime ea scade pînă la maximum 20 me la 100 g sol.

Conținutul în aluminiu schimbător este relativ ridicat (6–8 me la 100 g sol – uneori mai mult), reflectînd aciditatea și starea de debazificare a solului. Corespunzător scăderii valorilor gradului de saturatie în baze la cca 10–15 cm de la suprafața solului și creșterii acidității, conținutul de aluminiu manifestă o creștere, la același nivel.

În ceea ce privește repartiția sescvioxizilor pe profil, se observă la majoritatea profilelor o creștere cantitativă a acestora spre profunzime și adeseori o acumulare a lor la nivelul orizontului B, mai mare decît în orizontul de trecere la roca subjacentă. Acest fapt, care deosebește între altele solurile brune alpine de cele humico-silicatice, trădează o veche iluvionare a sescvioxizilor pe profil. Alături de unele indicații morfologice de vechi orizonturi  $A_2$  de acumulare de cuarț rezidual, faptele de mai sus conduc la ideea că solurile humifere acide de pajiști alpine provin din vechi soluri cu caracter mai mult sau mai puțin podzolic, dezvoltate cîndva (probabil în faza optimului climatic postglacial), sub asociații de plante lemnoase (Rhodorete, Jnepenișuri, etc.). De altfel tufărișurile de *Rhododendron* ureă și astăzi pînă la 2400 m și chiar mai sus. Conținutul foarte ridicat de humus al acestor soluri, în condiții în care procesul de humificare este lent, presupune de asemenea o evoluție îndelungată și prin urmare și posibilități ca solul să se fi format în condiții climatice diferite de cele de azi.

Din perspectiva celor de mai sus rezultă necesitatea separării sistematice a acestor soluri la un tip genetic distinct.

Pentru exemplificare și o mai bună înțelegere a celor de mai sus, prezentăm în continuare cîteva profile caracteristice.



**Profil nr. 16 Muşetescu — Sol brun alpin.**

Localizare : vîrful Muşetescu.

Relief : loc plat lingă vîrf, altitudine 2460 m.

Roca : şist amfibolic.

Vegetația : *Carex curvula*, *Primula minima*, *Potentilla ternata*, *Sedum alpestre*, *Campanula alpina*, *Festuca glacialis*, *Polygonum viviparum*.

Utilizare : pășune.

*Descrierea profilului :*

A<sub>0</sub> 0—1 cm ; pislă de rădăcini.

A' 1—11 cm ; lut fin nisipos, negru (5 YR 2/1) în stare umedă, brun-roșcat închis (5 YR 2/2) în stare uscată, rădăcini frecvente.

A''(A<sub>2</sub>) 11—20 cm ; lut fin nisipos, brun-roșcat închis (5 YR 2/2) în stare umedă, brun-roșcat foarte închis (10 YR 3/2) în stare uscată (totuși mai deschis la culoare decit precedentul în stare uscată). Rădăcini relativ frecvente, fragmente de rocă.

B<sub>1</sub> 20—27 cm ; lut fin nisipos, cenușiu foarte închis (5 YR 3/1) în stare umedă, cenușiu-roșcat închis (5 YR 4/2) în stare uscată, rădăcini relativ rare, fragmente frecvente de rocă.

BD sub 27 cm ; nisip cu fragmente de rocă dominante, cenușiu-roșcat închis (5 YR 4/2) în stare umedă, brun-roșcat (5 YR 4/4) în stare uscată (tab. 3).

**Profil nr. 16 vest Scărișoara — Sol brun alpin.**

Localizare : muntele Scărișoara.

Relief : panta vestică a Scărișoarei, est Vilsan, cota 2280 m.

Roca : micașist muscovito-biotitic.

Vegetație : *Carex curvula* și *Festuca supina*, *Juncus trifidus*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Potentilla ternata*, *Primula minima*, *Cetraria islandica*, *Polygonum viviparum*.

*Descrierea profilului :*

A<sub>0</sub> 0—4 cm ; brun foarte închis (10 YR 2/2) în stare umedă, idem în stare uscată, pislă de rădăcini.

A<sub>1</sub> 4—14 cm ; lut fin nisipos, brun-cenușiu foarte închis (10 YR 3/2) în stare umedă, cenușiu foarte închis (10 YR 3/1) în stare uscată, rădăcini frecvente.

A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> 14—20 cm ; lut fin nisipos, brun-cenușiu foarte închis (10 YR 3/2) în stare umedă, cenușiu (10 YR 5/1) în stare uscată, rădăcini frecvente.

B 20—31 cm ; nisip fin lutos, brun închis (7,5 YR 3/2) în stare umedă, brun-brun închis (10 YR 4/3) în stare uscată, rădăcini relativ frecvente.

BD 31 ; nisip cu fragmente de rocă, brun închis (10 YR 3/3) în stare umedă, brun-gălbui (10 YR 5/6) în stare uscată, rădăcini rare (tab. 4).

### 3. Podzolurile humico-feriiluviale

Sinonimii : H. Jenny (1926), H. Palimann (1947) — „Humus-podsol”, W. Kubiena (1953) — „Eisenhumus-podsol”, N. Cernescu (1934) — „Podzol primar”, C. Chiriciță (1955) — „Podzol de destrucție”, C. Chiriciță (1958) — „Podzol humico-feruginos”.



TABELUL 3  
*Date analitice*

Orizont	Adin- cime cm	Cationi de schimb										V %	$R_2O_3$ g% solubil în $CH_3COOH$	Al deplasabil (KCl) me	
		me la 100 g sol uscat 105°C					% (T = 100)								
		Ca++	Mg++	K+	Na+	H+	Ca++	Mg++	K+	Na+	H+				
A'	1–11	1,83	0,91	0,70	0,40	50,77	54,61	3,3	1,7	1,3	0,7	93,0	7,0	0,67	12,14
A''(A <sub>2</sub> )	11–20	1,04	0,14	0,28	0,40	47,41	49,27	2,1	0,3	0,6	0,8	96,2	3,8	0,85	12,49
B <sub>1</sub>	20–27	1,01	0,33	0,24	0,40	50,59	52,57	1,9	0,6	0,4	0,8	96,2	3,8	1,65	11,89
B/D	27–40	0,68	0,24	0,14	0,37	23,52	24,95	2,7	1,0	0,6	1,5	94,2	5,8	1,48	5,04

Orizont	Adin- cime cm	Apă hi- groscopică %	pH	Humus % $C \times 1,72$	N. total g %	C : N	$P_2O_5$ total g %	Nisip fin 0,2– 0,02 mm	Nisip grosier 2–0,2mm	Praf 0,02– 0,002 mm	Argilă < 0,002 mm	Particule < 0,01mm	Particule < 0,001 mm
A'	1–11	5,93	3,98	53,83	1,627	22,37	0,50	18,0	34,9	18,3	28,8	40,8	24,9
A''(A <sub>2</sub> )	11–20	5,32	4,20	36,84	0,946	26,34	0,40	21,9	41,7	18,0	18,4	31,1	13,7
B <sub>1</sub>	20–27	5,89	4,60	24,69				28,5	38,7	15,9	16,9	28,3	13,0
B/D	27–40	3,28	4,82	10,25				44,2	40,3	8,0	7,5	12,7	6,8



Sunt soluri foarte acide, caracterizate prin redistribuirea tuturor componentelor coloidale ( $\text{SiO}_2$ , acizi huminici, sescvioxizi) și acumularea lor în orizonturi genetice caracteristice ( $A_2$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ ), precum și prin acumulare de humus brut sau turbă la suprafață.

Se dezvoltă zonal în etajul subalpin pe roci acide și intermediare, sub influența asociațiilor lemoase de *Rhododendron kotschy* (cu *Vaccinium* sp.), de *Pinus montana* și de *Loiseleuria procumbens*. În cuprinsul aceluiași etaj de vegetație se mențin și sub asociații ierboase de *Festuca supina* cu *Agrostis rupestris* sau *Agrostis rupestris* cu mușchi și adeseori sub asociații subalpine relativ recente de *Nardus stricta*. Pe pantele expuse curentilor reci și vînturilor puternice, asociațiile de *Agrostis rupestris* cu mușchi (*Polytrichum*) sunt cantonate adeseori pe nanopodzoluri.

Pe roci acide și în condiții de umezeală puternică, podzolurile humico-feriiluviale se pot dezvolta sub o pătură puternică de mușchi (*Polytrichum*, *Hylocomium* și mai ales *Sphagnum*), chiar la umbra pădurilor de molid (podzoluri turboase).

Din acest punct de vedere morfologic, podzolurile humico-feriiluviale se caracterizează printr-un profil de tip  $A_0$ ,  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $B/D$ ,  $D$ . Adeseori orizonturile  $A_0$  și  $A_1$  fusionează (orizontul  $A_0A_1$ ).

Orizontul  $A_0A_1$  apare sub o pătură vie de ericacee sau mușchi și poate avea grosimi variabile, de 8–10–15 cm (uneori chiar mai mult). El reprezintă o acumulare puternică de humus brut, amestecat cu particule minerale fine, eterogene. Coloritul este negru (10YR 2/1) sau brun-roșcat închis (5YR 2/2) în stare umedă și brun roșcat închis (5YR 3/3) în stare uscată. Trecerea la orizontul următor este clară sau netă.

Orizontul  $A_2$ , de acumulare de silice reziduală are grosimi foarte variate (de la 5–10 cm pînă la 20–25 cm și chiar mai mult); textural este un nisip lutos sau chiar lut ușor; coloritul este de la cenușiu închis (10YR 4/1) pînă la cenușiu-cenușiu deschis (5Y 6/1) în stare umedă, și cenușiu deschis (10YR 7/1) pînă la alb (10YR 8/1) în stare uscată. Orizontul este puternic spălat de humus și sescvioxizi. Trecerea la orizontul următor este clară.

Orizontul  $B_1$  (humico-feriiluvial) este de asemenea foarte diferit ca grosime (3–10 cm); sub raport textural nu diferă de orizontul superior. Coloritul este brun-roșcat închis pînă la negru (5YR 2/2–5YR 2/1) în stare umedă, și brun-brun închis (7,5 YR 4/2) sau cenușiu-roșcat închis (5YR 4/2) în stare uscată. Trecerea la orizontul inferior este treptată sau clară.

Orizontul  $B_2$  (feriiluvial) are 5 pînă la 25 cm grosime. Adeseori are fragmente scheletice frecvente. Coloritul său este brun-roșcat închis

TABELUL 4  
Date analitice

Orizont	Adâncime cm	Cationii de schimb										V %	$R_2 O_3$ g % solubil în $CH_3COOH$	Al depasabil (K Cl) me
		Ca++	Mg++	K+	Na+	H+	T	Ca++	Mg++	K+	Na+	H+		
A <sub>0</sub>	0 - 4	6,88	3,03	1,55	0,75	49,19	61,40	11,2	4,9	2,5	1,2	80,2	19,8	6,11
A <sub>1</sub>	4 - 14	2,40	1,08	0,75	0,74	44,03	49,00	4,9	2,2	1,5	1,5	89,9	10,1	0,55
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	14 - 20	0,91	0,59	0,37	0,63	34,32	36,82	2,5	1,6	1,0	1,7	93,2	6,8	0,63
B	20 - 31	1,29	2,33	0,18	0,64	43,87	48,31	2,7	4,8	0,4	1,3	90,8	9,2	1,46
BD	31 - 50	1,04	0,24	0,12	0,57	23,22	25,19	4,1	0,9	0,5	2,3	92,2	7,8	1,15

Orizont	Adâncime cm	Apa higroscopică	pH	Humus % $C \times 1,72$
A <sub>0</sub>	0 - 4	6,40	4,2	47,77
A <sub>1</sub>	4 - 14	4,96	4,4	29,71
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	14 - 20	4,01	4,6	22,90
B	20 - 31	4,87	4,8	13,19
BD	31 - 50	3,01	4,9	5,02

TABELUL 5  
Compoziția humusului la podozurile humico-fertilizante

Solul	Adâncime cm	Ceruri și rășini din C total	Carboal total %	Ceruri și rășini din C total	Acizi huminici (H)			Acizi fulvici (F)			H : F		
					1	2	3	Suma	1	2	3		
P. 33	0 - 4	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	19,89	5,6	17,6	2,7	0,7	21,0	2,2	15,8	13,9	3,1	35,0
	4 - 9	A <sub>1</sub>	34,72	19,0	9,1	13,0	0,5	22,6	1,3	9,8	10,0	2,4	33,5
Comarnic	9 - 18	A <sub>2</sub>	3,26	10,7	8,8	10,2	1,0	20,0	5,1	16,8	13,4	3,9	39,2
	18 - 26	B <sub>1</sub>	6,55	5,8	4,9	5,1	3,9	13,9	25,6	33,8	6,6	1,5	67,5



(5YR 3/4—3) în stare umedă și galben-roșcat (7,5 YR 6/6) în stare uscată. Trecerea la roca subjacentă se face treptat prin intermediul unui suborizont B/D scheletic, de culoare brun-gălbuiie închisă (10YR 4/4) în stare umedă și galbenă pală (2,5Y 8/4) în stare uscată. Coloritul acestui suborizont poate fi puternic influențat de fragmentele de rocă.

Conținutul de humus în aceste soluri are valori ridicate și o distribuție caracteristică pe profil. În orizontul de suprafață ( $A_0A_1$ ) el poate ajunge la 65% și în cazurile de turbificare chiar la 90%. În orizontul  $A_2$ , conținutul de humus scade puternic, ajungând la mai puțin de 10%, adeseori chiar sub 1%. În orizontul  $B_1$ , crește din nou la 7—15%, pentru că în  $B_2$  să scadă la 7—8%.

În ceea ce privește compoziția humusului (tab. 5), aceste soluri prezintă o descreștere pe profil a conținutului total de acizi huminici (de la 21,0 la 13,9% din C total) și o creștere pronunțată pe profil a conținutului total de acizi fulvici (de la 35,0 la 67,5% din C total). Rezultă astfel un raport acizi huminici : acizi fulvici (H : F) subunitar și în descreștere pe profil.

Conținutul în ceruri și rășini și repartizarea pe profil a fracțiunii  $F_2$  de acizi fulvici (fulvați) sunt diferite și de solurile de pajiste și de cele de sub pădure, arătind oarecum un caracter mixt de sol de pădure și de pajiste.

Valorile capacității totale de schimb cationic prezintă, în paralel cu acelea ale conținutului de humus, o variație foarte semnificativă pe profil. Ele sunt maxime în orizontul superior  $A_1$  (80—104 me), scad la 2,8—8 me în orizontul  $A_2$ , cresc din nou la 25—45 me în orizontul  $B_1$  și apoi scad continuu către baza profilului pînă la 10—15 me la 100 g sol.

Complexul coloid al acestor soluri este extrem de puternic debazificat; valorile gradului de saturație în baze sunt de 10-15-20% în orizontul  $A_1$  și scad pe profil pînă la V = 8 sau 2% (în orizontul B). În apropierea rocii se remarcă din nou o creștere a acestor valori.

Valorile pH (în extras apos) sunt de 3,8-4,2 la partea superioară a profilului și cresc în profunzime pînă aproape de 5.

Conținutul de aluminiu schimbabil ridicat este în acord cu starea de debazificare înaintată și cu aciditatea pronunțată a acestor soluri. El poate căpăta adesea valori foarte mari (>25 me la 100 g sol).

Curba repartiției sescvioxizilor pe profil are aceeași alură sinusoidală ca acelea ale humusului și capacitatea de schimb cationic. Se remarcă acumularea lor în orizontul iluvial B.

În continuare se prezintă două profile caracteristice de podzol humico-feriiluvial.

**Profil nr. 62 Tunsu — Podzol humico-feriluvial.**

Localizare : muntele Tunsul.

Relief : versant estic, aproape de culme, altitudine 2040 m.

Roca : gnaise cuarțo-feldspatice.

Vegetație : *Pinetum mughi*.

*Descrierea profilului :*

- A<sub>0</sub> A<sub>1</sub>** 0—7 cm ; brun-roșcat închis (5 YR 2/2) în stare umedă, brun-roșcat închis (5 YR 3/2) în stare uscată, ace de pin slab descompuse foarte frecvente.
- A<sub>2</sub>** 7—17 cm ; nisip, cenușiu -cenușiu deschis (5 YR 6/1) în stare umedă, alb-cenușiu deschis (10 YR 8/1-7/1) în stare uscată ; fragmente de rocă relativ frecvente, rădăcini relativ frecvente, lemnăsoase și ierboase.
- B<sub>1</sub>** 17—28 cm ; nisip cu foarte multe fragmente de rocă, brun-roșcat închis (5 YR 2/2) în stare umedă, brun-brun închis (7,5 YR 4/2) în stare uscată, rădăcini frecvente.
- B<sub>2</sub>** 28—35 cm ; nisip cu fragmente de rocă frecvente, brun-roșcat închis (5 YR 3/4) în stare umedă, galben-roșcat (7,5 YR 6/6) în stare uscată, rădăcini mai rare ca în orizontul precedent.
- B/D** 35—50 cm ; fragmente de rocă dominante având în interstiții un material nisipos, brun-gălbui închis (10 YR 4/4) în stare umedă, galben pal (2,5 Y 8/4) în stare uscată, rădăcini rare (tab. 6).

**Profil nr. 33 Comarnic — Sol podzol humico-feriluvial.**

Localizare : muntele Comarnic.

Relief : versant cu expoziție nordică, panta 15—20°, altitudine cca 1890 m.

Roca : micașist muscovitic.

Vegetație : acoperire 100 % cu *Loiseleuria* care formează un strat gros, *Loiseleuria procumbens*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Deschampsia flexuosa*, *Agrostis rupestris*, *Festuca supina*, *Campanula alpina*, *Soldanella pusila*, *Polytrichum commune*, *Cetraria islandica*, *Thamnolia vermicularis*.

*Descrierea profilului :*

- A<sub>0</sub> A<sub>1</sub>** 0—4 cm ; local A<sub>0</sub> formează o pislă groasă de 4 cm de rădăcini în special lemnăsoase, firicele de cuarț și mică, negru (10 YR 2/1) în stare umedă, brun foarte închis (10 YR 2/2) în stare uscată.
- A<sub>1</sub>** 4—9 cm ; nisip fin lutos, fluturași de mică, brun foarte închis (10 YR 2/2) în stare umedă, brun-cenușiu foarte închis (10 YR 3/2) în stare uscată, rădăcini frecvente lemnăsoase.
- A<sub>2</sub>** 9—18 cm ; nisip fin lutos, cenușiu închis (10 YR 4/1) în stare umedă, cenușiu-brun deschis (10 YR 6/2) în stare uscată, rădăcini rare, local grupate.
- B<sub>1</sub>** 18—26 cm ; nisip legat cu fragmente mici de rocă bogată în mică, brun-gălbui închis (10 YR 3/4) în stare umedă, brun (10 YR 5/3) în stare uscată, rădăcini rare.
- B<sub>2</sub>** 26—33 cm ; nisip legat, fragmente de rocă bogate în mică, brun închis (7,5 YR 3/2) în stare umedă, brun-brun închis (7,5 YR 4/4) în stare uscată, rădăcini fine grupate în pilcuri — în rest rare.
- B/D** 33—40 cm ; fragmente de rocă dominante, fluturași de mică, galben-bruniu (10 YR 5/6) în stare umedă, galben-bruniu (10 YR 6/6) în stare uscată (tab. 7).



TABELUL 6

Date analitice

Ori- zont	Adin- cime cm	Cationii de schimb me la 100 g sol uscat la 105°C						% (T = 100)				V %	$R_2O_3$ g% solubil în $CH_3COOH$	Al deplasabil (K Cl) me	
		Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>				
A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—7	13,88	6,15	0,18	1,14	83,20	104,55	13,3	5,9	0,1	1,1	79,6	20,4	0,08	2,03
A <sub>a</sub>	7—17	0,29	0,27	0,02	0,05	2,18	2,81	10,3	9,6	0,7	1,8	77,5	22,4	0,02	1,19
B <sub>1</sub>	17—28	1,09	0,47	0,14	0,17	23,38	25,25	4,3	1,9	0,5	0,7	92,6	7,4	0,28	6,87
B <sub>2</sub>	28—35	0,58	0,30	0,20	0,31	17,21	18,60	3,1	1,6	1,1	1,7	92,5	7,5	0,27	2,59
B/D	35—50	6,66	0,44	0,13	0,32	3,38	10,93	61,0	4,0	1,2	2,9	30,9	69,1	0,49	1,08

Ori- zont	Adin- cime cm	Apa higro- scopică %	Humus $C \times 1,72$ %	N Total g %	C : N	$P_2O_5$ g %	Nisip grossier 2—0,2 mm	Nisip fin 0,2—0,02 mm	Praf 0,02— 0,002 mm	Particule < 0,01 mm			Particule < 0,01 mm
										—	—	—	
A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—7	9,40	—	88,86	1,51	39,8	0,23	—	—	—	—	—	—
A <sub>2</sub>	7—17	0,46	4,2	0,95	0,06	11,1	0,02	—	—	—	—	—	—
B <sub>1</sub>	17—28	3,14	4,3	7,57	—	—	—	16,9	61,7	10,7	—	—	15,7
B <sub>2</sub>	28—35	1,75	4,3	2,78	—	—	—	—	—	—	—	—	—
B/D	35—50	0,76	4,9	—	—	—	—	19,5	63,6	11,1	5,8	10,9	5,4



**TABELUL 7**  
*Date analitice*

Ori- zon- t	Adin- cime cm	Cationii de schimb										V %	$R_2O_3$ g% solubil in $CH_3COOH$	Al deplasabil (K Cl) me	
		me la 100 g sol uscat la 105°C					% (T = 100)								
		Ca++	Mg++	K+	Na+	H+	T	Ca++	Mg++	K+	Na+	H+			
A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—4	2,70	0,98	0,94	0,07	34,90	39,59	6,8	2,5	2,3	0,2	88,2	11,8	0,18	0,13
A <sub>1</sub>	4—9	1,47	0,86	0,76	0,07	77,33	80,49	1,8	1,1	0,9	0,1	96,1	3,9	0,34	16,77
A <sub>2</sub>	9—18	0,32	—	0,09	0,06	7,45	7,92	4,0	0	1,1	0,8	94,1	5,9	0,06	2,32
B <sub>1</sub>	18—26	0,60	—	0,12	0,04	41,56	42,32	1,4	0	0,3	0,1	98,2	1,8	0,47	12,47
B <sub>2</sub>	26—33	0,61	—	0,10	0,06	36,17	36,94	1,6	0	0,3	0,2	97,9	2,1	0,72	9,92
B/D	33—40	0,31	—	0,09	0,14	14,75	15,29	2,0	0	0,6	0,9	96,5	3,5	0,32	—

Orizont	Adin- cime cm	Apă nigro- scopică %	pH	Humus $C \times 1,72$	N. total g %	C : N	$P_2O_5$ Total g %	Nisip grosier $2-0,2$ mm	Nisip fin $0,2-0,02$ mm	Praf $0,02-0,002$ mm	Argilă $< 0,002$ mm	Particule $< 0,01$ mm	Particule $< 0,01$ mm
A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	0—4	5,45	4,1	36,28	0,96	25,7	0,25	45,6	21,2	11,7	21,5	27,3	17,8
A <sub>1</sub>	4—9	9,18	3,9	65,91	1,58	24,2	0,30	25,7	23,7	19,5	31,1	45,2	26,4
A <sub>2</sub>	9—18	1,11	4,1	5,68	0,23	16,9	0,14	—	—	—	—	—	—
B <sub>1</sub>	18—26	4,29	4,4	11,81	—	—	—	42,9	27,1	14,6	15,4	19,7	12,7
B <sub>2</sub>	26—33	4,73	4,6	8,42	—	—	—	40,4	34,4	14,7	10,5	18,6	7,9
B/D	33—40	2,30	4,7	—	—	—	—	43,6	39,4	9,8	7,2	12,1	5,5



#### 4. Soluri brune subalpine

Sinonimii: C. Chirita (1955) „Soluri brune înțelenite de pajiști alpine inferioare”, C. Chirita et al. (1958) „Soluri subalpine de pajiști”, Ph. Duchaufour (1960) „Ranker pseudoalpin”, N. Florea (1965) „Sol brun acid de pajiște subalpină sau montană”, a 7-a aproximație americană „Haplumbrepts (spodic)”. Considerăm că denumirea „soluri brune subalpine” nu este cea mai indicată, întrucât arealul acestor soluri nu se suprapune etajului subalpin, în care atât sub vegetație lemnoasă, cât și sub pajiști secundare, se întâlnesc podzoluri humico-feriluviale, ci începe abia de la limita inferioară a acestui etaj, dezvoltându-se mai ales în cuprinsul etajului molidului și în partea superioară a etajului pădurilor de fag. De aceea credem că ar fi mult mai nimerită denumirea de „soluri brune pseudoalpine” (corespondentă *mutatis mutandis* aceleia de „ranker pseudoalpin” a lui Ph. Duchaufour, 1960) și propunem introducerea ei.

Sunt soluri acide, cu acumulare intensă de humus, și cu orizont B de acumulare mai mult sau mai puțin importantă a sescvioxizilor de fier.

Se dezvoltă pe roci acide, intermediare și chiar slab bazice, sub asociații montane și subalpine inferioare de *Nardus stricta*. La prima vedere, mai ales cind sunt umede, aceste soluri sugerează, prin aspectul lor morfologic, solurile brune alpine. Între cele două tipuri de soluri însă se află aproape un întreg etaj altitudinal bioclimatic, care le separă. Este vorba de etajul subalpin „*stricto sensu*” al lui *Pinus montana*, în care se întâlnesc podzoluri humico-feriluviale.

Solurile brune subalpine (pseudoalpine) de pajiști reprezintă din punct de vedere genetic o aducere la un numitor comun a solurilor criptopodzolice din pădurea de molid, a solurilor podzolice de sub jnepe-nișuri și chiar a solurilor brun-gălbui acide din păduri de amestec fag cu molid. Unele mai păstrează indicații morfologice de orizont A<sub>2</sub> sau B<sub>1</sub> și de aceea ele prezintă variații frecvente în funcție de sensul pedogenezei initiale.

Cele mai bine formate au un profil morfologic de tip A<sub>0</sub>, A, (B), D.

Orizontul A<sub>0</sub> — este reprezentat de o pîslă de rădăcini cu micorize și rizomi, groasă de cca 4 cm, de culoare brună foarte închisă (10YR 2/2).

Orizontul A — de cel mult 20 cm grosime, este un lut ușor sau nisip lutos, adesea cu fragmente scheletice frecvente, de culoare brun-cenușie foarte închisă (10YR 3/2), în stare umedă și cenușiu-brunie (10YR6/2) în stare uscată. Adeseori la uscare se disting granule de quart care albesc.

Orizontul B — de grosimi variabile (15-30 cm), are în mod obisnuit aceeași alcătuire granulometrică, ca și orizontul A. Este de culoare brun-roșcată închisă (10YR 4/4) sau brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă și brun-gălbui (10YR 5/6), galben-brunie (10YR 6/6) sau chiar gălbui (10YR 7—8), în stare uscată. Este remarcabil faptul că de multe ori este oarecum rudimentar, cu o foarte slabă acumulare de sescvioxizi.

Suborizontul B/D — are un caracter scheletic pronunțat și prezintă un colorit galben-bruniu.

În ceea ce privește alcătuirea granulometrică a acestor soluri, se remarcă creșterea conținutului de nisip fizic ( $>0,01$  mm) de la suprafață (55—60%) spre adâncime (87—82%) și o variație în sens invers a fracțiunilor fine. Nu se observă, de altfel ca la toate solurile descrise anterior, nici un fel de diferențiere texturală pedogenetică a profilului de sol.

Conținutul de humus este relativ ridicat (10—20%), însă comparativ mai scăzut decât la solurile brune alpine (<25%). Uneori, cele provenite din podzoluri humico-feriiluviale de limită prezintă la cca 2—6 cm de la suprafață solului un conținut foarte ridicat de humus (cca 40%).

Natura humusului este variată în funcție de intervalul de timp de cînd solul se află sub influența pajiștei (tab. 8).

Conținutul în ceruri și rășini nu depășește 10% din C total. Raportul acizi huminici : acizi fulvici (H : F) este subunitar, avînd valori ce scad pe profil de la 0,82 la 0,15. Fracțiunea  $F_{1a}$  de acizi fulvici (agresivi) crește pe profil, iar fracțiunea  $F_2$  (fulvați) prezintă tendințe deosebite de manifestare pe profil. La unele soluri, unde pajiștea datează de mai multă vreme (ca la profilul 4 Năneasa), există tendință de scădere în profunzime ca la solurile de sub pajiștile primare. La profilele unde pădurea a persistat pînă de curînd (ca la profilele 18 Marginea și 21 Marginea), există tendință de creștere a acestei fracțiuni în profunzime, ca la solurile forestiere.

Capacitatea totală de schimb cationic (T) este relativ ridicată (25—62 me, la 100 g sol), în dependență de conținutul de humus. În general se remarcă o scădere continuă a valorilor T de la suprafață spre profunzime (cca 10—20 me, pentru 100 g sol, la baza profilului).

Complexul coloidal este în general puternic debazificat. Valorile gradului de saturație în baze, sint în general sub 25% (6—19% la profilele analizate de noi). Se remarcă faptul că sint ceva mai saturate solurile aflate de vreme mai îndelungată sub pajiște (4 Năneasa).

În general saturăția în baze este mai ridicată la partea superioară a profilului, prezintă un minim aproximativ la nivelul orizontului B și cresc în apropierea rocii din bază. Sub acest raport solurile de care ne



TABELUL 8  
Compoziția humusului la solurile brune subalpine

Solul	Adâncime cm	Orizont	Carbon total %	Ceruri și rășini % din C total	Acizi huminici (H) % din C total			Acizi fulvici (F) % din C total			H : F Suma F	
					1	2	3	Suma H	1 <sub>a</sub>	1		
P. 4 Nâneasa	0—4	A <sub>0</sub>	11,95	8,7	4,6	4,9	0,9	10,4	5,0	21,4	4,9	40,5
	4—21	A	6,03	5,7	16,1	0,0	0,5	16,6	12,2	27,7	2,3	47,3
	21—41	B	3,85	4,5	9,7	1,2	0,3	11,2	23,3	33,8	0,9	61,6
P. 18 Marginica	41—60	BD	1,43	4,0	8,0	2,0	1,3	11,3	34,0	36,0	0,0	73,3
	3—6	A <sub>1</sub>	9,63	7,0	16,1	0,1	2,1	18,9	7,3	20,7	3,2	33,4
	6—14	A <sub>1</sub> a <sub>2</sub>	7,75	5,9	13,0	0,0	3,5	16,5	10,4	20,0	5,0	3,5
P. 21 Marginica	2—6	A <sub>0</sub> A <sub>1</sub>	18,95	9,2	21,7	0,0	0,6	22,3	0,9	15,7	6,1	4,5
	6—12	(A <sub>2</sub> )	10,19	9,2	22,4	0,0	1,3	23,7	7,7	20,2	6,5	3,8
	12—20	A <sub>2</sub> B <sub>1</sub>	7,54	5,8	11,3	2,1	3,1	16,5	16,8	22,4	15,8	2,8

TABELUL 9  
Date analitice

Orizont	Adâncime cm	Cationi de schimb								V %	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> g % solubil în CH <sub>3</sub> COOH	Al deplasabil (K Cl) me
		Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K+	Na <sup>+</sup>	H+	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K+	Na <sup>+</sup>	
A <sub>0</sub> A B BD	0—4	3,15	3,08	1,20	0,81	35,81	44,05	7,2	7,0	2,7	1,8	81,3
	4—21	0,90	2,26	0,58	0,74	28,76	31,24	2,7	6,8	1,7	2,2	86,6
	21—41	1,12	0,46	0,39	0,61	24,77	27,35	4,1	1,7	1,4	1,2	90,6
	41—60	2,54	0,54	0,20	0,60	12,34	16,22	15,7	3,3	3,7	3,7	76,1
												23,9
												0,75
Orizont		Adâncime cm		Apa higroscopică %		pH				Humus % C × 1,72		
A <sub>0</sub>		0—4		4,38		4,3				20,60		
A		4—21		3,21		4,5				10,40		
B		21—41		2,46		4,6				6,64		
BD		41—60		1,61		4,8				2,46		



ocupăm prezintă oarecare analogii cu solurile podzolice brune de sub pădurile de conifere.

Valorile pH sunt cuprinse între 3,8-4,5 la partea superioară a profilului și cresc pînă la 4,5-5 în apropiere de rocă.

Conținutul ridicat de aluminiu schimbabil (6-11,5 me pentru 100 g sol la suprafață și 1,5-4 me pentru 100 g sol la baza profilului) se paralelizează cu gradul înaintat al debazificării și cu aciditatea pronunțată a acestor soluri.

În repartiția sescvioxizilor pe profil se remarcă în general tendința de creștere permanentă a conținutului lor, de la suprafață în profunzime. Uneori însă se remarcă și o slabă acumulare a acestora la nivelul orizontului B (profilul 18 Marginea).

În ceea ce privește poziția sistematică a acestor soluri, reținem nevoiea separării lor la un tip genetic zonal (așa cum deja s-a făcut) diferit de solul brun acid specific pădurilor din zona montană a țării noastre. Parallelizarea cu rankerul pseudoalpin (climatic), descrise în literatură de către H. F r a n z (1956) și P h. D u c h a u f o u r (1960) este numai parțială, întrucît solul descris de noi este mai evoluat (profil de tip ABD).

În cele ce urmează se prezintă cîteva profile caracteristice de soluri brune subalpine.

#### **Profil nr. 4 Năneasa — Sol brun subalpin.**

Localizare : muntele Năneasa, spre Ciocanul.

Relief : expoziție sud-vestică, înclinare cca  $10^{\circ}$ , alt. 1850 m.

Rocă : micașist biotitic cu muscovit și fragmente de paragnaise micacee.

Vegetație : *Nardus stricta*, *Agrostis rupestris*, *Agrostis tenuis*, *Anthoxanthum odoratum*, *Festuca supina*, *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium villos-idaea*, *Juniperus communis*, *Geum montanum*, *Potentilla lernata*, *Thymus pulcherrimus*, *Deschampsia flexuosa*, *Polygonum viviparum*, *Polytrichum commune*, *Vaccinium uliginosum*.

#### **Descrierea profilului :**

A<sub>0</sub> 0—4 cm ; brun-cenușiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă, brun spre brun închis (10YR 4/3) în stare uscată, pîslă de rădăcini.

A 4—21 cm ; nisip fin lutos, brun-gălbui închis (10YR 3/4) în stare umedă, brun (10YR 5/3), rădăcini frecvente.

B 21—41 cm ; nisip fin lutos cu fragmente de rocă, brun-gălbui închis (10 YR 4/4) în stare umedă, brun-gălbui pal (10 YR 5/4) în stare uscată, rădăcini frecvente.

BD 41→ ; nisip , brun-gălbui închis (10YR 4/4) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 7/3) în stare uscată (tab. 9).



**Profil nr. 18 Marginea — *Sol brun subalpin*.**

Localizare : cimpul experimental.

Relief : versant cu expoziție SSW, inclinare cca  $3^{\circ}$ , cota 1550 m.

Roca : paragnaise micacee.

Vegetație : asociație de *Nardus stricta*, neîngrășat (*Nardetum strictae montanum* în zona pădurii de molid).

A<sub>0</sub> 0—3 cm ; pislă de rădăcini, materie organică nedescompusă, în parte turbificată, inclusiv firisoare de nisip, brun-cenușiu (10 YR 3/1).

A<sub>1</sub> 3—6 cm ; nisip legat, brun-gălbui (10YR 5/6) în stare umedă, brun-brun încis (10YR 4/3) în stare uscată, rădăcini ierboase foarte frecvente, trecere clară.

A<sub>1a<sub>2</sub></sub> 6—14 cm ; nisip legat, fragmente de rocă relativ frecvente, brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă, brun (10YR 5/3) în stare uscată, rădăcini ierboase frecvente.

AB 14—37 cm ; nisip legat, nisip grosier, pietricile și pietre frecvente brun-brun încis (10YR 4/3) în stare umedă, brun pal (10YR 6/3) în stare uscată.

B 37—54 cm ; nisip slab legat, fragmente de rocă relativ frecvente pe alocuri dominante, brun încis (10YR 3/3) în stare umedă, brun-gălbui deschis (10YR 6/4) în stare uscată, rădăcini relativ frecvente.

Bd 54—100 cm ; nisip cu fragmente de rocă dominante, brun-cenușiu foarte încis (10YR 3/2) în stare umedă, brun-gălbui (10YR 5/4) în stare uscată, rădăcini ierboase relativ frecvente (tab.10).

**Profil nr. 21 Marginea — *Sol brun subalpin de limită către sol podzolic*.**

Localizare : vîrful Marginea.

Relief : suprafață plană pe culme, cota 1850 m.

Rocă : micașturi și gnaisă.

Vegetație : pajiste (secundară) cu *Agrostis rupestris*, *Festuca supina*, *Nardus stricta*, *Anthoxanthum odoratum*, *Potentilla ternata*, *Ligusticum mutellina*.

*Descrierea profilului :*

A<sub>0</sub> 0—2 cm ; pislă de rădăcini și mușchi, cu material pământos.

A<sub>1A<sub>0</sub></sub> 2—6 cm ; nisip fin nelegat cu foarte multă materie organică brută, cenușiu foarte încis (10YR 3/1) în stare umedă, cenușiu foarte încis (7,5 YR 3/3) în stare uscată.

(A<sub>2</sub>) 6—12 cm ; nisip fin lutos, schelet relativ frecvent, brun-cenușiu foarte încis (10YR 3/2) în stare umedă, brun-cenușiu (10YR 5/2) în stare uscată, rădăcini relativ frecvente.

A<sub>2B<sub>1</sub></sub> 12—20 cm ; nisip fin lutos, brun încis (10YR 3/3) în stare umedă, brun (7,5YR 5/4) în stare uscată, schelet relativ frecvent.

B<sub>2</sub> 20—31 cm ; nisip lutos, nisip grosier și pietricele, brun-gălbui încis (10YR 4/4) în stare umedă, brun-gălbui—brun-gălbui deschis (10YR5—6/4), rădăcini rare.

B<sub>3</sub>(BD) 31 cm — fragmente de rocă dominante, brun pal (10YR 6/3) în stare umedă, brun-gălbui încis (10YR 4/4) în stare uscată, rădăcini rare (tab. 11).

TABELUL 10  
*Date analitice*

Orizont	Adâncime cm	Cationi de schimb										V %	$R_2O_3$ g% solubil în $CH_3COOH$	Al depasabil (K Cl)	
		me la 100 g sol uscat la $105^{\circ}C$					% (T = 100)								
		Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>			
A <sub>1</sub>	3—6	2,10	0,78	0,68	0,56	36,02	40,14	5,2	1,9	1,7	1,4	89,8	10,2	0,57	7,26
A <sub>1a<sub>2</sub></sub>	6—14	1,09	0,63	0,53	0,62	30,30	33,17	3,3	1,9	1,6	1,9	91,3	8,7	0,66	6,48
AB	15—35	0,71	0,61	0,34	0,51	24,33	26,50	2,7	2,3	1,3	1,9	91,8	8,2	0,73	5,54
B	35—54	0,48	0,25	0,39	0,48	22,48	24,08	2,0	1,0	1,6	2,0	93,4	6,6	1,40	4,38
Bd	60—80	0,70	0,18	0,19	0,45	9,65	11,17	6,3	1,6	1,7	4,0	86,4	13,6	0,90	1,61

Orizont	Adâncime cm	Apă higroscopică %	pH	Humus C × 1,72 %	N total g %	C : N	$P_2O_5$ total g %	Nisip grosier 2—0,2 mm	Nisip fin 0,2—0,02 mm	Praf 0,02—0,002 mm	Argilă <0,002 mm	Particule <0,01 mm	Particule <0,001 mm	
A <sub>1</sub>	3—6	4,05	4,2	17,30	0,734	15,96	0,30	29,1	32,1	17,3	21,5	33,3	33,3	17,4
A <sub>1a<sub>2</sub></sub>	6—14	3,75	4,2	13,88	0,556	16,90	0,35	29,3	31,6	17,3	21,8	33,9	33,9	17,4
AB	15—35	3,33	4,6	9,53	0,403	15,97	0,35	30,2	31,2	17,1	21,4	33,1	33,1	17,1
B	35—54	3,68	4,8	6,03	—	—	—	29,2	32,7	17,6	20,5	32,1	32,1	16,9
Bd	60—80	1,97	4,8	1,24	—	—	—	36,4	44,7	11,2	7,7	13,0	13,0	6,9



TABELU 1  
Date analitice

Orizont	Adâncime cm	Cationi de schimb										V %
		me la 100 g sol uscat la 105°C					% (T = 100)					
		Ca++	Mg++	K+	Na+	H+	T	Ca++	Mg++	K+	Na+	H +
A <sub>1</sub> A <sub>0</sub>	2—6	2,66	1,62	1,26	0,83	48,64	55,01	4,8	2,9	2,3	1,5	88,5
(A <sub>2</sub> )	6—12	1,37	0,78	0,85	1,01	31,21	35,22	3,9	2,2	2,4	2,9	88,6
A <sub>2</sub> B <sub>1</sub>	12—20	0,95	0,20	0,47	0,84	29,53	31,99	3,0	0,6	1,5	2,6	92,3
B <sub>2</sub>	20—31	0,86	0,25	0,53	0,88	26,80	29,32	3,0	0,8	1,8	3,0	91,4
B <sub>3</sub> (BD)	37—51	0,64	0,23	0,49	0,76	23,16	25,28	2,5	0,9	1,9	3,0	91,7

Orizont	Adâncime cm	Adâncime cm	Apă higroscopică %	PH	C : N ca total	Humus C x 1,72 %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> g % total	Nisip grosier mm 2—0,25	Nisip fin mm 0,2—0,02	Praf 0,02— mm 0,002	Argila <0,002 mm	Particule <0,01 mm	Particule <0,001 mm
A <sub>1</sub> A <sub>0</sub>	2—6	6,96	3,8	38,57	1,433	16,62	0,53	—	—	—	—	—	—
(A <sub>2</sub> )	6—12	4,50	3,8	18,82	0,718	17,23	0,40	24,4	22,9	25,5	27,2	46,6	21,0
A <sub>2</sub> B <sub>1</sub>	12—20	4,07	4,1	13,55	—	—	0,29	29,6	28,4	22,0	20,0	34,2	15,2
B <sub>2</sub>	20—31	3,52	4,1	8,95	—	—	—	28,1	33,3	22,1	16,5	30,5	11,7
B <sub>3</sub> (BD)	37—51	3,47	4,5	5,77	—	—	—	27,9	35,0	22,1	15,0	29,1	10,5



### 5. Soluri humico-calcice alpine

Aspectele zonale descrise sunt întrerupte de apariția — pe suprafețe relativ mici — a calcarelor ca roci mame de sol. Acestea sunt singurele roci care aduc trăsături particulare în dezvoltarea procesului pedogenetic. Cantitatea mare de ioni de  $\text{Ca}^{++}$  pe care ele o eliberează în procesul de alterare și solificare, provoacă în sol acumularea de humus calcic și creează un echilibru fizico-chimic care favorizează formarea argilei (fenomen rar întâlnit în etajul alpin).

Între formațiunile pedologice dezvoltate pe calcarele cristaline, cele mai caracteristice sunt acelea ale solurilor humico-calcice alpine și humico-calcice alpine degradate.

a) Solul humico-calcic alpin (sinonim Alpine Pechrendzina — W. L. Kubiena, 1953), se dezvoltă mai ales sub asociații de *Sesleria rigida*, *Festuca saxatilis* și *Festuca versicolor*, care înlocuiesc în munții noștri clasicul *Firmetum* din Alpi. Prezintă un singur orizont format dintr-un material negru, fin, așezat direct peste calcar. Solul face efervescență în prezența HCl, numai la nivelul fragmentelor de calcar din acest orizont. Se remarcă faptul că în cele mai multe cazuri, materialul silicatic din aceste soluri nu provine exclusiv din reziduul insolubil din calcar, ci și din aporturi de altă natură venite pe pantă sau eolian.

b) Solul humico-calcic alpin degradat, se întâlnește sub asociații vegetale atât cu elemente calcifile (*Dryas octopetala*, *Salix reticulata*, *Carex sempervirens*, *Poa violacea*, etc.), cât și cu pătrunderi locale de elemente mai calcifuge ca *Vaccinium myrtillus*.

Acest sol prezintă un profil morfologic mai dezvoltat decât al solurilor precedente, caracterizat prin apariția unui orizont (B) mai feruginos.

Orizontul A, de 8—15 cm, este variabil ca textură, de la nisip lutos pînă la lut nisipos, adesea cu fragmente de rocă, și prezintă un colorit închis, de la brun foarte închis (10 YR 2/2) pînă la brun închis (7,5 YR 3/2).

Orizontul (B), de 6—16 cm grosime, în general cu aceeași alcătuire granulometrică a materialului pămîntos însă cu schelet mai frecvent, este de culoare brună vie (7,5 YR 5/6). Adesea el conține un coloid de culoare roșcată-portocalie provenit probabil din materialul rezidual din calcar (folosit de ciobani ca vopsea).

Analizele au arătat un conținut de humus de 15—28% în orizontul A și 8—16% în orizontul (B).

Valoarea pH în suspensie apoasă este de 5,6—6,6 în orizontul A, crescînd în orizontul următor la 6,8—7,2.



Gradul de saturăție în baze ( $V\%$ ), este la suprafață de 55—83% și crește în orizontul următor la 80—90%.

Capacitatea de schimb cationic este cuprinsă între 29 și 43 me la 100 g sol, corespunzător cu cantitatea de humus conținut.

**Profil nr. 8 muntele Râiosu — *Sol humico-calcic alpin degradat*.**

Localizare : vîrful muntelui Râiosu, alt. cca 2400 m.

Roca : calcar cristalin.

Vegetație : *Dryas octopetala*, *Festuca supina*, *Polygonum viviporum*.

*Descrierea profilului :*

A<sub>0</sub> 0—1 cm ; pislă de rădăcini.

A 1—10 cm ; nisip-nisip lutos, rare fragmente de rocă, cenușiu foarte inchis (10YR 3/1) în stare umedă, brun-cenușiu foarte inchis (10YR 3/2) în stare uscată, rădăcini frecvente, nu face efervescență decât la nivelul fragmentelor de rocă.

B 10—16 cm ; nisip, brun-brun inchis (10YR 4/3) în stare umedă, brun (10YR 5/3) în stare uscată (tab. 12).

Uneori solurile humico-calcice alpine și humico-calcice alpine degrădate evoluează spre soluri brune alpine prin acumulare de humus mai acid, legată de condițiile de umedeală accentuată și temperaturi scăzute, care se suprapune peste humusul calcic dezvoltat inițial. În aceste cazuri se ajunge la un conținut de humus de cca 40% și la o capacitate de schimb cationic de aproximativ 50 me la 100 g sol.

Pentru exemplificare prezentăm în cele ce urmează un astfel de sol.

**Profil nr. 9 muntele Râiosu — *Sol humico-calcic alpin de tranziție spre sol brun alpin*.**

Localizare : vîrful Râiosu, cota 2400 m.

Roca mamă : calcar cristalin.

Vegetație : *Dryas octopetala*, *Salix reticulata*.

*Descrierea profilului :*

A<sub>0</sub> 0—5 cm ; pislă de rădăcini.

A 5—20 cm ; lut ușor, brun-cenușiu foarte inchis (10YR 3/2) în stare umedă, brun inchis (10YR 3/3) în stare uscată.

Sub 20 cm calcar cristalin (tab. 13).

## 6. *Turbării*

Amintim și numeroasele turbării joase și înalte întâlnite atât în etajul alpin cât și în cel subalpin, legate de cele mai multe ori de prezența izvoarelor. Ele apar în special în valea Vîlsanului, pe muntele Malița, în



TABELUL 12

Date analitice

Adâncime cm	Orizont	Cationi de schimb me la 100 g sol uscat la 105°C						% (T = 100)			V %	$R_2O_3$ solu- bilă în acid (in acetic g %)	Al depla- sabilă în acid (in KCl) me
		$Ca^{++}$ $Mg^{++}$	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T <sub>Ba</sub>	$Ca^{++}$ $Mg^{++}$	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>			
A	1–10	14,09	0,77	1,45	13,16	29,47	47,8	2,6	4,9	44,7	55,3	6,12	0,15
B	10–16	11,05	0,39	1,69	3,39	16,52	66,9	2,4	10,2	20,5	79,5	4,29	0,10

Orizont	Adâncime cm	Apa higroscopică %			pH	Humus $C \times 1,72$ %
		$Ca^{++}$ $Mg^{++}$	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>		
A	1–10		5,13		5,6	15,64
B	10–16		2,99		6,9	8,71

TABELUL 13

Date analitice

Adâncime cm	Orizont	Cationi de schimb me la 100 g sol uscat la 105°C						% (T = 100)			V %	$R_2O_3$ solu- bilă în acid (in acetic g %)	Al depla- sabilă în acid (in KCl) me
		$Ca^{++}$ $Mg^{++}$	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	T	$Ca^{++}$ $Mg^{++}$	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>			
A	5–20	40,82	1,21	1,68	6,79	50,50	80,8	2,4	3,3	13,5	86,5	1,02	0,07
A	5–20		9,6	6,0			40,98		1,55		17,9		0,43



valea Doamnei, valea Bilei, valea Podragului, etc., sub cyperacee și mușchi (între care și *Sphagnum*). Nefiind așezate pe locuri orizontale mai întinse, cum sănt spre exemplu cele din Țara Dornelor, ele sănt influențate de viituri și nu prezintă succesiunea completă a ultimei părți a Cuaternarului.

#### CONCLUZII

Rezultă din cele arătate, că procesul pedogenetic din zona pajiştilor alpine și subalpine a munților Făgărașului este dominat de influența factorului bioclimatic. Între roci, numai calcarul sau dolomitul modifică substanțial dezvoltarea normală (zonala) a fenomenului de solificare. Relieful condiționează surgerile laterale și de suprafață ale soluțiilor de sol și implicit procesul de debazificare a solurilor. Aporturile eoliene au importanță redusă și locală.

Trăsăturile caracteristice ale solurilor de pajisti alpine și subalpine dezvoltate pe roci cristaline (cu excepția celor dezvoltate pe calcare) sănt: aciditatea pronunțată ( $\text{pH } 3,8 - 4,7$ ), debazificarea puternică ( $V < 20\%$ ); lipsa oricărei diferențieri texturale pedogenetice a profilului de sol și acumularea puternică de humus acid ( $> 10\%$ ), adesea sub formă de humus brut. Majoritatea solurilor mai evolute prezintă acumulare de sescvioxizi și chiar humus iluvial la nivelul orizontului B.

Caracterele diferențiale sănt date de tipul profilului morfologic (sistemu de orizonturi genetice), tipul și compoziția intimă a componentei organice (în special distribuția pe profil a cerurilor și răšinilor și a fracțiunilor  $F_{1a}$  și  $F_2$  ale acizilor fulvici), precum și de repartiția sescvioxizilor pe profilul de sol.

Prezența orizonturilor feriiluviale și în genere a indicațiilor morfologice (relicte) de podzolire coroborate de observațiile de ordin fitosociologic, conduce la ideea că solurile pajiştilor alpine și subalpine (cu excepția celor humicosilicatice alpine), au evoluat în trecut (probabil în faza optimului climatic postglacial) sub asociații lemnoase de *Pinus montana* sau Rhodoreto—Vacciniete.

Solurile humico-silicatice alpine sănt în cea mai mare măsură soluri de vîrstă relativă legate de energia mare a reliefului.

Fără a fi exclus, caracterul lor climatic este problematic, la fel cum problematică este și posibilitatea podzolirii sub vegetația ierboasă.

Pe calcarele și calcarele dolomitive cristaline se dezvoltă soluri humico-calcice adesea degradate, spălate de  $\text{CaCO}_3$  (fac efervescentă numai la nivelul fragmentelor de rocă).

Rendzine propriu-zise nu se întâlnesc.



Turbăriile joase și înalte sunt destul de frecvente. Ele sunt influențate de viituri și nu prezintă succesiunea completă a ultimei părți a Cuaternarului.

## BIBLIOGRAFIE

- Cernescu N. (1933) Zone de soluri în Bucegi. *Bul. Soc. Nat. Rom.*, București.
- (1934) Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. Institutul Geologic al României. *St. tehn. econ.*, seria C 2, București.
- Chirita C. (1955) Pedologie generală, Ed. Agrosilvică, București.
- Tufescu V., Băncilă T., Bălănică T., Beldie A.I., Ceuca G., Mihedinti V. (1958) Solurile bazinului superior și mijlociu al Putnei. *Probleme de Pedologie*, Academia R.P.R., București.
  - Tufescu V., Ceuca G., Pirvu E., Popa A., Ionescu M., Nonuță I. (1958) Solurile bazinului mijlociu al Bistriței, între Broșteni și Bicaz. *Probleme de pedologie*, Academia R.P.R., București.
- Dimitrescu R. (1964) Studiu geologic și petrografic al părții de est a Masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Doniță N., Leandru V., Pușcaru-Soroceanu Evdochia (1960) Harta geobotanică a R.P.R. Academia R.P.R., București.
- Duchaufour Ph. (1961) Les sols humiques silicatés d'altitude, *Revue forestière française* 4, avril.
- Enculescu P. (1924) Zonele de vegetație lemoasă din România în raport cu condițiile orohidrografice, climaterice, de sol și de subsol. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, I, București.
- Florea N. (1965) Clasificarea genetico-geografică a solurilor din România. *Ştiința Solului*, 3, 4, București.
- Ghikabudești Șt. (1940) Les Carpates Méridionales Centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* 1, XX, București.
- Jenny H. (1926) Vegetations Entwicklung und Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralalpen, von J. Braun-Blanquet und unter Mitwirkung von Hans Jenny. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen des Schweizer Nationalparks. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, LXIII 2, Zürich.
- Kubiena W. L. (1953) Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas, *Ferdinand Enke Verlag*. Stuttgart.
- Manea A.I. (1962) Studiu geologic și petrografic în regiunea Simbăta-Arpaș (Masivul Făgăraș). *D.S.Com.Geo.*, XLVII (1959–1960), București.
- Martonne E. m. de (1907) Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie, *Gh. Delagrave*, Paris.
- Maxim I., Sorop Gr., Stoian D. (1962) Contribuții la cunoașterea solurilor din gurile de munte. Pajiștile din Masivul Parâng și îmbunătățirea lor. Editura Agrosilvică, București.
- Mihăilescu V. (1963) Carpații Sud-Estici. Studiu de geografie fizică, cu privire specială la relief. Edit. Științ. București.



- Niculescu G. h., Nedelcu E. (1961) Contribuții la studiul microreliefului crionival din zona înaltă a Munților Retezat-Godeanu-Țarcu și Făgăraș-Iezer. *Probleme de Geografie*, VIII, București.
- Pușcaru D., Pușcaru-Soroceanu Evdochia, Paucă A., Serbanescu I., Beldie Al., Ștefureac Tr., Cernescu N., Saghin F., Crețu V., Lupan L., Tașcenco V. (1956) Pășunile alpine din Munții Bucegi. Ed. Acad. R.P.R., București.
- Stoenescu Șt. M. (1954) Clima Bucegilor. Institutul Meteorologic Central. *Memorii și studii*, IV, 1, București.
- \* \* \* Clima Republicii Populare Române (1961), II. Date climatologice. Institutul Meteorologic, București.
- \* \* \* Harta geologică a Republicii Socialiste România. Academia R.S. România și Comitetul Geologic (1936—1950).
- \* \* \* Monografia Geografică a R.P.R. (1960) I. Geografia fizică. Edit. Academiei R.P.R.. București.

---

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES SOLS DES PRÉS ALPINS ET SUBALPINS DES MONTS DE FĂGĂRAŞ

PAR

RUXANDRA ATANASESCU, V. BĂLĂCEANU, M. CICOTTI, ADRIANA CONESCU  
ELENA GÂTĂ [REDACTED], EVDOCHIA PUȘCARU-SOROCEANU, M. SPIRESCU

(Résumé)

---

Les Monts de Făgăraș des Carpates Méridionales ont les crêtes les plus élevées de Roumanie (Moldoveanu 2543 m).

Ils sont sculptés dans des schistes cristallins épizonaux (moins mésozonaux) à savoir : phyllites, schistes sériciteux et chloriteux, quartzites, micaschistes biotitiques et muscovito-biotitiques, paragneiss à grenats, schistes amphiboliques et amphibolites ainsi que des intercalations de calcaires cristallins souvent dolomitiques.

De la chaîne principale des cimes des Monts de Făgăraș se dirigent vers le N des crêtes secondaires à pentes très escarpées comme des contreforts, et vers le S des cimes allongées à plates-formes polycycliques. La crête a été affectée naguère par des phénomènes glaciaires, qui ont travaillé de nombreuses vallées glaciaires à cirques, seuils, lacs et morènes. Les crêtes qui séparent les vallées glaciaires sont étroites et dentelées. En dehors de la morphologie glaciaire on y remarque un modèle périglaciaire actuel et surtout en reliete : gélification, solifluction, nivation, formation des buttes gazonnées etc. Les près occupent les plates-formes polycycliques, autant que les formes d'érosion glaciaires.



Le climat de la zone des prés mentionnés est froid et humide ; les températures moyennes annuelles varient de  $-2^{\circ}\text{C}$  à la partie supérieure à  $+2^{\circ}\text{C}$  à la partie inférieure. La température du mois de février (le plus froid) est de  $-11^{\circ}\text{C}$  à  $-8^{\circ}\text{C}$ , et celle du mois d'août (le plus chaud) de  $+5^{\circ}\text{C}$  à  $+12^{\circ}\text{C}$ . Le total annuel des précipitations est de 1400 mm sur les sommets et de 1000 mm à la partie inférieure des prés, la majorité tombant sous forme de neige. En dehors du maximum des précipitations tombées pendant l'été, il y a encore un maximum entre les mois de janvier et de mars. D'après le système Köppen, il s'agit d'un climat de toundra (ET) ; pourtant on ne rencontre pas de pergélisol. A cause de l'évaporation réduite, les sols sont toujours humides, sans présenter pourtant des eaux stagnantes. Le rôle du relief dans les différences microclimatiques est remarquable. Les différences entre les pentes septentrionales et celles méridionales sont bien nettes. L'influence du vent de l'W se resent plus fort sur les pentes occidentales. Des inversions de températures se produisent souvent dans les vallées.

En verticale la végétation est représentée par 3 étages biochimiques distincts :

1. L'étage alpin développé entre 2100 m (sur le versant septentrional) ou 2300 m (sur le versant méridional) et les altitudes maxima des Monts de Făgăraș. Il s'y développent des prés primaires de *Carex curvula* (sur les sommets et les versants méridionaux) et de *Festuca glacialis* ou *Salix herbacea* (sur les pentes septentrionales), avec de nombreuses plantes adaptées au climat subnival : *Primula minima*, *Campanula alpina*, *Ranunculus crenatus*, *Luzula spadicea*, *Cetraria islandica*, *Thamnolia vermicularis*. En même temps que celles-ci, des prés secondaires à *Carex curvula* avec *Festuca supina* (sur les versants méridionaux) ou à *Juncus trifidus*, *Oreochloa disticha* ou *Festuca picta* (sur les versants septentrionaux) s'y développent. Dans ces prés on rencontre fréquemment de petits buissons de *Rhododendron kotschy*, *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea*, *Loiseleuria procumbens* etc.

2. L'étage subalpin, développé entre 1.500—1.600 m (sur le versant septentrional) ou entre 1.800—1.900 m (sur le versant méridional) et la limite inférieure de l'étage alpin. Comme végétation caractéristique il y a les arbustes de *Rhododendron kotschy* et *Pinus montana* ssp. *mughus*. Quant aux prés, on y distingue deux sous-étages :

a) prés de *Festuca supina* et d'*Agrostis rupestris*, qui substituent les associations de *Rhododendron*. Des espèces alpines descendent jusque dans ce sous-étage telles : *Oreochloa disticha*, *Primula minima*. On y rencontre encore *Potentilla ternata*, *Homogyne alpina*, *Soldanella montana*, *Ligusticum mutellina* ainsi que les espèces ligneuses telles : *Rhododendron kotschy*,

*Vaccinium myrtillus*, *V. vitis-idaea*, *V. uliginosum*, *Loiseleuria procumbens*, *Juniperus sibirica*.

b) Prés subalpins de *Nardus stricta* qui remplacent les associations ligneuses de *Pinus montana*. On y rencontre *Agrostis rupestris*, *Festuca supina*, *Deschampsia flexuosa* et autres.

Parmi les plantes ligneuses on rencontre *Pinus montana* ssp. *mughus*, *Vaccinium*, *Rhododendron* et dans les vallées abruptes *Alnus viridis*.

3. L'étage (sous-étage) des prés monticoles remplace les épicéas de limite ou les surfaces que se disputent les *Picea excelsa* et les associations de *Pinus montana*. A côté des associations de *Festuca rubra fallax* et de *Agrostis tenuis*, on rencontre des prés monticoles de *Nardus stricta* où il y a aussi des *Festuca rubra*, *Agrostis tenuis*, *Potentilla erecta*, *Campanula abietina*, *Bruckenthalia spiculifolia*, *Vaccinium myrtillus*. Le caractère distinct des associations de *Nardus*, subalpines et monticoles, est mis en évidence à la suite des apports d'engrais avec de l'azote. *Festuca supina* et *Agrostis rupestris* remplacent *Nardus* dans le premier cas, et *Festuca rubra-fallax* et *Agrostis tenuis* dans le second.

Sur les calcaires des prés alpins se développe une végétation caractéristique à : *Dryas octopetala*, *Salix octopetala*, *Salix reticulata*, *Festuca amethystina*, *Poa violacea*, *Carex sempervirens*, *Sesleria rigida*.

Les sols des prés alpins et subalpins des Monts de Făgăraş se caractérisent par une désaturation accentuée, par une accumulation importante d'humus et par l'absence totale de la différenciation pédogénétique de la texture du sol.

L'influence de la roche est relativement insignifiante, les modifications essentielles n'étant dues qu'aux calcaires.

Le relief conditionne les coulées latérales et celles de surface des solutions enrichies en cations par l'altération des roches. Les apports éoliens ont une importance réduite et locale.

Les sols plus évolués présentent des manifestations plus ou moins intenses du processus de podzolisation.

Les seuls sols acides de prés alpins où l'on n'observe point de podzolisation sont les sols humico-silicatés alpins (ranker alpin—P h. D u c h a u f o u r) qui se développent sur le relief le plus haut de l'étage alpin, avec des associations primaires de *Carex curvula*, *Festuca glacialis* ou *Salix herbacea*. Une accumulation abondante d'humus assez grossier (jusqu'à 20 %) dans un horizon A de couleur brun-noirâtre qui couvre directement la roche caractérise ces sols. La valeur pH est sous 4,5%, V% se maintient sous 10 dans un T maximum de 30—35 %.

Les sols bruns alpins apparaissent sous les associations secondaires de *Carex curvula* à *Festuca supina*, localement avec des buissons de *Rhododendron* sur un relief beaucoup plus stable que celui des sols humico-silicatés alpins. Ce sont des sols fort désaturés, V% sous 25, sous 10 même, dans un T relativement élevé (30—60 me); pH 4—4,5 une accumulation abondante d'humus (25—50 % dans l'horizon A et 13—18 % dans l'horizon B), accumulation de sesquioxides dans l'horizon B. Parfois ces sols présentent des indices d'un ancien horizon A<sub>2</sub> avec accumulation de silice. Ce sont des sols plus profonds que les sols humico-silicatés alpins.

L'analyse qualitative de l'humus indique une teneur totale en cires et résines (10—13 % du C total) plus élevée que celle des sols sylvestres (<10 %). La plupart des acides fulviques appartient à la fraction 1 a (acides fulviques agressifs). En ce qui concerne la teneur en acides fulviques de la fraction 2 (fulvates) on remarque une diminution par profil qui s'accentue à partir de la surface vers les profondeurs, inversement qu'aux sols des forêts d'épicéas, fait qui atteste une très longue évolution de ces sols sous les formations végétales de prés.

Les sols bruns alpins ont leur origine dans les sols à caractère plus ou moins zonal, développés jadis sous la végétation ligneuse (*Rhododendron*, *Pinus montana*), mais depuis longtemps en régime de prés, tandis que les sols humico-silicatés alpins, moins évolués, ne se sont développés que sous végétation herbacée.

Les podzols humico-ferriilluviaux („Humuspodzol” — H. Jenny 1926) sont développés sous les associations de *Pinus montana*, *Rhododendron kotschy*, *Loiseleuria procumbens* et encore sous *Festuca supina*, *Agrostis rupestris* et *Nardus stricta*. Ce sont des sols fort acides (pH 3,8—4,2), caractérisés par la redistribution par profils des composants coloïdaux (SiO<sub>2</sub>, acides humiques, sesquioxides) dans une succession caractéristique des horizons : une couche vivante d'Ericacées ou de mousses, puis un horizon A<sub>0</sub>A<sub>1</sub> avec de l'humus brut et de très fines particules de sol noir ou brun roux foncé, un horizon A<sub>2</sub> blanchâtre-grisâtre avec accumulations de silice résiduelle, fortement lessivé d'humus et de sesquioxides, un horizon B<sub>1</sub> de couleur plus sombre, avec accumulation d'humus illuvial, un autre B<sub>2</sub>, d'accumulation de sesquioxides et enfin la transition vers la roche.

A partir de 65 %—90 % l'humus diminue dans l'horizon superficiel sous 10 % (parfois sous 1%) dans A<sub>0</sub>, pour augmenter ensuite à environ 15 % dans B<sub>1</sub> et diminuer de nouveau à 7—8 % dans B<sub>2</sub>.



La teneur en cires et résines, autant que la répartition des acides fulviques par profil, fraction 2, sont différentes de celles des sols de prés et sylvestres. La capacité d'échange des cations, elle aussi est différente, par rapport à la quantité d'humus, variant de 80—104 me dans l'horizon supérieur et 2,8—8 me dans A<sub>2</sub>. Le degré de saturation (V %) est de 10—20 dans A<sub>1</sub> et diminue à 8 ou 2 dans l'horizon B.

Les sols bruns subalpins caractéristiques pour l'étage des prés monticoles secondaires, se développent spécialement sous des associations de *Nardus stricta*, qui donnent la même configuration aux sols cryptopodzoliques des forêts de *Picea*, aux podzols évolués sous *Pinus montana* et même aux sols jaunâtre acides des forêts mixtes de *Fagus* et *Picea*. Ce sont des sols non différenciés au point de vue textural, acides (pH de peu supérieur à 4) avec accumulation intense d'humus (10—20 %, à l'exception des sols bruns subalpins provenus des podzols humico-ferriuviaux de limite, qui ont, sur les premiers 2—6 cm 40 % humus) avec une capacité d'échange des cations T de 25—62 me à la partie supérieure. Le degré de saturation est inférieur à 25 %. Ces sols présentent à la surface, sur environ 4 cm, un feutrage de racines à mycorhizes et rhizomes. L'horizon A est moins épais sous ce feutrage que chez les sols bruns alpins. On remarque un horizon B de brunissement (parfois rudimentaire), indiquant une évolution qui dépasse le stade de „ranker pseudo-alpin”, décrit par H. Franz (1965) et Ph. Duchauffour (1960).

La nature de l'humus de ces sols est très variée, par rapport à la durée de la phase de pré durant son évolution. Les cires et les résines n'y dépassent pas 10 % du C total, et les fulvates de la fraction 2 présentent des tendances toutes différentes. Chez quelques sols qui se trouvent depuis plus longtemps sous prés, cette fraction diminue en profondeur, et chez d'autres, qui se trouvaient sous bois jusqu'à assez récemment, elle augmente en profondeur, comme chez les sols forestiers.

Les calcaires sont les seules roches qui modifient essentiellement le développement pédogénétique. Sur les calcaires, sous les associations de *Sesleria rigida*, *Festuca saxatilis* ou *Festuca versicolor*, se développent les sols humico-calciques alpins („Alpine Pechrendzina” — W. Kubiena, 1953). Il s'agit d'un matériel noir et fin, qui ne fait pas d'effervescence avec le HCl qu'au niveau des fragments de roche. Souvent entre l'horizon A et la roche s'intercale un horizon plus ferrugineux, avec caractère d'horizon B, dans les sols humico-calciques alpins dégradés, sous *Dryas octopetala*, *Salix reticulata*, *Carex sempervirens* etc. L'humus de ces sols est de 15 à 28 % dans l'horizon A (de couleur brun foncé-noirâtre) et de 8 à 16 % dans l'horizon B. La capacité d'échange des cations est de 29 à 43 me. Le degré



de saturation est de 55 à 83 à la surface et de 80 à 90 % dans l'horizon B, correspondant à un pH de 5,6 à 6,6 à la surface du sol.

Les sols humico-calciques alpins, y compris ceux dégradés, évoluent vers les sols bruns alpins, par accumulation d'humus due à un régime d'humidité et de température basse, qui est ajouté à l'humus calcique développé au cours de la phase initiale.

Il est encore à signaler les rendzines squelettiques de l'étage subalpin, les rankers à *Alnus viridis* et les nombreuses tourbières, basses autant que hautes.

Les sols des prés alpins et subalpins (à l'exception des sols développés sur calcaires) sont des sols acides (pH 3,8–4,7), avec le degré de saturation inférieur à 20 %, sans dégradation texturale, avec des taux d'argile <2 $\mu$  inférieurs à 20 %. Ces sols sont très riches en humus, généralement supérieur à 10 %, souvent sous forme d'humus brut. L'aluminium mobile est fréquemment à plus de 6 et même plus de 10 me.

La majorité de ces sols ont évolué jadis sous des associations de plantes ligneuses. La podzolisation sous la végétation herbacée reste encore problématique.



# HUMUSUL ÎN SOLURILE BĂLANE<sup>1</sup>

DE

N. FLOREA, M. CICOTTI<sup>2</sup>

## Abstract

**H u m u s i n C h e s t n u t S t e p p e S o i l s.** From the standpoint of the chemical composition of the humus, the Chestnut Steppe soils are characterized as follows: low content of humic acids (less than 15 % of C<sub>h</sub>) in comparison with Chernozems; content of fulvic acids (less than 15-25 % of C<sub>f</sub>) approximately equal to that of Chernozems, but much more smaller than that of Léssivé soils; a high content of humines (55-80 % of C<sub>h</sub>); the ratio H : F (0.75-0.40), and the ratio humines : fulvic acids > 2. The ratio H : F relatively low in Chestnut-Steppe soils resembling that of Lessivé soils is not determined by the increasing of the percentage of fulvic acids such as in the case of Lessivé soils, but by an accentuated lowering of the relative content of humic acids. This proves that the ratio H : F does not adequately characterize the nature of the humus; for this reason the authors suggest a second index, namely the ratio humine : fulvic acids that presents high values for soils of dry climate, and smaller values for soils of moist zones.

Deși există numeroase date de laborator asupra conținutului total de humus și azot din solurile bălăne, totuși pînă în prezent lipsesc în literatură noastră date referitoare la compoziția chimică a complexului coloid-organic al acestor soluri. Prin lucrarea de față se încearcă o primă caracterizare a solurilor bălăne, din acest punct de vedere.

Solurile bălăne sunt specifice regiunilor mai aride din sud-estul țării noastre (Dobrogea și mai puțin Cîmpia Română de est). Ele apar în condiții de climă caracterizate prin temperaturi medii anuale de aproximativ 11°, ( $t_m$  iulie 22–23°;  $t_m$  ianuarie ≈ 2°) și cu o medie anuală a precipitațiilor de 350–450 mm; evapotranspirația potențială se ridică la 680–700 mm,

<sup>1</sup> Comunicare la Conferința Societății Naționale Române pentru Știința Solului de la Eforie, 1967.

<sup>2</sup> Institutul geologic, Șos. Kiseleff nr. 55. București.



depășind cu mult media precipitațiilor, fapt ce determină o slabă spălare a sărurilor din profil, carbonații de calciu găsindu-se în cantități apreciabile chiar de la suprafață. Soluturile bălăne apar îndeosebi pe depozitele loessoide, cu textură lutoasă sau luto-nisipoasă, pe un relief cu altitudini în general sub 150 m, prezentând suprafete aproape orizontale sau versanți lini.

După datele existente<sup>3</sup> conținutul total de humus la solurile bălăne tipice este relativ redus, variind între 1,7—2,5%, scăzând treptat pe profil astfel încât în suborizontul C<sub>1a</sub> atinge încă valori peste 1%.

Conținutul de azot variază în general între 0,100—0,150%, scăzând de asemenea treptat către adâncime.

Raportul C:N prezintă valori cuprinse între 10—12 pentru orizontul superior, valori ce sunt în general mai mici decât cele caracteristice pentru cernoziomuri (N. Cernescu și Florica Popea, 1941). Se remarcă de asemenea o scădere a valorilor raportului C:N pe profil.

Pentru caracterizarea naturii humusului au fost luate în studiu două profile de soluri bălăne tipice, situate unul pe cîmpia litorală etajată a Mării Negre la 7 km N de Babadag, iar al doilea în Podișul Dobrogei Centrale la SE de Hîrșova (2 km vest Ghindărești).

S-a folosit metoda Tiurin-Kononova (I. V. Tiurin, 1951; M. M. Kononova, 1963) de fracționare în mai multe componente al căror conținut a fost determinat prin dozarea carbonului organic. Rezultatele au fost exprimate în procente din carbonul organic total al solului (% din C<sub>t</sub>).

De asemenea au fost determinate spectrele de absorbție ale soluțiilor de humăți alcalini, în domeniul spectrului vizibil, calculindu-se coeficientul lui Welte Q<sub>4/6</sub> (E. Welte, 1956) adică raportul extincțiilor E, corespunzătoare lungimilor de undă de 472 și 665 m $\mu$ . Acest raport, ce nu depinde de concentrația carbonului organic din soluțiile de humăți, prezintă valori caracteristice pentru humusul diferitelor tipuri de sol; pentru cernoziom 3,3-3,5, pentru solurile castanii 3,8-4,0, pentru seroziomuri 4-4,8 (M. M. Kononova, 1963).

Rezultatele analizei fracționate a humusului la solurile cercetate sunt prezentate în tabelul 1.

Pentru comparație au fost incluse în tabel și date similare referitoare la un cernoziom castaniu de la Valul lui Traian, Dobrogea (după D. Daniliuc) și la două soluri din zona mai umedă.

Din examinarea datelor analitice prezentate se poate observa următoarele :

<sup>3</sup> Soil Map of the Rumanian People's Republic-Scale 1 : 1.000.000.

TABELUL 1

Date privind analiza fractionată a humusului

Orizont	Admici- ci cme	Humus % %	C %	Z %	Ceruri și reflec- șimi %	Acizi huminici (H)			Acizi fulvici (F)			Humice			$\text{Fe}^{2+}$ $\text{Fe}^{3+}$			$\text{CO}_3\text{Ca}$ $\text{H}_2\text{O}$			
						1	2	3	Sumă	1a	1	2	3	Sumă	H %	F %	Humice:	$\text{Fe}^{2+}$	$\text{Fe}^{3+}$	$\text{CO}_3\text{Ca}$	% $\text{H}_2\text{O}$
P. 2 Bahadag – sol bălan																					
A <sub>a</sub>	0–13	2,1	1,20	0,13	10,8	3,4	1,7	7,5	4,3	12,5	0,0	1,7	20,4	1,2	23,3	54,7	0,54	2,3	5,0	6,9	8,2
A <sub>n</sub>	18–33	1,7	0,99	0,13	8,7	3,6	0,9	7,3	3,1	11,3	0,0	1,8	18,2	1,1	21,1	58,6	0,54	2,8	5,0	8,6	8,3
A/C	35–50	1,5	0,87	0,11	8,8	3,3	1,1	2,2	4,2	7,5	0,0	0,0	18,9	1,4	20,3	63,4	0,37	3,1	4,7	10,1	8,3
C <sub>1a</sub>	52–66	1,3	0,75	—	3,6	1,2	1,3	4,2	6,7	0,0	0,0	19,0	1,2	20,2	62,4	0,33	3,1	—	12,1	8,3	
P. 01 Ghindărești – sol bălan																					
A <sub>a</sub>	0–20	2,5	1,70	0,15	11,6	1,3	1,3	8,1	2,1	11,5	0,0	0,0	13,5	2,1	15,6	61,4	0,74	3,9	4,7	12,2	8,2
A <sub>n</sub>	20–38	2,3	1,56	0,14	11,4	1,5	0,9	3,6	3,2	7,7	0,0	0,0	14,9	1,0	15,9	63,2	0,48	4,0	4,8	13,6	8,3
A/C	38–55	1,7	1,16	0,10	11,2	1,0	1,0	1,0	1,0	3,0	0,0	0,0	5,2	1,2	6,4	78,1	0,47	12,2	5,0	16,2	8,3
C <sub>1a</sub>	55–70	1,4	0,95	—	—	1,2	1,3	0,9	3,4	0,0	0,0	0,0	3,8	1,9	5,7	76,3	0,60	13,4	—	19,1	8,4
Valul lui Traian – cernozom castaniu după (D. Daniiluc)																					
A <sub>a</sub>	0–10	3,20	1,85	0,171	12,7	—	2,3	26,1	5,6	34,0	0,0	2,8	12,7	2,6	18,1	38,6	1,88	2,1	—	—	7,9
A <sub>n</sub>	20–30	2,72	1,58	0,153	12,0	—	1,8	29,0	5,7	36,5	0,0	2,6	14,1	3,0	19,7	34,5	1,85	1,7	—	—	8,0
A/C	40–50	2,30	1,35	0,127	12,2	—	—	18,0	12,1	30,1	0,0	1,5	10,2	9,6	21,3	38,4	1,42	1,8	—	—	8,2
2 km W. Bahadag – sol cenusu de silvostepă																					
A	4–11	8,78	5,10	0,42	14,2	2,7	6,4	29,2	0,2	35,8	0,4	7,4	19,2	3,2	30,3	28,1	1,18	0,93	—	—	—
A <sub>n</sub>	18–32	2,70	1,57	0,13	13,0	6,9	1,4	42,3	0,0	43,7	2,2	3,9	19,1	2,2	27,4	21,1	1,59	0,77	—	—	—
A <sub>2B</sub>	35–48	1,89	1,10	0,10	13,4	8,6	3,0	35,6	0,0	38,6	2,4	8,0	23,9	3,7	38,0	11,2	1,02	0,29	—	—	—
E. Protosinghelu – sol brun de pădure podzlit																					
A	0–13	3,97	2,31	0,19	14,0	3,6	10,8	4,1	0,9	15,8	3,6	23,9	8,5	4,1	40,1	36,0	0,40	0,90	—	—	—
A <sub>n</sub>	14–23	1,44	0,84	—	3,9	—	7,6	1,9	2,9	12,4	1,9	15,3	11,6	2,9	31,7	41,4	0,39	1,30	—	—	—



Grupa acizilor huminici prezintă în general valori mici, în comparație cu cernoziomurile, nedepășind 15 % din Ct . Dintre fracțiunile componente ale acestei grupe, fracțiunea 1, de acizi huminici liberi, este slab reprezentată, valorile respective fiind în general mai mici de 2% din Ct . Conținutul în fracțiunea 2, de acizi huminici legați îndeosebi de calciu, diferențiază mult solurile bălăne de cernoziomuri. Astfel dacă la cernoziomuri valorile pentru această fracțiune sunt în general mai mari de 15—20 % ajungând uneori la 30 % din Ct (D. Daniiluc, 1958, 1966 ; M. M. Kononova, 1963), la solurile bălăne studiate valorile nu depășesc 10 % din Ct , scăzînd cu adîncimea profilului. Fracțiunea 3 de acizi huminici, legați de formele stabile ale sescvioxizilor, prezintă de asemenea valori mai mici decît la cernoziomuri, neobservîndu-se variații semnificative pe profil.

Grupa acizilor fulvici se caracterizează printr-un conținut de 15—20 % din Ct , asemănător cu cel întîlnit la cernoziomuri, nedeoșbindu-se deci din acest punct de vedere.

Fracțiunea 1a de acizi fulvici agresivi lipsește, ca de altfel la toate solurile de stepă, iar fracțiunea 1, de acizi fulvici liberi și fracțiunea 3 de acizi fulvici, legați de sescvioxizi, se găsesc în proporții neglijabile. Fracțiunea 2, sub formă de fulvați, este în schimb reprezentativă pentru această grupă, constituind 80—90 % din totalul acizilor fluvici. În general această fracțiune nu depășește 20 % din Ct , ceea ce este caracteristic și cernoziomurilor.

Huminele sau materialul organic nehidrolizabil depășesc 50 % din carbonul total, valorile corespunzătoare crescînd cu adîncimea profilului. Se remarcă faptul că procentul de humine este mult mai mare, aproape dublu la solurile bălăne față de cel de la cernoziomuri. Această creștere a procentului de humine compensează micșorarea conținutului relativ de acizi huminici, remarcată mai sus.

Valorile raportului E<sub>4</sub> : E<sub>6</sub>, obținute pentru solurile bălăne sunt cuprinse între 4,7 și 5,0, astfel că și din acest punct de vedere solurile bălăne se diferențiază de cernoziomuri.

În ceea ce privește raportul acizi huminici : acizi fulvici (H : F), care prezintă valori caracteristice pentru humusul diferitelor tipuri de sol (N. Cernescu și M. Cicotti, 1964), se constată că la solurile bălăne această mărime ia valori subunitare, cu tendință de scădere cu adîncimea. Si din acest punct de vedere solurile bălăne se diferențiază net de cernoziomuri al căror raport H : F este supraunitar avînd pentru orienturile superioare valori cuprinse între 1,5-2,5 (D. Daniiluc, 1957, 1958, 1966 ; M. M. Kononova, 1963).



În literatura de specialitate, date asupra naturii humusului foarte apropriate de cele obținute de noi pentru solurile bălane (inclusiv valorile mici ale raportului H: F) se întâlnesc pentru soluri formate în condiții climatice aride, cum sunt seroziomurile, solurile castanii de stepă aridă, etc. (tab. 2).

TABELUL 2

*Date privind humusul din soluri ale zonei aride*

	Adin- cimea cm	C %	N %	C: N	Acizi humini- ci % din Ct	Acizi fulvici % din Ct	H:F	$Q_{4/6} = E_4 : E_6$	Autori
Sol bălan — Ghindărești Dobrogea	0—20	1,70	0,15	11,6	11,5	15,6	0,74	5,0	
Sol bălan — Babadag Dobrogea	0—13	1,20	0,13	10,8	12,5	23,3	0,54	4,7	
Seroziom — Kazakstan U.R.S.S.	0—15	0,72	0,09	8,0	16,6	22,5	0,74	4,0—4,5 *)	Belcikova (1948)
Seroziom tipic — Uz- bekistan URSS	0—20	0,78	0,08	9,8	20,5	23,0	0,89	4,0—4,5 *)	Belcikova (1948)

\*) Valori medii (K o n o n o v a, 1963).

Valori subunitare pentru raportul H: F, stabilite la solurile bălane studiate, se întâlnesc în mod obișnuit la toate solurile formate în condițiile unui climat umed și anume la soluri silvestre podzolite sau chiar soluri podzolice. Aparent, judecînd numai după valorile raportului H: F s-ar putea deduce că humusul solurilor bălane ar fi asemănător sub aspectul compoziției chimice cu cel al solurilor silvestre podzolite. În realitate între humusul acestor grupe de soluri există diferențieri importante, care nu pot fi sezizate numai cu ajutorul raportului H: F. Dacă se examinează datele, se observă că scăderea raportului H: F în cazul solurilor bălane nu este dată ca în cazul solurilor podzolite de creșterea procentului de acizi fulvici (care devine fracțiune predominantă) ci este determinată de scăderea accentuată a conținutului relativ de acizi huminici care ajunge pînă la aproape o treime din valorile corespunzătoare cernoziomurilor. Această constatare arată că pentru caracterizarea naturii humusului din sol, raportul H: F devine insuficient, dacă se trece la soluri formate în condiții de climat arid.

Pentru a diferenția astfel de soluri de cele din zone umede, care prezintă valori asemănătoare ale raportului H: F, devine necesară utilizarea



unui al doilea indice care să ia în considerare variația procentului de humine. Cu titlu preliminar am propune raportul dintre conținutul relativ de humine și cel de acizi fulvici, care ar prezenta valori ridicate la solurile de climat arid (sărace în acizi fulvici și bogate în humine) și valori mai mici la solurile din zona umedă (bogate în acizi fulvici și mai sărace în humine).

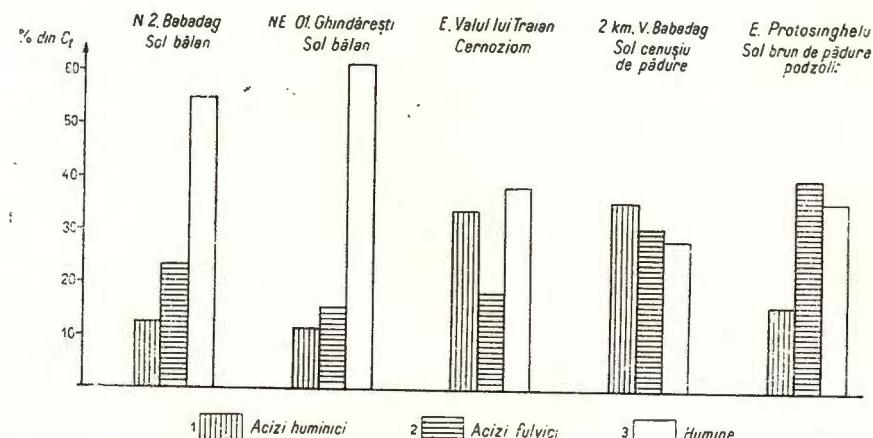


Diagrama cu compoziția chimică relativă a humusului din două soluri bălăne, un cernoziom și două soluri silvestre.

Diagramme représentant la composition chimique relative de l'humus de deux sols châtaignes de steppe, d'un chernozem et de deux sols lessivés.

Din datele prezentate rezultă că solurile bălăne se diferențiază de toate celelalte tipuri de soluri sub aspectul naturii complexului coloid organic. Într-adevăr ele se caracterizează printr-un conținut redus de acizi huminici (sub 15 % din Ct) în comparație cu cernoziomurile; printr-un conținut de acizi fulvici (15—25 % din Ct) aproximativ egal cu cel al cernoziomurilor dar mult mai mic decât cel al solurilor silvestre; printr-un conținut ridicat (55—80% din Ct) de humine, care le diferențiază de toate celelalte soluri zonale de la noi; printr-un raport H: F (0,75 — 0,40) mult mai redus decât cel al cernoziomurilor și printr-un raport humine : acizi fulvici (>2,0) foarte ridicat în comparație cu al celorlalte tipuri de sol (vezi figura).

Caracterul oarecum specific al humusului din solurile bălăne, dat în primul rînd de conținutul redus de acizi huminici și ridicat de humine, ar reflecta condițiile hidrotermice ale solurilor bălăne, caracterizate prin variații accentuate în timpul anului trecindu-se frecvent în sol, de la umiditate accentuată la uscăciune înaintată, fapt care ar favoriza polimeriza-

rea acizilor huminici și trecerea lor în humine. În sprijinul acestei afirmații cităm concluziile lui F. J a c q u i n (1963), care a arătat că în condiții de laborator, prin umezirea și uscarea repetată a acizilor huminici, aceștia au trecut în forme insolubile, de tipul huminelor.

Datele expuse mai sus, referitoare la natura humusului solurilor bălani, aduc o contribuție și la lămurirea poziției genetice a acestui tip de sol. Aceste date constituie un argument important în sprijinul ideilor care consideră solul bălan ca un tip genetic deosebit de cernoziomuri (G. M. M u r g o c i, 1911; N. F l o r e a și colab. 1968) infirmând părerile că ar constitui un sol precernoziomic sau un stadiu mai tîrziu de evoluție al cernoziomurilor.

Natura asemănătoare a humusului din solurile bălani cu cea a solurilor castanii de stepă aridă și cea a seroziomurilor, îndreptățesc considerarea sub aspect genetico-geografic a solurilor bălani (N. F l o r e a și colab., 1968), ca un termen mai sudic al solurilor castanii de stepă aridă, de tranziție către solurile specifice regiunilor aride mediteraneene.

## BIBLIOGRAFIE

- B e l c i k o v a N. P. (1948) Izmenenia v soderjanii i sostave organicscovovo veșcestva tipiceno serozema pri dlitelnom vnesenii navoznovo i mineralnh udovre. *Pocivo-vedenie* 1, Moscova.
- C e r n e s c u C. N., P o p e a F l o r i c a (1941) Humusul și raportul C : N în profilele tipurilor zonale de sol. *St. tehn. și econ. seria C*, 7. București.
- C i c o t t i M. (1964). Raportul H : F față de valorile V și pH la solurile zonale. *Știința solului*, 3—4, București.
- D a n i l i u c D. (1957) Contribuții la cunoașterea compoziției humusului din cîteva tipuri de sol. *Comunicările Academiei R.P.R.* VII, 11, București.
- (1958) Contribuții la cunoașterea compoziției calitative a humusului pe profil la cîteva cernoziomuri. *Probleme de pedologie*, București.
- (1966) Contribuții la cunoașterea compoziției calitative a humusului și a unor insușiri fizico-chimice ale acizilor huminici din cîteva soluri zonale din Republica Socialistă România. Teză de doctorat. București.
- F l o r e a N., M u n t e a n u I., R a p a r o t C a m e l i a, C h i ț u C., O p r i ș M. (1968). Geografia solurilor României. Ed. Științifică, București.
- J a c q u i n F. (1963) Contribution à l'étude des processus de formation et d'évolution de divers composés humiques. Teză de doctorat.
- K o n o n o v a M. M. (1963) Organicesco veșcestvo pociv. *Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR*. Moscova.
- M u r g o c i G. M. (1911) Zonele naturale de soluri în România. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV (1910—fasc. 1). București.



- Tiurin I. V. (1951) K metodike analiza dlja sravitelnogo izucenia sostava pocivenogo peregnoia ili gumusa. *Trudi Pociv. in-ta im. V. V. Docuceaeva A.N. SSSR* — XXXVIII.
- Welte E. (1956) Zur Konzentrationsmessung von Huminsäuren. *Z. Pflanzenernähr., Düng. u. Bodenkunde* 74 (119), 219—227.
- \* \* \* (1964) Soil Map of the Rumanian People's Republic, Scale 1 : 1.000 000. — *St. tehn. econ. seria C*, 13. Bucureşti.

## HUMUS DES SOLS CHÂTAINS DE STEPPE

PAR

N. FLOREA, M. CICOTTI

(Résumé)

Les données analytiques concernant la composition chimique de l'humus des sols châtais de steppe (tabl. nr 1) dénotent que ces sols se distinguent des autres types de sols. Le groupe des acides huminiques présente de faibles valeurs par rapport aux chernozems, ne dépassant pas 15 % du C<sub>t</sub> (carbon total); y prédominent les formes des acides huminiques rattachées au calcium. Le groupe des acides fulviques se caractérise par une teneur de 15—20 % en C<sub>t</sub>, pareille à celle présentée par les chernozems; y prédominent également les formes rattachées au calcium. Les humines ou la matière organique non-hydrolisable dépassent 50 % de C<sub>t</sub>, se trouvant en proportion beaucoup plus grande que dans les chernozems ou les autres sols. Le rapport H: F (acides huminiques par rapport aux acides fulviques) présente des valeurs sous-unitaires (0,75—0,40) se distinguant ainsi nettement des chernozems qui présentent des valeurs supra-unitaires du rapport H: F.

Ordinairement on rencontre dans les sols lessivés formés en conditions de climat humide des valeurs sous-unitaires du rapport H:F; nous ne saurions pourtant pas en déduire que l'humus des sols châtais de steppe est similaire à celui des sols lessivés. Les valeurs réduites du rapport H:F, au cas des sols lessivés, sont dues à l'accroissement du contenu en acides fulviques (qui devient la fraction prédominante), tandis que au cas des sols châtais de steppe elles sont dues à l'abaissement prononcé de la teneur relative en acides huminiques. Il en résulte que le rapport H:F, à lui seul, ne peut pas caractériser de manière correspondante la nature de l'humus de tous les sols. Afin de différencier les sols présentant le même



rapport H: F, mais une composition différente de l'humus, il est nécessaire de faire usage d'un second indice qui représenterait la variation du contenu en humines. Nous proposons le rapport humine : acide fulvique, qui représente des valeurs élevées pour les sols des climats arides et des valeurs réduites pour les sols de la zone humide.

Le caractère spécifique de l'humus des sols châtais de steppe dû, tout d'abord, à la teneur réduite en acides huminiques et élevée en humines relève les conditions hydrothermiques de ces sols, caractérisées par des variations prononcées tout le long de l'année, en passant fréquemment d'une humidité avancée à une aridité avancée, fait qui serait favorable à la polymérisation des acides humiques et le passage vers des humines.

Par sa nature, l'humus des sols châtais de steppe est proche des sols châtais de steppe aride et des siérozems (tabl. nr. 2).





Institutul Geologic al României

# RELAȚII CRONOLOGICE ÎNTRE DEPOZITELE DE ACOPERIRE ALE PINTENULUI MĂGURII ȘI TERASELE PRAHOVEI<sup>1</sup>

DE

M. SPIRESCU, ȘTEFANA ROMAN<sup>2</sup>, AL. BĂLĂCESCU<sup>3</sup>, P. VASILESCU<sup>4</sup>

## Abstract

Chronological Relations between the Head Deposits of the so called „Pintenul Măgurii” and the Prahova Terraces. On the basis of data yielded by pedogenetical interpretation connected with the study of spore-pollen and radiometric analyses, the authors reach the conclusion that the individualization of the Pintenul Măgurii began long before that of the Pițigai terrace (presumably during the Rissian). The Pițigai terrace and those of the same age (the terrace of the Mislea Depression and that of Păulești) can presumably be assigned to the 1st Würmian, the Băicoi terrace to the 2nd Würmian and the Cîmpina terrace to the 3rd Würmian stages. The fine-grained covering material above gravel or pebble corresponds to the time of ending of the pebble or gravel deposition till the Holocene inclusively.

Vîrstă teraselor din regiunea subcarpatică este foarte greu de apreciat, datorită atât caracterelor deosebite ale rîurilor care le generează, cît și mișcărilor neotectonice care le-au deformat (G. h. Niculescu, 1962).

După N. Pop (1938), terasele Prahovei sunt următoarele : T<sub>0</sub> Străjiștea și Orădia (200–300 m altitudine relativă), T<sub>1</sub> Pițigai (100–130 sau 200 m), T<sub>2</sub> Băicoi (70–80 m), T<sub>3</sub> Cîmpina (50–70 m), T<sub>4</sub> Bănești (10 m altitudine relativă). Ca vîrstă autorul menționat le consideră astfel : T<sub>0</sub> preglaciără, T<sub>1</sub> prerissană, T<sub>2</sub> rissană, T<sub>3</sub> würmiană iar T<sub>4</sub> postglaciără.

Prin analogie cu terasele echivalente acestora, cu aceleasi soluri, din alte regiuni (corespunzătoare după soluri și succesiune în altitudine

<sup>1</sup> Comunicare în sesiunea științifică din aprilie 1967.

<sup>2</sup> Institutul geologic. Sos. Kiseleff nr. 55. București.

<sup>3</sup> Institutul de geofizică aplicată. Str. Toamnei nr. 103. București.

<sup>4</sup> Întreprinderea geologică de prospecții. Sos. Kiseleff nr. 2. București.



relativă, teraselor Pițigai și Băicoi), cărora E. Liteanu și T. Bandrabur (1957), le-au atribuit o vîrstă pleistocen-superioară, considerăm că vîrsta teraselor Prahovei a fost apreciată în general mai veche decât cea reală. Mamutul găsit de L. Mrazec la Stavropoleos, lîngă Moreni, în lutorile și nisipurile inferioare ale unui glacis, nu ne poate spune nimic asupra unei eventuale vîrste mai vechi, rissiene, a terasei Băicoi, cum arată N. Pop (1938), căci terasa Băicoi este dezvoltată în bazinul unui rîu cu caracter deosebit de față de aceleia ale Cricovului Dulce. și însuși L. Mrazec arată că glacisul de la Moreni este compus din mai multe terase, iar, pe de altă parte, unele fragmente ale suprafetei sale sunt afectate de dislocări (Em. Protopopescu-Pache, 1911).

Vîrsta în general würmiană a depozitelor de acoperire ale acestor terase este, în general, în concordanță cu datările acestor depozite în Europa Centrală [J. Lieberoth (1961 – 1964), J. Marecović-Marjanović (1961–1964), F. Brandtner și H. Schwabedissen (A. I. Moskvitin (1961–1964))].

Atât N. Pop (1938), în bazinul Prahovei, cât și Gh. Niculescu (1962) în bazinul Teleajenului, au apreciat în mod judicios rolul mișcărilor tectonice recente în adincirea văilor și suspendarea teraselor la înălțimi mari în dreptul anumitor arii de ridicare (corespunzînd în general anticlinalelor) și în atenuarea diferențelor de nivel între văi și terase, care merge pînă la scufundarea teraselor sub nivelul actual al terenului, în ariile de lăsare (corespunzătoare sinclinalelor și zonelor de subsidență). Însă lipsa argumentelor de ordin pedologic a fost de natură să producă anumite interpretări neadecvate, căci, în zonele de scufundare, nu s-a putut aprecia cantitativ valoarea decalajului altitudinilor relative ale teraselor. Exemplul cel mai concludent este acela oferit de terasa depresiunii Mislea, care este considerată de Gh. Niculescu (1962) de aceeași vîrstă cu terasa Văleni (contemporană deci cu terasa Cîmpina). Terasa depresiunii Mislea se întindează, în partea vestică a depresiunii, cu terasa Băicoi, care apare mult mai proeminenta, formînd o cumpăna de ape între Prahova și bazinul Mislei. În timp ce terasa Băicoi, care coboară de la 450 m altitudine absolută, are, în dreptul depresiunii Mislea, 350 – 360 m altitudine absolută, terasa Mislea coboară de la aproximativ 320 – 360 m în vest la circa 260 – 283 m altitudine absolută. În ansamblu, se poate observa proeminenta terasei Băicoi față de terasele din jur. Am putea fi deci tentați să considerăm terasa depresiunii Mislea ca mai nouă decât terasa Băicoi, echivalentă după Gh. Niculescu (1962) cu terasa Olteni, imediat superioară terasei Văleni. Datorită acestui fapt, în harta



geologică 1 : 500.000 a R. S. România (1936—1959), terasa depresiunii Mislea apare notată prin  $q_3$ , iar terasa Băicoi prin  $q_2$ .

Vom căuta, în cele ce urmează, să stabilim o relație între vîrstele acestor terase, avînd drept criteriu principal distribuția geografică a solurilor de pe aceste forme de relief.

Luăm în considerare afirmațiile lui E. Schönhals (1964), după care în Holocen nu se identifică, în solurile din Germania de vest, o levigare și o acumulare importantă de argilă. Acest fapt ne determină să considerăm ultimul orizont în care se manifestă în vreun fel fenomenul de levigare ca aparținând stadialului glaciar Würm<sub>3</sub>, iar nu Atlanticului, de exemplu. Holocenul, în profilele noastre, situate în apropierea unor rîpi, nu este bine reprezentat, din cauza unui bilanț de denudare mai activ în această vreme.

Pentru a punem în valoare și alte criterii de apreciere decît altitudinea, trebuie să vedem în ce cadru geomorfologic și bioclimatic ne aflăm, pentru a ne da seama de orientarea procesului pedogenetic în această regiune.

Terasele Prahovei intră în zona teraselor cu caracter piemontan, cu pante destul de mari (în general 11—13%). Terasele mai noi sunt situate într-un fel de golf al Cîmpiei Române, care pătrunde spre nord-vest în Subcarpați, pînă la nord de Cîmpina, în sectoarele Breaza și Brebu. Terasele mai vechi sunt în general suspendate la înălțimi mari. Terasa depresiunii Mislea, probabil la origină tot a Prahovei, are o înclinare de 7—11% în general, iar pe compartimente înclinare și mai mică, diferențele de nivel din cuprinsul depresiunii putîndu-se datora și fracturilor provocate de mișcările tectonice recente (G. Niculescu, 1962).

La sud de sistemul teraselor Prahovei, o limbă de cîmpie piemontană, cu înclinare spre sud-est de aproximativ 5%, în prezent fragmentată de actualul și vechiul curs ale Prahovei și Cricovului Dulce (cîmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce (G. Niculescu, 1960)), numită de G. Vîlăsă (1915) „Pintenul Măgurii”, obturează spre sud acest complex de depuneri fluviatile. Din această cauză, aluviunile aduse de Prahova au fost depuse în cantități mari în această „Cîmpie a Ploieștilor” (V. Mihăilescu, 1957), în care Prahova, după ce a părăsit vechiul curs din depresiunea Mislei, a fost obligată să facă un cot către est, micșorîndu-și astfel brusele de transport.

Clima actuală din regiunea acestui sistem de terase (temperatură medie anuală între 9 și 10,6°C și suma anuală a precipitațiilor între 588 și 776 mm — vezi Clima R. P. R. 1961), cu indici de ariditate cuprinși între  $i = 28$  și peste  $i = 40$ , ne situează în zonele bioclimatice ale solurilor

silvestre brune roșcate și solurilor silvestre brune și podzolurilor argilo-iluviale (N. Cernescu, 1934).

Nu insistăm asupra teraselor holocene ale Prahovei, care au soluri în general tinere, cu grad de alterare siallitică mai redus. Între acestea intră și terasa Bănești (N. Pop, 1938).

Terasa Cîmpinei (în nomenclatura lui Křejčí—după K. Hummel, 1927) dezvoltată sub regim de evantai proluvial, are altitudini absolute diferite: ea coboară de la Breaza, de la 600—500 m și de la Brebu (571—489 m) pe la Cîmpina (450—474 m) și prin Bănești (pe la 430 m altitudine absolută) pînă la Ploiești (cca 150 m altitudine absolută). Spre lunca Prahovei ea are o denivelare de 50—70 m (N. Pop, 1938). Cu cât coboară spre cîmpie, cu atît acest vechi evantai proluvial pierde caracterul de terasă morfologică, înnecindu-se în aluviunile cîmpilor cu caracter de cîmpei de subsidență ale Hăbudului și Gherghiței (V. Mihăilescu, 1957).

Terasa Cîmpinei este formată în majoritate din pietrișuri (mai binezi prundișuri), din care o mare parte sunt calcaroase, fiind constituite din gresii calcaroase cu diaclaze umplute cu calcit, și mai puțin din calcare. Peste aceste pietrișuri, materialul eolian n-a reușit să formeze un orizont distinct, ci a adăugat particule fine în prima parte a profilului, umplînd interstițiile pietrișului.

Solul de pe terasa Cîmpinei este foarte caracteristic: un sol cu caracter pararendzinic denumit „branciog” (P. Enculescu, 1940). Este vorba de un orizont cu humus A negricios cu nuanță brun-ruginie, în general lut nisipos cu mult schelet (prundiș cu elemente de gresie calcaroasă și calcar), de 18—40 cm grosime, apoi un orizont de tranzitie cu mult prundiș cu elemente conținând  $\text{CaCO}_3$  și în sfîrșit un orizont C/D, la nivelul unui strat de prundișuri cimentate cu un material calcaros (pe la 55—75 cm). Uneori aceste soluri „branciog” sunt levigate sau chiar degradate (soluri „branciog” degradate, M. Spirescu, 1955—1956).

Materialul de la suprafața „branciogului”, cu o cantitate destul de însemnată de argilă (23—30%), pare a fi parțial eolian, depus în Holocen, o dată cu dezvoltarea orizontului cu humus. Materialul eolian a pătruns treptat în interstițiile pietrișului, umplîndu-le. Pietrișul este depus, probabil, în ultima parte a Würmului (Würm 3), cînd apele aveau puterea de transport mai mare decît cea de azi (V. Mihăilescu et al., 1950).

Evantaiul proluvial al Prahovei este mai bine dezvoltat pe stînga rîului. Între Prahova și Provița, acest evantai este îngemănat cu alt con proluvial: „Glacisul Dărmăneștilor”, cu aluviuni mai puțin grosiere ca



în terasa Cîmpinei : nisipuri, pietrișuri mai mici, luturi argiloase, etc., care acopăr pietrișurile terasei Cîmpina.

Terasa Băicoi, ceva mai înaltă, coboară cu o pantă tot atât de mare ca a terasei Cîmpina (11%) de la sud de Bănești, de la aproximativ 450 m altitudine absolută, pînă la cca 150 m în dreptul Ploieștilor, unde se pierde sub nivelul cîmpiei. Față de terasa Cîmpinei, ea prezintă o denivelare de cca 18 m, care se stinge treptat, pînă la Movila Vulpii, în jurul cotei 265 de la nivelul mării. De la Movila Vulpii, cele două terase merg aproape la același nivel, pînă în sectorul Ploieștilor. În dreptul cutei anticlinale Aricești apar slabe rupturi de pantă între cele două terase. K. H u m m e l (1927) atribuie terasei Băicoi terasa de la Cornu de Jos, probabil exclusiv pe baza nivelului în altitudine la care apare (504—484 m de la nivelul mării). Însă solul ei (în general brancioig degradat) decelează faptul că este sincronă cu terasa Cîmpina. Aici terasa Băicoi se întindește, cum este normal, la un nivel mai înalt (pe la altitudinea de 600 m), în culmea care coboară din Plaiul Cornului pînă la confluența Cîmpiniței ; însă materialul peste care sănă depuse materialele fine de acoperire sănă mai nisipoase. Materialele fine de acoperire suportă solul brun-roșcat podzolit, caracteristic terasei Băicoi.

În terasa Băicoi propriu-zisă se întind pietrișuri de terasă, cuprindînd și elemente calcaroase. Apa freatică este la adîncime mare, astfel încît franja capilară nu influențează solul. Materialele fine de acoperire au dezvoltat un sol brun-roșcat podzolit. Iată solul brun-roșcat podzolit de la Movila Vulpii (fig. 2), format în terasa Băicoi, afectat în oarecare măsură de eroziune la suprafață :

A<sub>1</sub> ; 0—5 cm ; lut-lut nisipos ; brun-castaniu-ruginiu cu nuanță gălbui (la uscare cenușiu-gălbui cu nuanță brună) ; glomerular-foios ; fragmente relicte de orizont mai feruginos ; humus 2,0 %. Trecere clară în :

A<sub>2</sub>B ; 5—12 cm ; lut-argilos ; castaniu-roșcat cu slabe pete gălbui și cenușii ; glomerular-poliedric ; punctuații ferimanganice. Trecere treptată în :

B (A<sub>2</sub>) 12—31 cm ; lut argilos ; castaniu-roșcat ; nuciform mic și mediu ; pete gălbui și cenușii („coatings”) ; bobovine mici, negricioase. Trecere treptată în :

B' 31—65 cm ; lut argilos ; roșcat, cu reflexe mai cenușii ; columnoid cu tendință spre prismatic ; bobovine mici ; pietricele cu totul incidentale. Trecere treptată în :

B'' 65—110 cm ; lut argilos ; roșcat cu pete roșii și ferimanganice ; prismatic ; nisip grosier și fragmente rare de pietre alterate.

B''' 110—140 cm ; lut argilos cu pietriș mai mult ; roșu cu pete portocalii ; columnoid ; pietriș moderat frecvent ; nu face efervescență cu HCl.

B/C 140—215 cm ; lut argilos ; roșcat-cărămiziu ; cu pietre din ce în ce mai frecvente în adîncime, în general silicioase. Face efervescență slabă cu HCl în masa solului.

C/D sub 215 cm ; pietriș cu elemente calcaroase, cu patină calcaroasă ; efervescență puternică.

La acest profil se remarcă, dintr-un început, dezvoltarea mai mare a materialului fin de acoperire, în care nisipul grosier este în cantitate mică ( $0,1 - 4,2\%$ ), permisă depozitelor de natură eoliană, pînă pe la cca 140 cm. Pietrișul apare în cantități mai observabile sub 65 cm și devine frecvent sub 110 cm adîncime.

Din datele granulometrice se remarcă o argilozitate relativ pronunțată pe la 12–31 cm, corespunzînd accentuării unui stadiu climatic mai răcoros și mai umed (probabil Würm<sub>3</sub>), în care se realizează un procent de argilă de 39,0, atât din acumulări în loc, cât și din materialul coloidal iluvionat din orizontul A (care pare să fi fost în trecut mai bine dezvoltat). Orizontul B, între 31 și 110 cm, are argilă mai puțină (între 36 și 38%). Abia orizontul iluvial mai adînc, de sub 110 cm, ajunge la 41,2% argilă, care scade apoi în cantitate în profunzime, datorită texturii mai grosiere a rocii mame inițiale. Minimul relativ de argilozitate (argilă 36,2%) intercalat în orizontul B, în special pe la 50–60 cm, se datorează unui interstadiu mai cald și mai uscat (W<sub>2</sub>–W<sub>3</sub>), în care nu s-a format argilă prea multă. Levigarea ulterioară nu a reușit să niveleze acest minim de argilozitate, prin iluvionare.

Acest minim de argilozitate corespunde unui optim climatic interstadiu (W<sub>2</sub>–W<sub>3</sub>), marcat în analizele palinologice prin prezența lui *Carpinus orientalis* și lipsa nu numai a genului *Picea*, ci și a genurilor *Pinus* și *Quercus*. În Würm<sub>3</sub> chiar și genul *Picea* este prezent. Solul de sub acest optim climatic reprezintă partea finală a stadialului Würm<sub>2</sub>, în care apar, destul de abundant, genurile *Pinus* și *Quercus* și chiar genurile *Acer*, *Tilia* și *Ulmus*, în urma atenuării stadialului glaciar Würm<sub>2</sub>. Acest interstadiu W<sub>2</sub>–W<sub>3</sub> este prins și de dozările radiometrice, printr-un minim de radioactivitate ( $9,11\% \text{ U echiv. } \times 10^{-4}$ ), care coincide cu optimul climatic menționat cuprins între intensități de radioactivitate mai mari.

Dozările radiometrice, efectuate de Al. Bălăceanu în Muntenia, ne-au permis să remarcăm următoarele: solurile (actuale și fosile) din depozitele de cuvertură sunt ceva mai radioactive decât loesurile și cu mult mai radioactive decât sedimentele de altă natură decât eoliană. Se observă un paralelism între valorile mai ridicate ale intensității radiațiilor  $\gamma$  dintr-o probă de sol sau sediment și durata depunerii aceluia material. La un ritm de depunere mai rapid corespund intensități de radiații nucleare mai slabe.

În același timp, comparînd datele radiometrice cu acelea ale analizelor sporo-polinice, am remarcat o coincidență în timp între valorile mai mici ale intensității radiațiilor  $\gamma$  și momentele culminante ale interstadialelor sau interglacialelor (optimele climatice). Aceasta se datorează atât condițiilor de ordin sedimentologic menționate, cât și faptului că orizonturile

corespunzătoare, mai puțin argiloase în timpul depunerii lor, au fost iluvionate ulterior cu argilă fină (care n-a adus, practic, în același timp, și material radioactiv, acesta fiind cuprins în fracțiunea aleuritică), realizându-se astfel, la substanțele generatoare de radiații nucleare, un proces invers acumulării reziduale.

Numărul mic de probe analizate, precum și valoarea ridicată a erorii (cca  $\pm 5\%$ ), nu ne permit încă afirmarea celor menționate cu o certitudine netă. Totuși coincidența între o valoare mai mică a intensității radiațiilor  $\gamma$  și abundența de plante termofile ne poate indica un interstadial sau un interglacial și ar putea contribui la stabilirea unei vîrste.

Succesiunea depozitelor de acoperire din terasa Băicoi ne permite o dateare a părții superioare a materialelor din terasă. Materialul din apropierea suprafeței terenului se poate considera Holocen; prima acumulare mai însemnată de argilă și prima levigare mai însemnată o atribuim stadiului Würm<sub>3</sub>. Optimul climatic înregistrat granulometric, palinologic și radiometric corespunde interstadialului W<sub>2</sub> – W<sub>3</sub>(peste care s-a suprăimprimat argilă din Würm<sub>3</sub>). Suborizontul cu acumulare maximă de argilă (41,1 %) este depus inițial în ultima parte a stadiului Würm<sub>2</sub>, fără a se întâlni mijlocul stadiului în cuprinsul profilului de sol. Acest lucru este arătat de variațiile arătate de analizele de polen, în care *Picea* nu mai apare; însă polenul de *Pinus* și *Quercus* arată că este vorba de o parte de stadiul mai puțin călduroasă și mai puțin uscată decât aceea decelată de proba de la 50–60 cm.

Considerăm deci că depunerea pietrișului evantaiului proluvial cunoscut sub numele de „terasa Băicoi“ s-a terminat în cursul stadiului glaciar Würm<sub>2</sub>. În acest stadiu a început și depunerea materialului eolian și formarea solului, ca și sculptarea marginii terasei dinspre „terasa Cîmpinei“.

Între terasele Prahovei, mai veche decât terasa Băicoi este terasa Pițigaia. Aceasta, la 150 m deasupra luncii actuale (K. H um m el, 1927) se întinde pe ambele părți ale Prahovei, pătrunzind puternic în amonte (G. M u r g e a n u, 1931, 1934). În sectorul de la N–NW de Bobolia este acoperită de un sol silvestru podzolic pseudogleizat puternic, cu caractere care arată un sol mult mai matur decât cel de pe terasa Băicoi: adîncimea pietrișului în general la peste 2m adîncime, podzolirea puternică, depășirea netă a stadiului de sol silvestru brun-roșcat podzolit, pseudogleizarea puternică, etc.

Aceste caractere sunt proprii unui complex de terase aflat la diferite nivele: terasa Pițigaia propriu-zisă, terasa depresiunii Mislea, terasa de la Păulești, care sunt porțiuni ale unei singure terase, deformată tectonic.

Totuși criteriul altitudinii relative ar putea să impună rezerve în asimilarea terasei depresiunii Mislea cu terasa Pițigaiia, datorită faptului că terasa depresiunii Mislea este așezată la același nivel și chiar mai jos față de terasa Băicoi, inferioară terasei Pițigaiia.

Dacă urmărim contactul între cele două terase, remarcăm că, spre deosebire de ceea ce se întâmplă în general cu limitele solurilor de pe terase, care, în general, coincid cu limitele teraselor, aici limita între solul silvestru brun-roșcat podzolit și solul silvestru podzolit pseudogleizat puternic (sau solul silvestru brun puternic podzolit, pseudogleizat puternic) se produce fără nici o denivelare. Pe marginea de est a pădurii Păhărniceasa, la sud-vest de depresiunea Mislea, în cadrul terasei Băicoi, în solul silvestru brun-roșcat podzolit, apare pietriș cuarțos începând de la 20 cm adâncime. Acest fapt ne poate sugera că aici ne aflăm în apropierea limitei inițiale a conului proluvial, spre deosebire de partea interioară a acestui con, unde pietrișurile massive se întâlnesc abia sub 2 m adâncinie. La est de pădurea Păhărniceasa, în teren practic orizontal, se distinge net limita de soluri menționată, la est de care apar solurile silvestre pseudogleizate puternic în care se disting mici depresiuni cu podzolire și pseudogleizare și mai puternică. De la nivelul acestei limite (altitudine absolută 360 m), această terasă coboară în jurul a 320 m altitudine absolută, iar spre est ajunge chiar pe la 260 m. După toate probabilitățile, conul proluvial al terasei Băicoi este suprapus peste o terasă mai veche (de vîrsta terasei Pițigaiia), coborâtă în axul unui sinclinal (fig. 1).

În schimb, mai la sud, terasa corespunzătoare teraselor Pițigaiia și a depresiunii Mislei ajunge iar la o altitudine relativă mai mare față de terasa Băicoi. În dreptul Păuleștilor, prin să într-un ax de anticlinal, se menține la 229 m altitudine absolută, astfel încit conul proluvial al terasei Băicoi nu o poate acoperi, ca mai la nord, acesta ajungind la abia 211 m altitudine absolută. Mai jos, în apropiere de Ploiești, fragmentele din depozitul terasei Pițigaiia se pierd sub nivelul cîmpiei, ca și celelalte două terase menționate (Băicoi și Cîmpina).

Iată descrierea unui profil caracteristic pentru solurile și depozitele de acoperire din sistemul de terase Pițigaiia, dezvoltat la nord de Plopeni, în partea de nord-est a depresiunii Mislea (cu un sol silvestru brun puternic podzolit, pseudogleizat puternic), influențat puternic de eroziune (fig. 2) :

- A<sub>1</sub> 0–5 cm ; lut nisipos ; cenușiu cu slabă nuanță gălbui-albicioasă ; glomerular. Trecere clară în ;
- A<sub>2</sub> B 5–15 cm ; lut nisipos ; gălbui-albicios ; glomerular mic-poliedric-foios ; fin poros ; fin fisurat ; bobovine mici, bine consolidate.



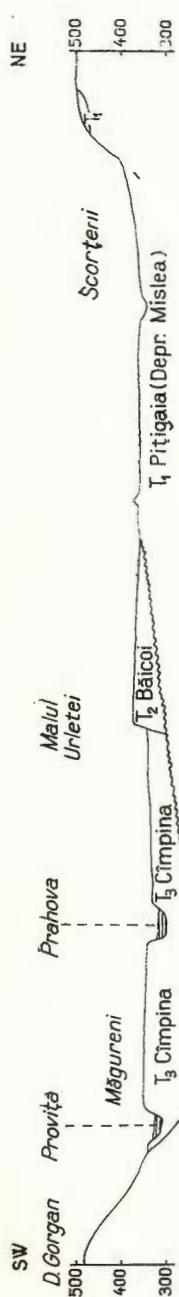


Fig. 1. — Relațiile între terasele Prahovei în dreptul depresiunii Mislea.  
Les rapports des terrasses de Prahova au niveau de la dépression de Mislea.

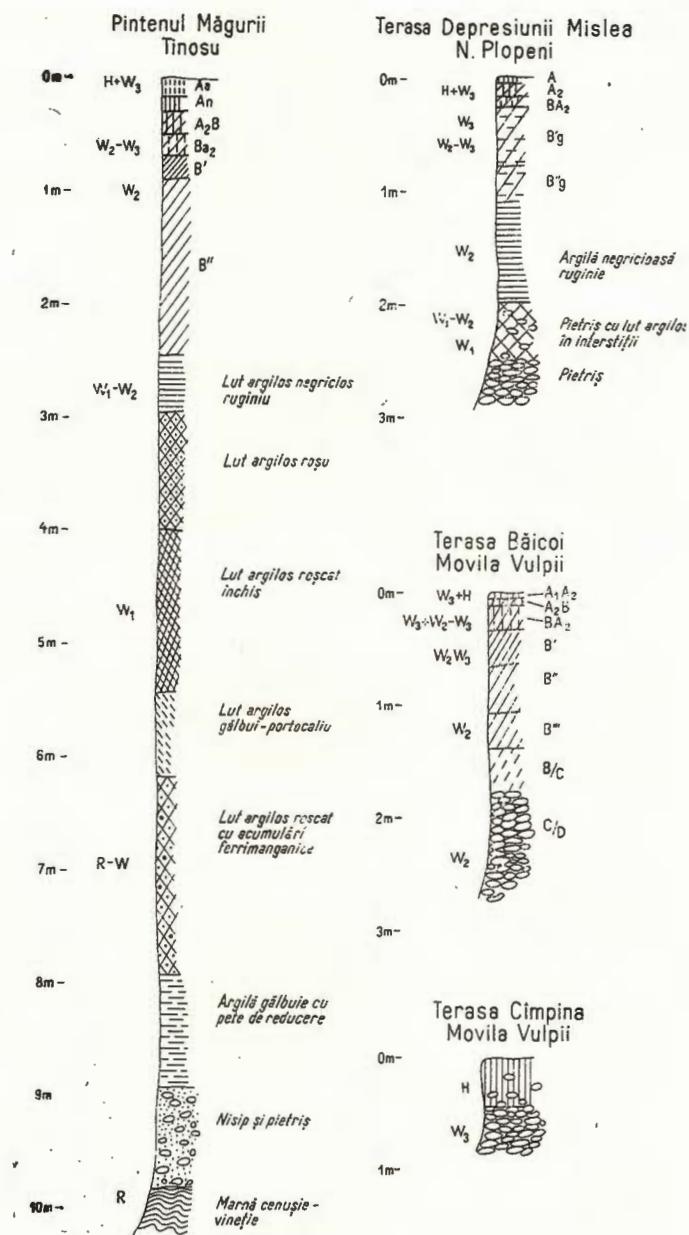


Fig. 2. — Vîrsta depozitelor de acoperire de pe „Pintenul Măgurii” și terasele Prahovei.

L'âge des dépôts de couverture sur „Pintenul Măgurii” et les terrasses de Prahova.

- B<sub>A</sub> 15–27 cm ; lut argilos ; gălbui-castaniu cu pete gălbui-albicioase ; mic-nuciform-poliedric ; fin poros ; nefisurat.
- B' 27–80 cm ; argilă ; marmorat, gălbui-portocaliu cu cenușiu cu nuanțe vineții ; columnoid-prismatic, îndesat ; fisurat.
- B'' 80–110 cm ; argilă ; brun-ruginiu ; columnoid-prismatic.
- B/C 110–200 cm ; argilă ; brun-ruginiu-negricios ; bulgări ; efervescență slabă în prezența HCl ; concrețiuni de CaCO<sub>3</sub>.
- D sub 200 cm ; pietriș de riu, avind în interstiții un material brun, ca textură nisip argilos. Pietrișul conține și fragmente de calcar rulate.

Tot profilul are o cantitate de nisip grosier foarte redusă (sub 2 %), pînă la suborizontul B/C, cu o cantitate de nisip grosier mai ridicată (4,8 %). Însă chiar în suborizontul B/C partea cea mai însemnată a nisipului grosier nu depășește un milimetru, fracțiunea între 1 și 2 mm întilnindu-se în procent de 0,55. Practic, nisipul grosier de peste 1 mm se întilnește abia în cuprinsul orizontului de pietriș (14,5 %). Deci proveniența acestui material de acoperire este eoliană.

Orizontul mai negricios de sub 110 cm pare să aibă accentuate caractere de hidromorfie, datorite apei freatici din vremea depunerii, mult mai apropiate. Humusul se întilnește aici în procent de 1,3–1,5, iar în orizontul B' scade la 0,5, în timp ce, la suprafața solului actual, humusul ajunge la 7,1 %.

Se remarcă la acest sol, o evoluție foarte îndelungată, care a dus la o puternică levigare a argilei în orizontul B, ca și la o pseudogleizare accentuată.

Analizele sporo-polinice decelează un interstadiu, caracterizat prin abundență relativă de polen de *Tilia* și prin lipsa polenului de *Picea excelsa*, în proba de la 50–60 cm, intercalat între stadiile Würm<sub>3</sub> și Würm<sub>2</sub>, care aici este reprezentat pe deplin (polenul de *Picea* ajunge la 13,1 din total, în proba dintre 150–170 cm). Humusul se întilnește în cantitate foarte mare pentru un sol fosil : 0,8 % la adâncimea de 220–240 cm, în materialul din interstițiiile pietrișului, marcând un sol „branciog”, probabil din interstadiul W<sub>1</sub>–W<sub>2</sub>, aşezat peste pietrișul a cărui sedimentare a încetat la sfîrșitul stadiului Würm<sub>1</sub>.

Pentru aceasta pledează și cantitatea de argilă acumulată pînă la adâncimi mari în interstițiiile pietrișului, fapt care ne îngăduie să considerăm că nu numai solul din Würm<sub>3</sub> este supraimprimat peste Würm<sub>2</sub>–Würm<sub>3</sub>, ci și solul Würm<sub>2</sub> este supraimprimat peste un sol mai vechi, Würm<sub>1</sub>–Würm<sub>2</sub>.

Datele radiometrice indică de asemenea interstadiul din proba de la 50–60 cm, prin minimul de 8,47 % U echiv.  $\times 10^{-4}$ , ca și cele două stadiale între care este încadrat.

De aceea considerăm că faza acumulării pietrișurilor terasei Pițigaia, cel puțin în sectorul depresiunii Mislea, s-a încheiat la sfîrșitul lui Würm<sub>1</sub>, cînd a început și tăierea marginilor terasei.

Terasa Străjiștea-Orădăia, cu altitudine relativă de 250–300 m (N. Pop, 1938) înălțată mult deasupra luncii Prahovei, ocupă suprafețe restrînse. Datorită acestui fapt ea are soluri incomparabil mai tinere, ca vîrstă relativă, decît terasele bine dezvoltate în largime.

Evoluția teraselor Prahovei presupune, în timpul stadiului Würm<sub>1</sub>, existența sau a unei difluențe a apelor Prahovei (se observă și astăzi la rîul Prahova astfel de difluențe), o parte scurgîndu-se prin depresiunea Mislea, iar celăllalt prin cîmpia Ploieștilor, sau cel puțin o alternare a surgerii, pe cele două terase menționate.

Pietrișurile evantaiului proluvial al terasei Băicoi, depuse pînă în Würm<sub>2</sub>, au separat definitiv depresiunea Mislei de bazinul Prahovei. Datorită faptului că, spre sud, cîmpia piemontană a Cricovului Dulce (G. h. Niculescu, 1960) (sau Pintenul Măgurii — G. Vilasan, 1915) împiedica drumul apelor Prahovei spre sud, rîul a făcut cotul spre est, depunind în cîmpia Ploieștilor, datorită reducerii puterii de transport, o cantitate mare de pietrișuri (terasele Băicoi-faza finală — și Cîmpina).

Solul din cîmpia piemontană a Cricovului Dulce are aproximativ aceeași vîrstă ca solul terasei Pițigaia. Cu toate acestea, cîmpia este mai veche decît terasa, aşa cum ne arată deschiderea de lîngă Tinosu, în marginea de nord-est a Cîmpului Stejaru, într-o rîpă. Aici se întîlnește o succesiune de soluri fosile, care a fost studiată de G. M. Murgoci (1920) și paraleлизată cu tabloul lui A. Nabokih, care arată variațiile climatelor în timpul formării loessurilor. Însă, în acest profil, nu se pot separa loessuri între solurile fosile, iar solurile nu arată un climat helenic sau siriac, ci pur și simplu un climat de pădure, de silvostepă sau, cel mult, de antestepă.

Descrierea profilului de la Tinosu (fig. 2) nu cuprinde decît prima parte, pînă la aproximativ 10 m adîncime. De aici în jos, materialul prăbușit din mal nu ne mai permite observarea în bune condiții a profilului.

Aa 0–14 cm; lut; cenușiu albicios cu nuanță gălbui; glomerular-bulgăros-pulverulent. Trecere treptată în :

An 14–32 cm; lut; brun-gălbui cu pete cenușiu-gălbui; mic nuciform friabil; poros-fin poros; nefisurat; bobovine frecvente, mici și medii; arat în trecut. Trecere treptată în :

A<sub>2</sub>B 32–49 cm; lut argilos-lut; pestriț, gălbui-ocru cu brun și cenușiu albicios; nuciform-poliedric; bobovine frecvente, mici și medii. Trecere treptată în :

BA<sub>2</sub> 49–67 cm ; lut argilos ; quasimarmorat gălbui-ruginiu deschis cu brun-cenușiu ; prismatic mic ; fin poros ; aglomerare de cuarț rezidual evidentă ; bobovine frecvente, mici și medii. Trecere treptată în :

B sub 67 cm ; lut argilos ; brun ruginiu marmorat cu ocru și culoarea aglomerărilor ferimanganice cu nuanță mai cenușie ; columnoid ; fin poros-îndesat ; bobovine foarte frecvente, însă mici :

sub 90 cm ; lut argilos, brun-roșcat marmorat cu castaniu și cenușiu închis ; columnoid cu tendință spre prismatic ; pînă la 100 cm nu face efervescentă, apoi se închide mai mult la culoare, devenind un lut argilos de culoare negricioasă-ruginie, în bulgări care se sfârșimă poliedric ; îndesat ; fin fisurat. De aici în jos solul face efervescentă slabă în prezența HCl.

Sub 3 m se întilnește un lut argilos roșu, iar pe la 4 m un lut argilos cu nuanță portocalie-cărămizie ; bulgări ; fin poros-poros ; fin fisurat. Sub 4 m se închide la culoare, devenind un lut argilos roșcat închis, cu pete cenușii și ferimanganice ; columnoid ; bobovine medii de culoare neagră-albăstruie, însă rare.

Sub 5,5 m apare un lut argilos gălbui-portocaliu ; prismatic ; fin poros-poros ; fin fisurat ; urme de cervotocene. Sub el, mai jos de 6 m, întîlnim un lut argilo-roșcat, cu pete și acumulări ferimanganice, cu structura în bulgări cu tendință spre prismatic, fin poros-îndesat, fin fisurat. Își mai jos, pe la 8 m, se întilnește un lut argilos gălbui, cu pete de reducere cenușii și ferimanganice, în bulgări. Acesta pare a fi, după caracterele lui exterioare, un orizont format sub apă sau în condiții în care apa freatică a putut pătrunde în profilul solului din vremea respectivă.

Pe la 9 m se intercalează un strat nisipos portocaliu, cu nisip în special grosier, cu aglomerări de oxizi de magan, cu pietriș mic, cu patină ferimanganică. Proveniența acestui material nu poate fi decît fluvială.

În jurul a 10 m se întilnește un orizont marnos cenușiu cu vinețiu-verde și gălbui, în care se disting aglomerări masive de CaCO<sub>3</sub>, de tip concretionar. Mai jos se remarcă depozite în general luto-marnoase, depuse sub apă.

Partea superioară a profilului de la Tinosu reprezintă un sol silvestru brun mediu-puternic podzolit, pseudogleizat moderat-puternic, asemănător, ca grad de evoluție, cu solurile din terasele sistemului Pițigai. Faptul că diferă de celelalte prin intensitatea ceva mai redusă a podzolirii se explică prin situarea lui la 30 km mai spre sud. Pseudogleizarea din acest profil, deși destul de evidentă, nu a reușit să înlăture nuanța roșcată din orizontul iluvial B, astfel încât, sub 90 cm, lutul argilos, deși marmorat, păstrează, între petele de culoare castanie și cenușie închisă, o culoare brun-roșcată, relictă din stadiul de evoluție anterior al solului, cuprins în stadialul glacial Würm<sub>2</sub>.



Analizele sporo-polinice confirmă evoluția acestui orizont iluvial în două stadii, cu interstadialul respectiv. Se remarcă aproape lipsa materialului holocen (amestecat în arătură) cu Würm<sub>3</sub>, o dezvoltare a stadialului Würm<sub>3</sub> pe primii 30 cm, în care timp se remarcă o cantitate de polen de *Picea* mai ridicată (1,8–1,5 % din totalul polenului), precum și o cantitate de polen de *Tilia* foarte redusă (0,7–0,9 % din total).

Mai jos întâlnim interstadialul Würm<sub>2</sub>–Würm<sub>3</sub>, marcat în dreptul adâncimilor de 30–67 cm prin lipsa genului *Picea* și apariția abundantă a genului termofil *Tilia* (21,6%). Sub el apare stadalul glaciar Würm<sub>2</sub>, marcat pe la 90–100 cm, printr-un maxim de *Picea* (2,7%) și tendința de scădere a genului *Tilia*.

Deși probele care urmează sănă destul de rare, în eșantionul de la 250 cm distingem un interstadial (Würm<sub>1</sub>–Würm<sub>2</sub>), cu lipsa molidului și cu apariția masivă de *Acer* (13%). În probele următoare notăm, pe la 450 cm, abundența de *Picea* (2,4%) a stadalului Würm<sub>1</sub>. Dispariția mai jos (sub 600 cm) a genului *Picea*, sincronă cu apariția masivă de *Quercus* (25,0%), *Ulmus* (12,5%), *Acer* (4,2%), și *Juglans* (4,2%) ne indică interglaciul Riss-Würm, sub care ultimele materiale sedimentate sub apă par a fi depuse în Riss, faza glaciară cînd cîmpia a fost părăsită de ape.

Datele radiometrice concordă cu cele palinologice, minimului de *Picea* de la adâncimea de 32–49 cm corespunzîndu-i un minim de radiației  $\gamma$  de 10,17 % U echiv.  $\times 10^{-4}$ , reprezentînd interstadialul Würm<sub>2</sub>–Würm<sub>3</sub>, iar minimului de *Picea* de la 2,5–4 m (interstadialului Würm<sub>1</sub>–Würm<sub>2</sub>) corespunzîndu-i un alt minim de 8,89 % U echiv.  $\times 10^{-4}$ . Iar probele de mai jos, depuse sub apă, într-un ritm mai rapid decît cel eolian, prezintă valori radiometrice mult mai reduse (8,4–8,7 % U echiv.  $\times 10^{-4}$ ).

Cunoșcînd cele notate la profilele de mai sus, putem reconstitui în mod aproximativ istoria evoluției teraselor Prahovei.

In Riss (poate ceva mai înainte) a existat pe locul cîmpiei Stejarului o cîmpie de subsidență, în care s-au depus materiale în general fine. În acest timp, în regiunea subcarpatică, fazele de colmatare alternau cu fazele de eroziune, în funcție de intensitatea recrudescențelor mișcărilor orogenice din spațiul subcarpatic. Aproximativ din această vreme datează acumularea terasei Străjiștea-Orădia.

Caracterul de subsidență al cîmpiei Stejarului s-a modificat în Riss, cînd, din cauza ridicărilor în regiunea subcarpatică (inclusiv în dreptul cîtei anticlinale în prezent ascunse Mănești-Vlădeni), procesul de subsidență a migrat spre exterior, iar nisipurile și pietrișurile evantaielor preluviale ale Prahovei au ajuns pînă în dreptul Tinosului. Peste aceste nisipuri și pietrișuri, în condiții de apă freatică încă destul de ridicată (o

TABE  
Terasa  
*Movila Vul*

Orizont	Adin-cimea probei cm	Argilă <0,002 mm	Praf 0,002–0,02 mm	Nisip fin 0,02–0,2 mm	Nisip grosier 0,2–2 mm	Hu-mus %	Carbo-nați %	Culoare
A	0–20	28,4	16,5	43,2	12,0	2,4		brun-negri-cios
Roca	20–40						(Pietriș calcaros)	cenușiu-albi-cios

TABE  
Terasa  
*Movila Vulpii – Sol*

Ori-zont	Adin-cimea probei cm	Argilă 0,002 mm	Praf 0,002–0,02 mm	Nisip fin 0,02–0,2 mm	Nisip grosier 0,2–2 mm	Hu-mus %	Carbo-nați %	Culoare
A <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	0–5	25,8	26,6	46,4	1,2	2,0	—	brun, castaniu ruginiu cu nu-antă gălbule
A <sub>2</sub> B	5–12	36,0	23,7	39,5	0,8	1,0	—	castaniu roșcat cu pete gălbui și cenușii
BA <sub>2</sub>	12–31	39,0	23,1	37,3	0,6	0,6	—	castaniu roșcat cu pete gălbui și cenușii
B'	50–60	36,2	23,3	40,4	0,1	—	—	roșcat, reflexe ce-nușii
B''	90–100	37,8	23,1	35,8	3,2	—	—	roșcat, pete roșii și ferimanganice
B'''	120–130	41,1	21,7	33,0	4,2	—	—	roșu cu pete porto-calii
B/C	180–190	35,5	17,9	34,1	15,5	—	0,2	roșcat cărmiziu
C/D	215–225	21,5	16,3	35,3	26,9	—	33,4	patină calcaroassă albicioasă

## LUL 1

**Cîmpina***pii-Brancioig*

Polen <i>Picea</i> % din total	Polen <i>Pinus</i> % din total	Polen <i>Quercus</i> % din total	Polen <i>Tilia</i> % din total	Polen <i>Acer</i> % din total	Polen <i>Ulmus</i> % din total	Total % U echiv. $\times 10^{-4}$	Vîrstă
						6,28	H
							W <sub>3</sub>

## LUL 2

**Băileoi***silvestru brun-roșcat podzolit*

Polen <i>Picea</i> % din total	Polen <i>Pinus</i> % din total	Polen <i>Quercus</i> % din total	Polen <i>Tilia</i> % din total	Polen <i>Acer</i> % din total	Polen <i>Ulmus</i> % din total	Total % U echiv $\times 10^{-4}$	Vîrstă
1,6	7,5	1,4	0,7	0,5	0,2	10,04	W <sub>3</sub> + H
0,3	0,5	0,8	3,0	9,5	7,1	9,79	W <sub>3</sub> + W <sub>2</sub> - W <sub>3</sub>
-	0,8	0,4	3,3	27,1	7,5	9,69	W <sub>2</sub> - W <sub>3</sub>
-	-	-	0,9	19,5	8,5	9,11	W <sub>2</sub> - W <sub>3</sub>
-	3,0	-	1,0	25,3	7,1	9,68	W <sub>3</sub> - W <sub>3</sub> + W <sub>2</sub>
-	16,6	16,6	-	32,6	16,6	9,23	W <sub>2</sub>
-	12,0	1,6	2,4	16,0	8,0	5,72	W <sub>3</sub>
							W <sub>3</sub>



pînă de apă relictă în aceste depozite grosiere, avînd la bază marna cenușie-vineție de sub 10 m), s-a format argila gălbuie cu pete de reducere cenușii și ferimanganice. Ridicarea continuînd, apa freatică se epuizează (sau, pînă la epuizare, se adîncește), permitînd formarea, în interglaciul Riss-Würm, a unui sol cu caractere mai termofile, peste care s-a suprăimprimat, în faza de tranziție spre stadalul Würm<sub>1</sub>, solul lut argilos ca textură, cu pete și acumulări ferimanganice, care astăzi are culoare roșcată.

Pînă acum Prahova curgea transversal față de Subcarpați, că rîurile subcarpatice în prima fază a evoluției lor (M. P a u c ă , 1942). Datorită înălțării Pintenului Măgurii, prin acumulare eoliană, și a cutei Mănești-Vlădeni, o parte din Prahova (sau Prahova o parte din timp) a fost nevoită să curgă prin depresiunea Mislei, depunînd sedimentele de la baza materialelor de acoperire din Würm<sub>1</sub>. Pietrișurile încep să vină în cantități mult mai masive, într-un regim de depunere proluvial, datorită cauzelor menționate mai sus.

TABELA  
Terasa de pre-  
*N. Plopeni. Sol silvestru brun*

Ori- zont	Adânci- mea probei cm	Argilă 0,002 mm	Praf 0,002 – 0,02 mm	Nisip fin 0,02 – 2 mm	Nisip grosier 0,2 – 2 mm	Hu- mus %	Carbo- nați %	Culoare solului
A <sub>1</sub>	0 – 5	27,0	27,0	44,2	1,8	7,1	—	cenușiu cu nuan- ță gălbuie albicioasă
A <sub>2</sub> B	5 – 15	28,6	25,4	44,3	1,7	2,0	—	gălbui-albicios
BA <sub>2</sub>	15 – 27	40,5	22,8	35,1	1,6	1,0	—	gălbui castaniu cu pete gălbui albicioase
B'	50 – 60	53,7	21,6	23,2	1,5	0,5	—	marmorat gălbui portocaliu cu cenușiu reflexe vineții
B''	80 – 100	54,9	21,8	22,0	1,3	0,8	—	brun-ruginiu
B/C	150 – 170	54,1	20,2	21,0	4,8	1,5 (1,3)	0,7	brun-ruginiu ne- gricos
C/D	220 – 240	41,0	12,6	31,8	14,5	0,8	2,4	castaniu cu nuan- ță albicioasă



În Würm<sub>1</sub> s-au format orizonturile de sol dintre adâncimile de 6 și 4 m : lutul argilos gălbui-portocaliu, care a fost un sol analog cu solurile silvestre brune puternic podzolite, precum și lutul argilos roșcat închis, cu bobovine medii. Tot în acest stadal s-a terminat depunerea de pietrișuri în terasele Pițigai și cele sincrone (terasa depresiunii Mislea și aceea de la Păulești), adâncirea văilor pe marginea acestei terase și o dată cu aceasta, începutul formării solului fosil „branciog”, însă cu apă freatică apropiată, de la baza materialului argilos din terasa de la nord de Plopeni. În acest timp, Prahova aducea în continuare pietrișurile care stau la baza celorlalte terase mai noi.

În interstadalul Würm<sub>1</sub>-Würm<sub>2</sub>, în cîmpia Stejarul se formează solul de culoare mai închisă, probabil un cernoziom degradat. În același timp, în terasa Pițigai, se desăvîrșea formarea unui sol branciog, iar pe locul celorlalte terase mai noi continuau procesele de acumulare pro-

### LUL 3

#### terase Mislea

*puternic podzolit pseudogleizat puternic*

Polen <i>Picea</i> % din total	Polen <i>Pinus</i> % din total	Polen <i>Quercus</i> % din total	Polen <i>Tilia</i> % din total	Polen <i>Acer</i> % din total	Polen <i>Ulmus</i> % din total	Total % U echiv. $\times 10^{-4}$	Vîrstă
5,2	24,3	6,1	2,1	0,2	—	12,27	W <sub>3</sub> + H
3,1	15,3	3,1	4,5	1,0	—	9,58	W <sub>3</sub>
0,9	4,7	0,9	18,7	2,8	0,6	9,62	W <sub>2</sub> – W <sub>3</sub>
—	—	8,0	25,0	1,0	3,0	8,47	W <sub>2</sub> – W <sub>3</sub>
—	8,2	6,8	4,1	—	12,3	9,06	W <sub>2</sub> – W <sub>3</sub>
13,1	34,4	1,2	1,2	2,5	2,5	9,40	W <sub>2</sub>
							W <sub>1</sub> – W <sub>2</sub>
							W <sub>1</sub>



luvială și eroziune lineară, care distrugneau parte din terasele preexistente.

În stadiul glaciar Würm, decurge, în cîmpia Stejaru, formarea solului argilos de la baza formațiunii pedogenetice, considerată de pedologii ca un orizont B" al solului actual, de culoare brun-roșcată, marmorată

TABEL  
Pintenul

*Tinosu. Sol silvestru brun mediu puternic*

Orizont	Afărmarea probei cm	Argilă <0,002 mm	Praf 0,002–0,02 mm	Nisip fin 0,02–0,2 mm	Nisip grosier 0,2–2 mm	Humus	Carbonatii %	Culoare
A <sub>a</sub>	0–14	26,7	33,2	34,8	5,3	1,8	—	cenușiu albicios cu nuanță gălbui
A <sub>n</sub>	14–32	27,5	32,9	34,5	5,0	1,6	—	brun gălbui cu pete cenușii și gălbui
A <sub>2B</sub>	32–49	31,9	30,2	31,6	6,2	0,6	—	gălbui ocru cu brun și cenușiu albicios
BA <sub>s</sub>	49–67	37,7	28,8	28,5	4,9	0,6	—	quasimarmorat gălbui ruginiu deschis cu brun și cenușiu
B'	70–90	44,6	25,7	26,5	3,2	0,8	—	brun ruginiu marmorat cu ocru și ferimanganic + cenușiu
B''	90–100	43,9	26,6	27,0	2,6	0,7	—	pestriț-marmorat brun cu ruginiu și cenușiu încășat ferimanganic
	250	41,6	28,2	26,8	3,4	1,0	0,2	negricios ruginiu
	400	41,1	27,9	27,9	3,1	0,3	0,2	roșu cu nuanță portocalie cărămizie
	450	42,0	26,4	26,7	4,9	0,4	0,2	roșu încășat cu pete cenușii și ferimanganice
	sub 550	41,2	28,2	27,7	2,9	0,3	0,1	gălbui portocaliu
	sub 600	45,8	25,1	26,7	2,3	0,3	0,1	roșcat cu pete ferimanganice
	800	40,5	30,2	27,0	2,3			gălbui cu pete cenușii și ferimanganice
	sub 900	7,9	1,5	6,0	84,6	—	0,3	portocaliu gălbui
	1000	45,3	32,3	15,3	2,7	—	18,7	cenușiu cu vinețiu verde și gălbui



cu castaniu și cenușiu închis. Pe terasa de la nord de Plopeni (și, în general, pe celelalte terase din grupa Pițigaia) se formează orizontul B", care la Plopeni, datorită unei ape freatice destul de apropiate, are un accentuat caracter de hidromorfism. Tot în stadiul Würm<sub>2</sub> se termină depunerea pietrișurilor terasei Băicoi, care închid definitiv drumul Prahovei prin

## LUL 4

## Măguri

*podzolit pseudogleizat moderat-puternic*

Polen <i>Picea</i> % din total	Polen <i>Pinus</i> % din total	Polen <i>Quercus</i> % din total	Polen <i>Tilia</i> % din total	Polen <i>Acer</i> % din total	Polen <i>Ulmus</i> % din total	Total % U echiv. $\times 10^{-4}$	Vîrstă
1,8	18,8	0,5	0,7	—	—	10,85	W <sub>3</sub> + H
1,5	5,2	0,5	0,9	—	0,1	11,05	W <sub>3</sub> + H
—	7,3	0,6	12,0	0,3	0,3	10,17	W <sub>2</sub> – W <sub>3</sub>
0,2	4,6	1,2	21,6	—	2,2	10,33	W <sub>2</sub> – W <sub>3</sub> → W <sub>2</sub>
0,6	3,5	4,7	17,5	1,2	3,5	10,00	W <sub>2</sub>
2,7	4,1	1,7	12,1	1,9	5,1	9,61	W <sub>2</sub>
—	2,6	5,2	1,3	13,0	9,1	9,86	W <sub>1</sub> – W <sub>2</sub>
0,3	3,1	6,3	7,8	2,8	23,8	8,89	W <sub>1</sub> – W <sub>2</sub>
2,4	7,3	17,1	—	4,9	22,0	9,11	W <sub>1</sub>
1,3	6,3	3,8	—	1,3	6,3	9,69	W <sub>1</sub>
—	—	25,0	—	4,2	12,5	9,21	R – W
—	—	8,6	2,9	1,4	11,4	8,72	R – W
						8,81	R <sub>2</sub>
						8,40	R

depresiunea Mislea. Prahova își găsește un drum mult mai scurt, închis spre nord-est de terasa Băicoi și de relieful ridicat în anticinalul din dreptul Găgenilor, iar spre sud de Pintenul Măgurii. Pe de o parte, pietrișurile se acumulează rapid în cîmpia Ploieștilor, iar apele Prahovei, stimulate de ridicările din amonte și de nivelul de bază scăzut, bat puternic în Pintenul Măgurii, căutînd o ieșire spre sud. Această ieșire este găsită tocmai spre capătul de est al cîmpiei Stejaru, la Tinosu, unde întîlnim fragmente dintr-o terasă cu sol brun-roșcat, mai joasă decît cîmpia Stejarului. În terasa Băicoi începe formarea solului, la început de tip „branciog”, apoi un sol silvestru brun-roșcat. În același timp, eroziunea taie în însăși terasa Băicoi, distrugînd toată latura ei vestică.

În interstadiul Würm<sub>2</sub>-Würm<sub>3</sub>, în cîmpia Stejarului și în terasa Pițigaiă se formează soluri mai puțin argiloase (peste care s-a supraimprimat ulterior argila solului din Würm<sub>3</sub>). Acest interstadiu nu poate fi decelat, din această cauză, prin analiza morfologiei profilului, ci numai prin analizele sporo-polinice și radiometrice. Pe terasa Băicoi s-au format tot soluri mai puțin argiloase, acoperite ulterior de argila solului din Würm<sub>3</sub>, cu o deosebire : că, în părțile mai sudice și mai puțin stabile, argila solului din Würm<sub>3</sub> nu a reușit să facă să dispară argilozitatea mai redusă, corespunzătoare interstadiului menționat, care este decelabilă și prin analizele granulometrice. În acest timp, terasa Cîmpina este în curs de formare.

În Würm<sub>3</sub> se formează solurile silvestre brune podzolite, care au acoperit cu argilă (supraimprimat) și solurile interstadiului, în cîmpia Stejarului și în terasa Pițigaiă, precum și solurile silvestre brun-roșcate podzolite din terasa Băicoi. Către sfîrșitul lui Würm<sub>3</sub> incetează depunerea pietrișurilor pe terasa Cîmpina, iar apele Prahovei, împinse mult spre vest, unite cu ale Proviței, taie Pintenul Măgurii, întîlnindu-se temporar cu Cricovul Dulce și separînd cîmpia Stejarului. Ele erodează, atunci, parțial, terasele contemporane cu terasa Băicoi, formate de rîurile Ialomița și Cricov.

În Holocen se formează partea superioară a solurilor actuale, moscenite în general din Würm<sub>3</sub>. Solurile debazificate intens în stadiul glaciar, cu podzolire înaintată, încep să se rebazifice, datorită depunerilor eoliene mai bogate în carbonați și baze decît în faza glaciară anteroară. Pe terasa Cîmpinei se formează „branciogurile”, iar Prahova exercită o eroziune laterală puternică, lărgind lunca actuală, viitoarea terasă. O etapă din formarea terasei este marcată de terasa Bănești, de 10 m altitudine relativă, cu un sol mai tînăr decît însuși solul „branciog”.

După cum vedem, vîrstele teraselor sunt imprimate în soluri, care ajung, atunci cînd din morfologie se poate înțelege procesul genetic, să

furnizeze indicații cu privire la evoluția reliefului cuaternar mult mai prețioase decât altitudinile relative sau numărul de loessuri (pe care se poate întâmpla să nu le găsim în totalitate, datorită suprăimprimării peste ele a unor soluri mai recente).

Studiile teraselor trebuie completeate și cu altfel de date. În primul rînd, analizele granulometrice pot da indicații asupra gradului de acumulare de argilă și de levigare în diferite faze climatice. În al doilea rînd, analizele de humus completează imaginea despre solurile fosile. Apoi analizele sporo-polinice precizează fazele climatice din timpul formării solurilor și loessurilor din profilele materialelor de acoperire. În sfîrșit datele radiometrice confirmă sensul oscilațiilor climatice și datează vîrstă absolută (prin metoda cu C<sup>14</sup>).

Dacă am fi avut și identificări de vîrstă absolută și dacă probele analizate ar fi fost mai dese, pentru a înregistra și cele mai mici oscilații, am fi putut afirma cu siguranță căruia stadiu corespunde fiecare terasă și fiecare din solurile prezентate. În situația actuală, suntem siliți să tragem concluziile cu privire la vîrste cu oarecare rezerve (deși cu șanse de exactitate ceva mai multe decât interpretările de pînă astăzi).

## BIBLIOGRAFIE

- Cernescu N. (1934) Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *St. tehn. econ., seria C nr. 2* București.
- Enculescu P. (1940) Le sol „branciog” ou „brancioc”. *An.Fac. d'Agr. 1939—1940. I. București.*
- Hummel K. (1927) Diluvialterassen in Prahova-Tale bei Cîmpina (Rumänien) und quartäre Vortiefenbildung am Ausserrande der Karpaten. *Cbl. Min. Geol., Pal. Abt. B. Geol. u. Paläont. Stuttgart.*
- Lieberoth J. (1961—1964) Die Stratigraphie der sächsischen Lösse, ein Beitrag zur Würmchronologie. *Inqua. Report of the VI-th International Congress on Quaternary. Warsaw-Łodz. Symposium on Loess.*
- Liteanu E., Bandrabur T. (1957) Geologia Cîmpinei Getice meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Com. Geol. XXX. București.*
- Marcović-Marjanović J. (1961—1964) Le loess en Yougoslavie. *Inqua. Report of the VI-th International Congress on Quaternary. Warsaw-Łodz. Symposium on Loess.*
- Mihăilescu V. (1957) La carte des régions géomorphologiques de la République Populaire Roumaine établie sur des bases géographiques. *Acad. Rép. Pop. Roum. Rev. de Géol. et de Géogr. I. București.*
- (cu Stoeneșcu M., Vintilăescu Ana, Vintilăescu I.) (1950) Cercetări de teren colective. Țara Oltului. *Lucr. Inst. de cerc. geogr. al Acad. R.P.R. București.*



- Moskvitin A. I. (1964) Comparative stratigraphic review of Pleistocene sections containing traces of Paleolithic man. *Inqua. Report of the VI-th International Congress on Quaternary*. IV. Warsaw-todz.
- Murgeanu G. (1934) La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova). *Ann. Inst. Geol. Rom.* XVI. București.
- Murgoci G. M. (1920) Clima și solurile din România în decursul erei cuaternare. *Bibl. Soc. Agron.* 3 București.
- Niculescu G. h. (1955) Raionarea geomorfologică a raionului ad-tiv Ploiești. *Rev. Univ. „C. I. Parhon”* 8. București.
- (1960) Cimpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce. *Probleme de Geografie*. VII. București.
  - (1962) Terasele Teleajenului în zona subcarpatică, cu privire specială asupra mișcărilor neotectonice cuaternare. *Probleme de Geografie* IX. București.
- Paucă M. (1942) Asupra rețelei hidrografice și morfologiei regiunii de la curbura de SE a Carpaților. *Rev. Geogr. Rom.* V. București.
- Pop N. (1938) Les terrasses fluviatiles de la Munténie Centrale. *Bul. Soc. reg. rom. Geogr.* LVII. București.
- Protopopescu-Pake E. m. (1911) Sur un crâne d'Elephas primigenius de Dobrești-Căciulașteți (Dolj). *C.R. Inst. Géol. Roum.* II. București.
- Spirescu M. (1963) Relații între pedogeneză și litogeneză eoliană. *St. tehn. econ. seria C nr. 11 (Studii Pedologice II)*. București.
- Schönhals E. (1964) Über Unterschiede in den Bodenbildungsprozessen während des Spät- und Postglazials in Mitteleuropa. VIII. *Internationaler Bodenkundlicher Kongress. Buk. Zusammenfassungen der Mitteilungen. V. Bodengenese, Bodenklassifikation und Bodenkartographie*.
- Spirescu M. (1962) Cercetări pedologice în vestul raionului Ploiești. *D. S. Inst. Geol.* XLIII București.
- Chițu C., Mucenic Iulia (1962) Cercetări pedologice în regiunea deluroasă dintre Argeș și Zăbrăuț. *D.S. Com. Geol.* XLIII. București.
- Weymuller F. (1931) Les collines subcarpatiques entre la Prahova et le Buzău. *Ann. de géogr.* Paris.
- Institutul Meteorologic Central (1961) Clima R.P.R. II. București.

## RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES DÉPÔTS DE COUVERTURE DE PINTENUL MĂGURII ET LES TERRASSES DE LA PRAHOVA

PAR

M. SPIRESCU, ȘTEFANA ROMAN, AL. BĂLĂCESCU, P. VASILESCU

(Résumé)

Les terrasses pléistocènes de la Prahova sont développées dans un golfe de la Plaine Roumaine, qui s'avance sur une longue distance entre les collines subcarpatiques, délimité vers le sud par une bande de l'ancienne



plaine piémontane, dénommée „Pintenul Măgurii”, plus élevée que les plaines environnantes.

L'étude des conditions morphométriques des dépôts fins de couverture, des sols (intensité de leur évolution au cours des âges), ainsi que des données palynologiques et radiométriques, nous portent à conclure que „Pintenul Măgurii” est plus ancien que les terrasses de la Prahova.

La plus récente terrasse pléistocène est celle de la Cîmpina. Le matériau fin de couverture y est peu épais et il semble que les graviers s'y sont amassés jusqu'au Würm<sub>3</sub>. Le sol est de type „branciog” (espèce de sol pararendzinique, développé sur des graviers calcaires). Cette terrasse présente un caractère d'ancien éventail proluvial.

La terrasse de Băicoi est recouverte par des sols sylvestres brun-roux podzolisés, à horizon B rougeâtre, même rouge, à texture limono-argileuse. Le dépôt fin est épais de 140 à 200 cm. Les données des analyses granulométriques décèlent un optimum climatique interstadial, caractérisé par une teneur en argiles moins élevée (voir échantillon 50 — 60 cm du profil de sol sylvestre brun-roux podzolisé de Movila Vulpii du tableau ci-joint). Celui-ci correspond à l'interstade Würm<sub>2</sub> — Würm<sub>3</sub>, encadré par les dépôts des deux stades glaciaires. L'Holocène, au cours duquel l'argile ne s'est formée qu'en quantité peu appréciable et au cours duquel on n'aperçoit pas de manifestations d'un processus de lévigation trop avancée (E. Schönhals, 1964) est peu développé, à cause des conditions d'érosion, qui y est plus intense, étant donné le voisinage de l'escarpement d'où l'on a prélevé les échantillons de sol. Les analyses polliniques indiquent, elles aussi, un optimum climatique interstadial (sans *Picea*, *Pinus* et *Quercus*, mais à *Carpinus orientalis*), encadré entre un Würm<sub>3</sub> à *Picea* et un Würm<sub>2</sub> moins bien exprimé comme stade glaciaire, sans *Picea* mais à *Pinus* et *Quercus*. L'optimum climatique interstadial Würm<sub>2</sub> — Würm<sub>3</sub> est attesté aussi par les données radiométriques (minimum de radiations  $\gamma$ ). Il paraît donc que l'accumulation des graviers de terrasses s'est achevée au cours du stade glaciaire Würm<sub>2</sub>. Le caractère d'éventail proluvial de la terrasse est de même à remarquer dans ce cas.

La terrasse de Pițigai, plus ancienne que celle de Băicoi, comporte des dépôts de couverture mieux développés (ordinairement épais de plus de 200 cm) où l'on peut identifier un sol brun en général fortement podzolisé, ordinairement fortement pseudo-gleyifié (ou un sol sylvestre podzolique fortement pseudo-gleyifié (lessivé ou Parabraunerde).

On rencontre cette terrasse à différents niveaux, fonction des mouvements néotectoniques de surélévation dans l'anticlinal, et d'affaissement dans les synclinaux.

L'altitude relative du fragment appartenant à la terrasse de Pițigaiă, qui se trouve dans la dépression synclinale de Mislea, est plus basse que celle de la terrasse de Băicoi. Aussi certains chercheurs considèrent-ils ce fragment de terrasse plus récent que la terrasse de Băicoi. Pourtant le degré d'évolution des sols et les résultats des analyses sporo-polliniques et des dosages radiométriques montrent une plus longue évolution du profil à matériaux de couverture de ce fragment de terrasse. Les données palynologiques (l'absence du genre *Picea* et l'apparition en grandes quantités des éléments thermophiles) et le minimum de radiation  $\gamma$  au niveau de l'échantillon de 50—60 cm indiquent un optimum climatique interstadial, correspondant au Würm<sub>2</sub> — Würm<sub>3</sub>, encadré entre deux stades glaciaires (Würm<sub>2</sub> et Würm<sub>3</sub>), marqués par une plus grande quantité de pollens de *Picea* et par des valeurs de radiation  $\gamma$  plus élevées). La présence de l'humus en grande quantité au dessous des dépôts du Würm<sub>2</sub> descendant beaucoup en profondeur indique un interstadial Würm<sub>4</sub> — Würm<sub>2</sub>. Les graviers d'au dessous des matériaux de couverture se sont probablement accumulés jusqu'au Würm<sub>1</sub>.

Les sols recouvrant „Pintenul Măgurii” sont représentés par un sol actuel sylvestre brun modérément ou fortement podzolisé pseudo-gleyifié formé aux dépens d'un sol sylvestre brun-rouge podzolisé, et plus bas par une série de sols fossiles, en général des limons argileux : l'un de couleur noirâtre-rouille, et sous celui-ci, entre 3 et 9 m de profondeur, des sols rougeâtres jaune-orange, probablement d'origine éolienne.

À une profondeur d'environ 9 m s'intercale une couche de sables et de graviers fluviatiles et sous 10 m apparaissent massivement des matériaux marneux, accumulés en régime de plaine de subsidence.

Dans le profil de Tinosu, de la Plaine de Stejarul (appartenant à Pintenul Măgurii) tant les données sporo-polliniques (l'absence du pollen de *Picea*) que les minimums relatifs de radiation  $\gamma$  montrent la présence de trois optimums climatiques (chauds et arides) : l'un à 40 cm, correspondant probablement à l'interstade Würm<sub>2</sub> — Würm<sub>3</sub>, un autre dans les échantillons de 250 — 400 cm (l'interstade Würm<sub>1</sub> — Würm<sub>2</sub>) et encore un sous 600 cm (interglaciaire Riss-Würm).

Tout comme chez les deux autres profils (Plopeni et Movila Vulpii), le voisinage de l'escarpement est marqué par une affectation des dépôts holocènes du stade Würm<sub>3</sub> et de l'interstade précédent par un bilan de dénudation positif.

On observe donc que l'étude géomorphologique des terrasses doit être complétée par des données à caractères différents. Outre les altitudes



relatives ou le nombre des horizons de loess (possible ne pas les trouver en totalité à cause des différences climatiques zonales ou de la surimpression ultérieure de certains sols du stade glaciaire suivant), il faudra utiliser les analyses granulométriques et d'humus, les analyses sporo-polliniques et les dosages radiométriques, capables de nous donner des indications sur les associations climatiques qui sont à la base de la chronologie de la partie supérieure du Quaternaire.

#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géomorphologique de „Pintenul Măgurii” et des terrasses pléistocènes de la Prahova.

1, terrasse Străjiștea — Orădia ; 2, terrasse Pițigaia ; 3, terrasse Băicoi ; 4, terrasse Cîmpina ; 5, surfaces planes de „Pintenul Măgurii” ; 6, pentes de „Pintenul Măgurii” ; 7, fragments de la Plaine de Vlăsia.



Geologia României  
în raport cu  
geologia mondială

Editor: Ionel Popescu  
Zilnică de știință și tehnologie

Revista științifică a Institutului Geologic al României

Numărul 1000 - 1000 de exemplare

Preț: 1000 de lei - 1000 de lei

În cadrul revistei se publică articole de cercetare și de discuție

în domeniul geologiei românești și mondiale

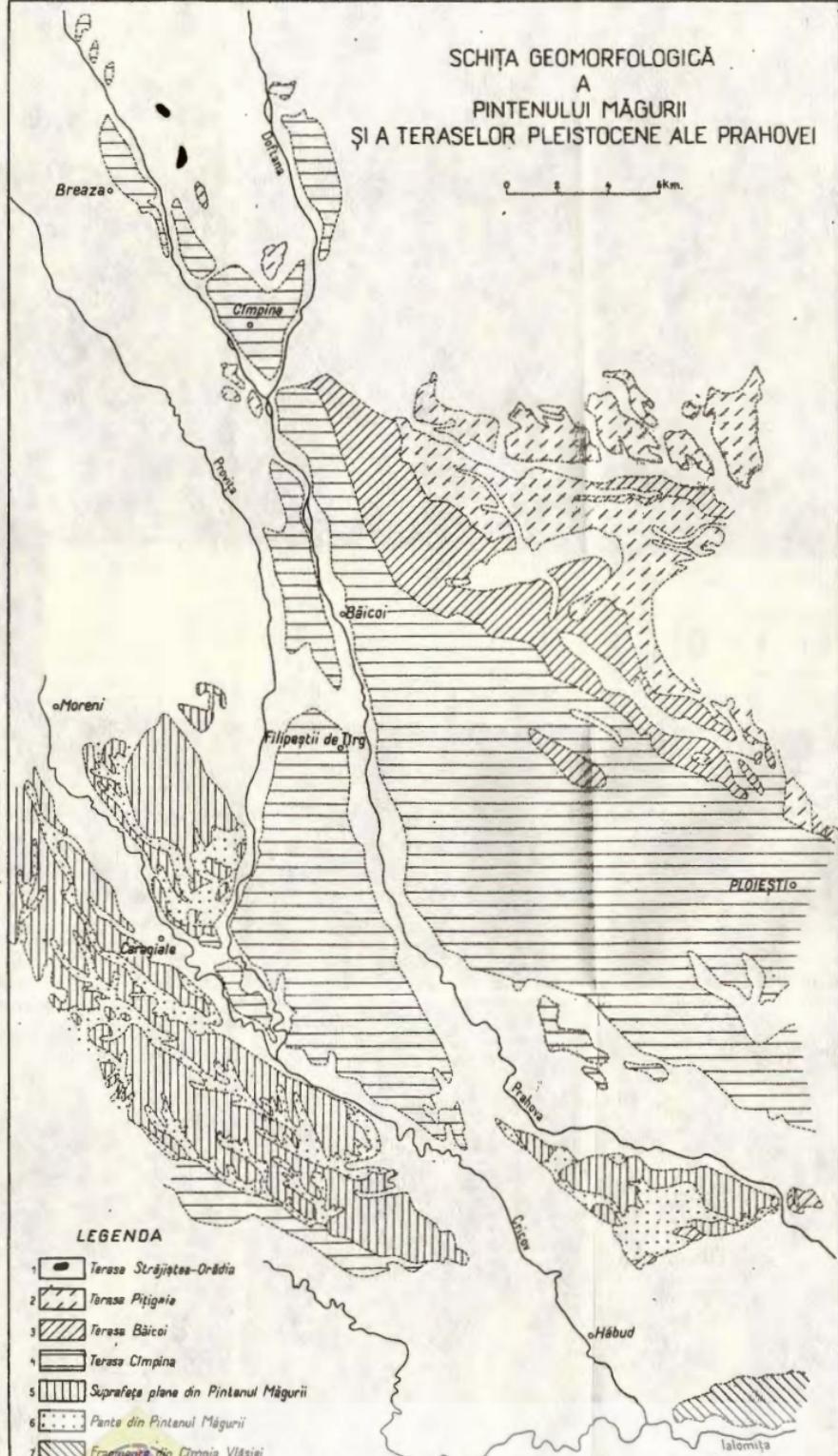
și în domeniul aplicațiilor tehnologice



Institutul Geologic al României

SCHIȚA GEOMORFOLOGICĂ  
A  
PINTENULUI MĂGURII  
și a TERASELOR PLEISTOCENE ALE PRAHOVEI

0 2 4 Km.



Institutul Geologic al României

# CÎMPIA CU CROVURI, UN STADIU DE EVOLUȚIE AL CÎMPIILOR LOESSICE<sup>1</sup>

DE

N. FLOREA<sup>2</sup>

## Abstract

Plain with Microdepressions, an Evolution Stage of the Loessic Plains. The microdepressions—of circular or oval shape, are considered as being peculiar to plains covered with loess. However, field observations have shown that such microdepressions do not occur in all the loessic plains. On the basis of general characters of the soil cover three main types of loessic plains have been distinguished in Romania. The former are depending on the breaking up degree and the energy of the respective plains. Undissected lower loessic plains whose ground-water table is to be found at depths lesser than 5–6 m, are characterized by the predominance of zonal soils with ground-water table associated with halomorphic or hydromorphic soils in scarce and weakly outlined valleys. Drained weakly dissected loessic plains whose water table is to be found at depths exceeding 5–6 m, however, with a weak external drainage, are characterized by the predominance of zonal soils which associate with leached soils developed in numerous microdepressions occurring on the surface of the plains. Intensively dissected loessic plains with ground-water table at great depth and a hydrographical network that provides a good external drainage, are characterized by the predominance of zonal soils which associate with eroded soils and regosols on slopes, whereas in valleys hydromorphic and halomorphic soils. The three mentioned types of loessic plains represent the successive evolution stages of the loessic plains; it is doubtless that the transition terms exist between the above.

Prezența acelor mici denivelări negative, cunoscute sub numele de crovuri, presărate neregulat pe suprafața aproape orizontală a sectoarelor de cîmpie loessică este considerată ca un caracter specific al acestora. Pen-

<sup>1</sup> Comunicare la Conferința Societății naționale Române pentru Știința solului de la Eforie, 1967.

<sup>2</sup> Institutul geologic. Șos. Kiseleff nr. 55. București.

tru prima dată crovurile au fost menționate în Cîmpia Română de G. Murgoci, Em. Protopopescu-Pake și P. Enculescu (1908) care consideră că se datorează existenței unor depresiuni preloessice sau tasării prin apă a solului și subsolului. G. Vîlsan (1915, 1917) acordă tasării și acțiunii vînturilor o importanță deosebită în formarea și evoluția crovurilor din Cîmpia Română. Em. de Martonne (1935) semnalează, de asemenea, existența crovurilor în Cîmpia Română și Banat. Crovurile din Banat au fost apoi studiate detaliat de T. Morariu (1946), care a stabilit caracterele morfologice, geneza și evoluția acestora, iar M. Botz a n și colab. (1959) s-au ocupat de problema frecvenței și mărimei crovurilor în Bărăgan, întocmind și o schiță de hartă. Crovurile din Cîmpia Română au fost de asemenea reprezentate pe hărțile de soluri la scara 1 : 200.000 editate de Institutul geologic.

#### FORMAREA CROVURILOR ÎN CÎMPIILE LOESSICE

Crovurile reprezintă ușoarele depresiuni (denivelări) ale cîmpilor acoperite cu loess, de formă circulară sau ovală, de cîteva zeci de metri pînă la 1 — 2 km în diametru și cu adîncimi mici ce nu depășesc în general 1 — 3 m. Ele mai poartă denumirile de rovine, padine, găvane, iar în Banat așezături. În general prin padine sau găvane se înțeleg numai crovurile cu extindere mai mare și mai adînci.

Răspîndirea crovurilor este condiționată, se pare, de un climat relativ puțin umed (stepă, antestepă, mai ăles), de un substrat poros și permeabil (loess și depozite loessoide) și de suprafețe de relief orizontale sau foarte puțin inclinate. Distribuirea crovurilor pe suprafața cîmpiei este de cele mai multe ori neregulată; în rînele cazuri crovurile sunt însîrate de-a lungul unor linii de scurgere a apelor la ploi mari sau în prelungirea unor pîrîliașe temporare, iar în alte cazuri sunt orientate în direcția vînturilor dominante. În general crovurile nu atrag atenția observatorului, cu excepția celor mai mari și mai adînci. Totuși în perioadele umede ale anului sau după topirea zăpezilor, crovurile devin de obicei ușor vizibile datorită faptului că — acumulind mai multă umezeală — adăpostesc ochiuri de apă temporare sau chiar mici mlaștini. În arăturile proaspete, toamna și primăvara, crovurile din zona de antestepă și de pădure ies ușor în evidență și prin coloritul mai deschis, uneori chiar cenușiu al solului. De asemenea, vegetația nativă a crovurilor — în teritoriile în care nu a fost înlocuită de om prin culturi agricole — este mult deosebită de cea a cîmpului vecin, în crovuri predominând plante care necesită condiții de umiditate mai accentuată.



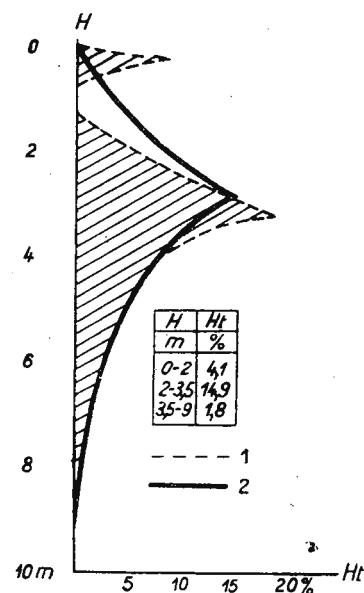
Formarea crovurilor, după datele existente, a avut loc printr-un proces natural de tasare locală a loessului sau depozitelor loessoide. Aceste sedimente, datorită marii lor porozități și bunei lor permeabilități care înlesnește o ușoară circulație a apei pe verticală, pot suferi în anumite condiții tasări importante. Posibilitatea de tasare a loessului este de altfel dovedită de deformările și crăpăturile pe care le suferă adesea canalele de

Fig. 1. — Diagrama repartiției tasării loessului pe teritoriul gospodăriei de stat Bordușani-Făcăeni (Bărăgan) după M. Botzan, 1956.

$H_p$ , tasare în %; H, adâncimea în m; 1, curba tasării după valori parțiale; 2, curba tasării după valori cumulative.

Diagramme de la répartition du tassement du loess sur le territoire de la Ferme d'État de Bordușani-Făcăeni (Bărăgan) selon M. Botzan, 1956.

$H_p$ , tassement en %; H, profondeur en m; 1, courbe du tassement d'après des valeurs partielles; 2, courbe du tassement d'après des valeurs cumulatives.



irigații construite în loess sau de afundarea unor noduri hidrotehnice care au pierderi de apă în timpul funcționării; tasările au fost o consecință a infiltrării apei și modificărilor produse de aceasta în stratul de loess. În acest sens cităm datele lui M. Botzan (1956) care a studiat tasarea suferită de un nod hidrotehnic, distribuitor de apă pe diferite canale din apropiere de Fetești după numai trei ani de funcționare a 20 - 26 zile anual; nodul hidrotehnic s-a afundat cu 40 cm, iar un canal din apropiere cu 67 cm. În figura 1 este reproducă după M. Botzan (1956) diagrama repartiției pe verticală a tasării loessului în apropierea nodului hidrotehnic, prin comparație cu loessul din vecinătate care nu a suferit tasare (tasarea în diagramă reprezentând diferența de porozitate raportată la volumul loessului uscat considerat fără pori); se observă că tasarea cea mai importantă (cca 15%) s-a constatat între 2 și 4 m, în timp ce între 0,5 și 1,5 m tasarea a fost neglijabilă, probabil ca urmare a faptului că acest strat

reprezintă stratul de sol în care pătrunseșe deja anterior apa din precipitații și produseșe tasarea posibilă.

Recent au fost semnalate, de asemenea, fenomene de tasare a loessului în podișul Dobrogei în sistemul de irigații Carasu care au fost arătate participanților la Conferința Națională de Pedologie de la Eforie 1967.

În prezent există următoarea reprezentare a formării crovurilor prin tasarea loessului. Apa din ploile mari căzută la suprafața cîmpilor cu loess aproape orizontale nu ajunge să se infiltreze imediat în sol, astfel că o parte rămîne la suprafața cîmpiei pe porțiunile ceva mai joase. În aceste porțiuni se va infiltra deci mai multă apă în sol decît în restul cîmpiei, provocind o dizolvare mai intensă a sărurilor din loess (a carbonaților) și deplasarea lor în adîncime precum și o reașezare — mai îndesată — a particulelor minerale ce alcătuiesc loessul, a căror consecință este o micșorare a volumului sedimentului și deci apariția unei denivelări perceptibile a suprafeței. Pe măsură ce denivelarea se accentuează, tot mai multă apă se infiltrează, intensificîndu-se astfel în crovul în curs de formare procesul de solubilizare și îndepărtare a carbonaților și cel de îndesare a materialului ; tasarea produsă pe această cale duce la dezvoltarea crovului atît în adîncime, cît și în suprafață. În sprijinul acestei reprezentări a formării crovurilor vin constatăriile făcute de numeroși cercetători, că sub crovurile bine dezvoltate  $\text{CO}_3\text{Ca}$  este îndepărtat pe o mare grosime, greutatea volumetrică a sedimentului decarbonatat este mai mare, iar porozitatea mai redusă decît cea a loessului.

Făcînd un calcul estimativ se poate aprecia ordinul de mărime al tasării posibile a loessului. Să presupunem că loessul inițial conține 15 %  $\text{CO}_3\text{Ca}$  și are o greutate volumetrică de 1,2, iar după tasare conținutul de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  a coborât la zero și greutatea volumetrică a devenit 1,4. În aceste condiții scăderea de volum raportată la volumul inițial, este de cca. 23 %. Deci un strat de loess de 1 m grosime ar putea pierde aproape un sfert din grosimea sa, 23 cm ; un strat de loess de 4 m grosime s-ar putea deci tasa cu aproximativ 1 m, ceea ce constituie o mărime apreciabilă și care explică denivelările crovurilor față de suprafața cîmpiei. Dacă am presupune că nu ar fi îndepărtat  $\text{CO}_3\text{Ca}$  din loess și ar avea loc numai o îndesare a particulelor (posibilă sub influența unei umidități sporite care micșorează coeziunea particulelor), scăderea de volum ar fi de aproximativ 13 %, deci la jumătate față de cazul precedent, dar totuși remarcabilă.

În formarea crovurilor unii cercetători admit și o levigare a particulelor foarte fine din loess pentru a explica tasarea, fapt ce nu a putut fi însă verificat peste tot (M. Botzan, 1956). O levigare a particulelor fine se poate constata însă în solul format în crovurile din ținuturile mai puțin



aride îndeosebi. După îndepărțarea CO<sub>2</sub>Ca din partea superioară a solului și după o ușoară debazificare a orizontului superior devine posibilă dispersarea coloizilor minerali și deplasarea lor din orizontul superior în orizontul următor care se îmbogățește astfel treptat în fractiunea granulometrică fină (coloidală); acest orizont devine astfel din ce în ce mai argilos și mai puțin permeabil, particulele fine deplasate de apa de infiltratie obturându-i porii (de exemplu, la cernoziomurile levigate de depresiune, N. Florea, 1957). Dacă procesul continuă se poate ajunge practic la formarea în sol a unui orizont iluvial impermeabil (cazul aşa numitelor „podzoluri de depresiune”, N. Florea și colab., 1964) deasupra căruia stagnă apă acumulată, formind chiar mlaștini (mlaștini ce se observă adesea în partea mai joasă a crovurilor din zona solurilor brun-roșcate de pădure, de exemplu); bineînțeles, în această fază de evoluție, încetează practic procesul de formare a crovurilor descris mai sus.

În formarea unor crovuri, în special a celor din apropierea sectoarelor cu nisipuri eoliene, se pare că joacă un anumit rol și vîntul, fie în crearea denivelărilor initiale, fie în orientarea crovurilor; acest fapt a fost deja menționat de G. Vilasan (1917), de T. Morariu (1946) și observat și de noi în partea de nord-est a Cîmpiei Române.

În ceea ce privește frecvența și mărimea crovurilor ce apar în cîmpile loessice, acestea depind în mare măsură de grosimea depozitelor loessoide, de vîrstă reliefului sau de timpul de când s-a adâncit stratul acvifer freatic și de climă (în primul rînd de cantitatea precipitațiilor). Astfel după M. Botzan și colab. (1959), la pante extrem de mici pe depozite groase de loess de peste 10 m, cu apă freatică adâncă, se întlnesc cele mai mari frecvențe de crovuri, peste 4 crovuri la km<sup>2</sup> (cîmpia Mostiștei, cîmpia Ciulniței). În podișul Hagieni unde panta nu mai este atât de mică frecvența crovurilor scade la 2 pe km<sup>2</sup>, iar pe terasa Brăilei unde grosimea depozitului de loess este mai mică și totodată apă freatică este situată la adâncimi mai mici de 10 m, frecvența crovurilor se reduce la mai puțin de 0,2 la km<sup>2</sup>.

Dependența numărului de crovuri de vîrstă, de timpul scurs de la adâncirea stratului acvifer freatic, poate fi ilustrată de situația de pe terasele Argeșului în cîmpia Mostiștei. Din tabelul 1 se vede că pe terasa cea mai recentă cu apă freatică în jur de 5 — 8 m apar cele mai puține crovuri (sub 0,75 la km<sup>2</sup>), în general de dimensiuni mici și puțin adânci. Pe terasa a doua și a treia, mai vechi și cu strat acvifer mai adânc (10 — 20 m), frecvența crovurilor crește apreciabil (0,85 — 2,60 și respectiv 2,50 — 5,00 la km<sup>2</sup>), dar rămîn în general de dimensiuni reduse. Pe cîmpul propriu-zis, cel mai vechi și cu apă freatică mai în profunzime, numărul crovurilor



nu mai crește ( $2,90 - 4,00$  la  $\text{km}^2$ ), dar suprafața celor mai multe crovuri devine mai mare.

**TABELUL 1**  
*Frecvența crovurilor în cîmpia Mostiștei*

Forma de relief	Adîncimea apei freatice m	Numărul mediu de crovuri la $\text{km}^2$ (stabilit pentru suprafețe caracteristice de $16 \text{ km}^2$ )	Observații
Terasa I-a	5—10	sub 0,75	crovuri mici
Terasa a II-a	10—18	0,85—2,60	crovuri mici
Terasa a III-a	15—20	2,50—5,00	crovuri mici
Cîmpul	18—30	2,90—4,00	crovuri mijlocii

În tabelul 2 este ilustrată corelația dintre mărimea crovurilor și mărimea precipitațiilor (M. Botzan și colab., 1959). În zona de antestepă (coloana 2) cel mai mare număr de crovuri au mărimea de  $1 - 3$  ha; mergînd spre est o dată cu accentuarea aridității climei mărimea predominantă a crovurilor scade la  $0,25 - 3$  ha în zonă de tranziție spre stepă și apoi la  $0,25 - 1$  ha sau chiar sub  $0,25$  ha în partea mai uscată a stepei în cîmpia Brăilei. În cazul cîmpiei Brăilei intervine și faptul că reprezintă o unitate de relief relativ recent drenată, avînd încă părți cu strat acvifer la mică adîncime.

**TABELUL 2**  
*Frecvența crovurilor pe mărimi, în cîteva zone din Bărăgan (după M. Botzan și colab., 1959)*

Mărimea crovurilor ha	Frecvența crovurilor pe mărimi, în % din numărul total stabilită pe carouri a $100 \text{ km}^2$ pe harta 1 : 100.000				
	În Cătrunești pe Mostiștea și Fierbinți pe Ialomița	Între gara Dilga și gara Ghimpați, la nord de calea ferată	Între gara Ciulină și gara Mărcolești la sud de calea ferată	Cîmpia Brăilei la est de valea Encii	Terasa Dunării între Călmățui și Roșeti
sub 0,25	—	—	11	53	—
0,25—1	9	20	48	26	50
1—3	46	29	25	11	30
3—5	20	10	8	2	10
5—20	18	25	6	8	8
20—50	7	13	2	—	2
50—100	—	3	—	—	—



Se pare că mărimea crovurilor nu este influențată de grosimea depozitelor de loess, deoarece în cîmpia Ciulniței frecvența cea mai mare o au crovurile de 0,25 — 1 ha atât pe depozite loessoide groase de 16 — 32 m, cît și pe depozite de grosimi sub 10 m (M. Botz a n și colab., 1959).

În afară de crovurile formate prin tasare, pe care noi le vom considera convențional crovuri propriu-zise, adeseori sunt incluse printre acestea și unele depresiuni care au altă geneză, fiind fie vechi depresiuni (ale reliefului anterior) care s-au păstrat și după depunerea loessului, fie depresiuni din lunci ori din zone de divagare, fie vechi cursuri de râuri care s-au menținut parțial sub forma unui sirag de depresiuni caracteristice, după acoperirea cu depozite loessoide. În cele ce urmează, cînd ne vom referi la crovuri, vom avea în vedere numai pe cele propriu-zise, formate prin tasare.

#### CÎMPIA LOESSICĂ CU CROVURI, TIP ȘI STADIU DE EVOLUȚIE AL CÎMPIILOR LOESSICE

Așa cum s-a menționat mai sus, prezența crovurilor în cîmpii acoperite cu loess este considerată în genere ca o caracteristică specifică a acestora. Observațiile detaliate de teren efectuate cu prilejul cartărilor pedologice pe mari suprafețe de cîmpii loessice au arătat însă, că nu toate sectoarele acestor cîmpii prezintă crovuri, iar în sectoarele cu crovuri frecvența și mărimea acestora este variabilă de la un sector la altul. Dacă se examinează hărțile pedologice la scara 1 : 200.000 alcătuite pentru sud-estul țării sau pentru cîmpia Tisei, hărți în care crovurile — avînd soluri deosebite de restul cîmpiei — sunt bine reprezentate, se constată că sectoarele de cîmpie loessiană joasă ca și cele de cîmpie puternic fragmentată sunt lipsite de crovuri; numai sectoarele drenate dar slab fragmentate prezintă crovuri. Aceste observații confirmă constatările deja menționate făcute de M. Botz a n și colab. (1959) asupra frecvenței crovurilor în Bărăgan: la pante sub 0,003 pe depozite loessoide groase de peste 10 m cu ape freaticice mai adînci de 10 m s-au întîlnit cele mai mari frecvențe de crovuri (4 crovuri pe km<sup>2</sup>), în timp ce chiar la pante sub 0,001 pe depozite loessoide mai subțiri de 10 m și cu apă freatică la adîncimi mai mici de 10 m crovurile sunt foarte rare (0,2 crovuri pe km<sup>2</sup>).

Constatările menționate ne-au permis să deosebim trei tipuri de cîmpii loessice sau mai bine-zis de sectoare de cîmpii loessice în țara noastră, caracteristice probabil zonei temperate semiumede-semiaride, care corespund unor stadii diferite de evoluție a cîmpilor respective. Aceste trei tipuri principale de cîmpii loessice prezintă caracteristici generale diferite ale învelișului de sol, condiționate în primul rînd de gradul de fragmentare,



energia de relief și prezența sau absența erovurilor. Cele trei tipuri de cîmpii loessice au fost denumite astfel : 1, cîmpii loessice joase nefragmentate ; 2, cîmpii loessice drenate slab fragmentate (cîmpii cu erovuri) ; 3, cîmpii loessice intens fragmentate.

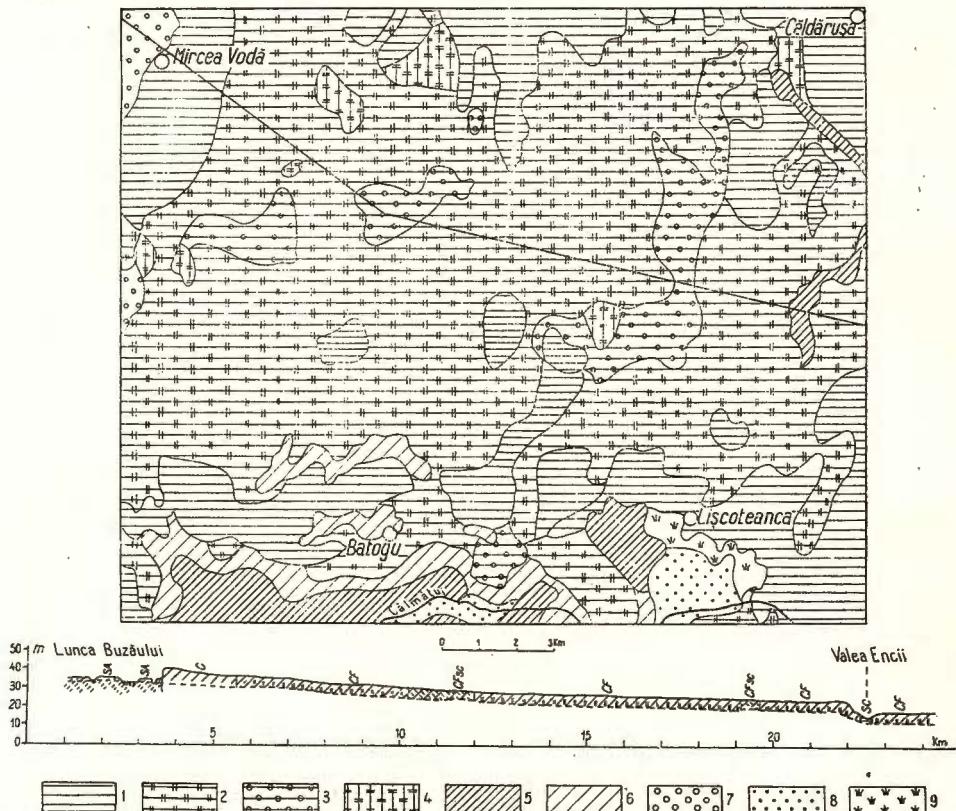


Fig. 2. — Înveliș de sol și secțiune pedogeomorfografică într-o cîmpie loessică joasă nefragmentată (un sector din cîmpia Brăilei).

Legendă pentru hartă : 1, cernoziomuri ; 2, cernoziomuri freatice umede ; 3, cernoziomuri locatic umede salinizate ; 4, cernoziomuri levigate freatice umede ; 5, solonțeacuri și solonețuri solonchakoide ; 6, solonețuri ; 7, soluri aluviale ; 8, aluvioni salinizate ; 9, mlaștini. Legendă pentru profil : C, cernoziomuri ; CF, cernoziomuri freatice umede ; CFsc, cernoziomuri freatice umede salinizate ; SC, solonțeacuri ; SA, soluri aluviale.

Couverture du sol et coupe pédogéomorphographique d'une plaine loessique basse non-fragmentée (un secteur de la plaine de Brăila).

Légende de la carte : 1, chernozems ; 2, chernozems à nappe phréatique ; 3, chernozems à nappe phréatique salinisés ; 4, chernozems lévigués à nappe phréatique ; 5, solonchaks et solonet solonchakoïdes ; 6, solonetz ; 7, sols alluviaux ; 8, alluvions salinisées ; 9, marécages.

Légende de la coupe : C, chernozems ; CF, chernozems à nappe phréatique ; CFsc, chernozems à nappe phréatique salinisées ; SC, solonchaks ; SA, sols alluviaux.

Cîmpii loessice joase nefragmentate, cu văi rare și puțin adânci, prezintă în general depozite loessoide de grosimi de numai cîțiva metri și strat acvifer la adîncimi mai mici de 4 – 6 m. Ele se caracterizează prin predominarea solurilor zonale freatic-umede, la care se asociază pe rarele văi slab schițate, soluri hidromorfe sau soluri halomorfe. Aceste cîmpe sînt lipsite de crovuri de tasare (pot exista cel mult depresiuni ce-și au originea în relieful preloessian); acest fapt este de altfel ușor de înțeles, deoarece în condițiile stratului acvifer la mică adîncime care umezește capilar-pelicular solul, nu este practic posibilă infiltrarea activă a apei de precipitații pe un strat apreciabil de loess (a cărei consecință poate fi o tasare a loessului).

Ca exemplu de cîmpe loessice joase nefragmentate se menționează sectorul central-sudic al cîmpiei Brăilei, sectorul de la nord-vest de Timișoara din cîmpia Tisei etc., unde predomină în învelișul de sol cernoziomurile freatic-umede sau solurile cernoziomice freatic-umede asociate cu solonceacuri, solonețuri sau lăcovîști. În figura 2 este redat schematic relieful și învelișul de sol al unui sector nefragmentat din cîmpia Brăilei care ilustrează cele menționate mai sus. Se observă neta predominare a cernoziomurilor freatic-umede, pe alocuri salinizate. Cernoziomurile zonale apar pe mici suprafețe, îndeosebi în apropierea văilor unde se resimte acțiunea de drenaj a acestora asupra cîmpiei. Văile sau părțile joase de relief prezintă soluri halomorfe în cazul cîmpiei Brăilei.

Cîmpii loessice drenate slab fragmentate (cîmpe cu crovuri), cu văi rare dar relativ adânci, prezintă în general depozite loessoide mai groase și strat acvifer la adîncimi mai mari, în general, de 5 – 6 m; drenajul lor extern este foarte slab. Aceste cîmpe se caracterizează prin predominarea solurilor zonale, la care se asociază în numeroasele crovuri de tasare – specifice acestor cîmpe – soluri mult mai intens levigate și evolute; în văile rare care apar în aceste cîmpe se întlnesc ca și în cazul precedent soluri hidromorfe sau halomorfe.

În condițiile acestor cîmpe cu drenaj extern foarte slab și strat acvifer adânc, este posibilă o infiltrare activă a apei în sol și subsol, care pe alocuri devine foarte intensă determinînd tasarea loessului, care duce la formarea crovurilor și a solurilor caracteristice lor, trăsătură specifică cîmpiilor loessice drenate, slab fragmentate. Frecvența crovurilor în asemenea cîmpe – dacă condițiile climatice sunt aceleași – este cu atît mai mare cu cît vîrsta cîmpiei este mai mare sau, în cazul teraselor, cu cît mai de mult au fost drenate și s-a adâncit stratul acvifer (fapt ce poate fi observat ușor, spre exemplu, pe schița geomorfologică a cîmpiei Mostiștei, alcătuită de N. Florea și colab., 1959).



Ca exemplu de cîmpii loessice drenate slab fragmentate se menționează cîmpia Mostiștei, Bărăganul sudic, cîmpia Călmățuiului de la SE de București, cîmpia Pecica etc. în care predomină în învelișul de sol cernozi-

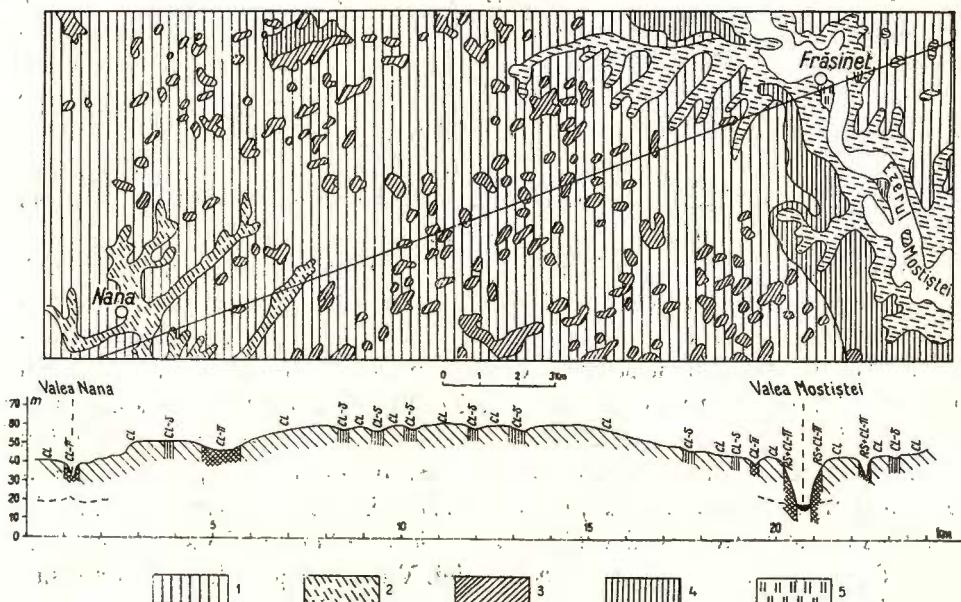


Fig. 3. — Înveliș de sol și secțiune pedogeomorfografică într-o cîmpie loessică drenată slab fragmentată (un sector din cîmpia Mostiștei).

Legendă pentru hartă : 1, cernoziómuri levigate ; 2, cénoziómuri levigate (sau cernoziómuri) de pantă ; 3, cénoziómuri levigate de crovuri ; 4, cénoziómuri levigate regradate ; 5, dăcovîști.

Legendă pentru profil : CL, cénoziómuri levigate ; CL<sup>r</sup>, cénoziómuri levigate regradate ; CL-π, cénoziómuri levigate de pantă ; CL-δ, cénoziómuri levigate de crovuri ; RS, regosoluri.

Couverture du sol et coupe pédogéomorphographique d'une plaine loessique drainée, faiblement fragmentée (un secteur de la plaine de Mostiștea).

Légende de la carte : 1, chernozems l'évigués ; 2, chernozems l'évigués (ou chernozems) de pente ; 3, chernozems l'évigués de soucoupes ; 4, chernozems l'évigués regradés ; 5, sols humiques à gley solonetzisés.

Légende de la coupe : CL, chernozems l'évigués ; CL<sup>r</sup>, chernozems l'évigués regradés ; CL-π, chernozems l'évigués de pente ; CL-δ, chernozems l'évigués de soucoupes ; RS, régosols.

murile levigate și chiar solurile brun-roșcate de pădure asociate în crovuri cu cernoziómuri levigate, cernoziómuri levigate pseudogleizate sau soluri pseudogleice podzolite, în funcție de zona naturală și mărimea și adîncimea crovului. În figura 3 este redat schematic relieful și învelișul de sol al unui

sector din cîmpia Mostiștei ; se constată larga răspîndire a numeroase mici depresiuni ale reliefului cu cernoziomuri puternic levigate de depresiuni.

Cîmpii loessice intens fragmentate, cu văi relativ frecvente și adinci, prezintă depozite loessoide de grosimi variabile și strat acvifer la adincimi mari ; drenajul lor extern este moderat sau bun. Aceste cîmpe se caracterizează prin predominarea solurilor zonale la care se asociază faze de pantă sau erodate ale solurilor zonale respective și regosoluri ; pe fundul văilor puțin adinci apar soluri coluvionate (cumulice), iar pe cele mai adinci soluri hidromorfe sau halomorfe.

Aceste cîmpe nu prezintă crovuri, deoarece apa de precipitații nu mai găsește condiții care să favorizeze o infiltrare locală intensă în substrat, ci se scurge pe versanții lini. Chiar dacă au existat crovuri, o dată cu fragmentarea cîmpiei, prin rețeaua de văi care a înaintat în interior, suprafața acesteia a fost remodelată, crovurile dispărind sau fiind prinse în sistemul rețelei hidrografice.

Ca exemplu de cîmpe loessice intens fragmentate pot fi menționate cîmpia Covurluiului, unele sectoare ale cîmpiei Burnasului etc., în care se întâlnesc cernoziomuri, cernoziomuri levigate sau soluri brun-roșcate de pădure — în funcție de zona naturală — asociate pe versanți cu soluri erodate în diferite grade și regosoluri. În figura 4 este reprobus învelișul de sol al unui sector din cîmpia Covurluiului pentru a exemplifica situația dintr-o cîmpie loessiană intens fragmentată ; din schiță se observă prezența cernoziomurilor levigate pe coamele mai largi, a cernoziomurilor pe pante lini sau pe coame mai înguste și predominarea cernoziomurilor erodate și a regosolurilor pe versanții mai înclinați.

Cele trei tipuri de cîmpe loessice descrise corespund de fapt, după părerea noastră, stadiilor principale de evoluție a cîmpilor joase acoperite cu loess o dată cu coborîrea nivelului bazei de eroziune. Bineîntîles, constituind un lanț evolutiv, între cele trei tipuri principale de cîmpii loessice există numeroși termeni de tranziție — care de altfel reprezintă situațiile cele mai frecvente în natură — caracterizați prin faptul că diferențele părți ale cîmpiei (sau ale unui sector de cîmpie) aparțin unor tipuri diferite de cîmpie loessiană. Spre exemplu : partea sudică a terasei inferioare a Dunării din cîmpia Brăilei prezintă porțiuni mai drenate ce aparțin tipului 2 și porțiuni puțin drenate ce aparțin tipului 1 ; sau cîmpia Burnasului, în partea ei estică mai ales, cuprinde porțiuni cu rețea mai deasă de văi ce corespund tipului 3 și porțiuni nefragmentate de văi, îndeosebi către axul longitudinal al cîmpiei, ce corespund tipului 2.



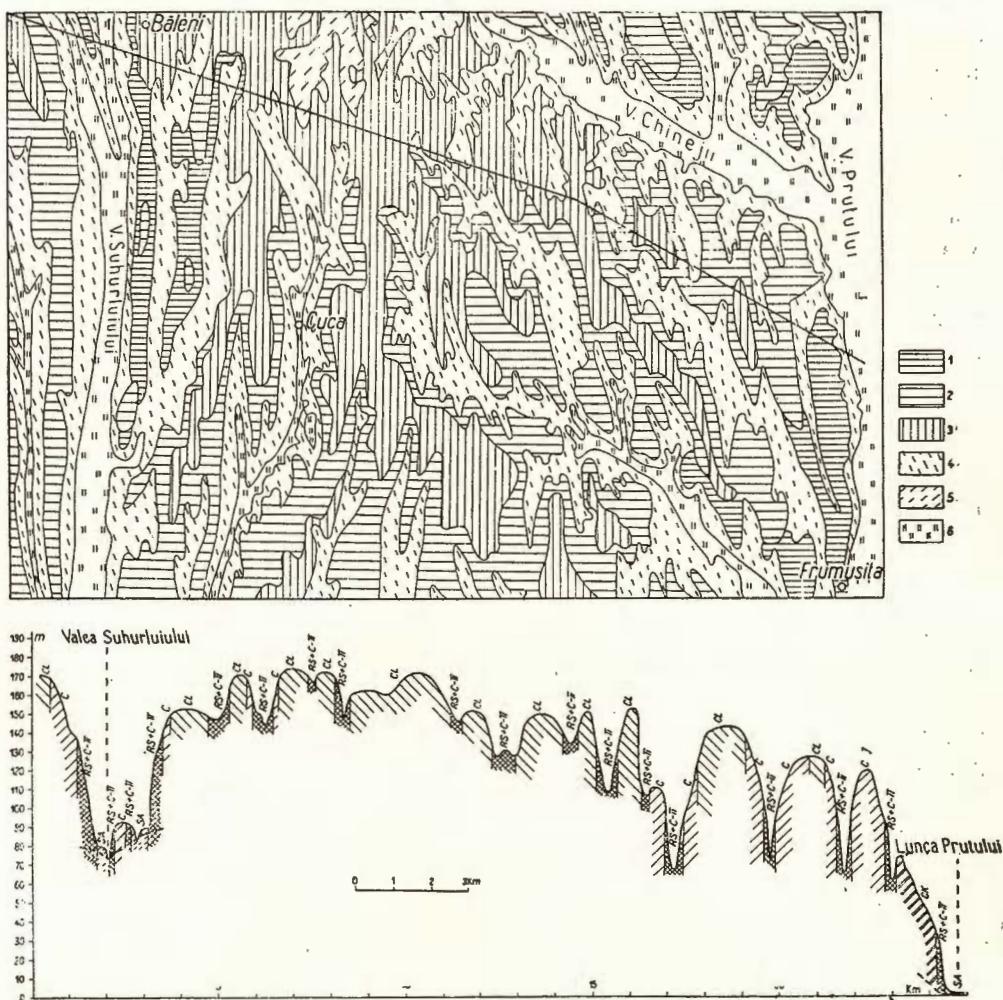


Fig. 4. — Înveliș de sol și secțiune pedogeomorfografică într-o cîmpie loessiană intens fragmentată (un sector din cîmpia Covurluiului).

Legendă pentru hartă : 1, cernoziomuri carbonatice ; 2, cernoziomuri ; 3, cernoziomuri levigate ; 4, cernoziomuri de pantă erodate ; 5, cernoziomuri levigate de pantă, erodate ; 6, soluri aluviale și coluviale. Legendă pentru profil : CL, cernoziomuri levigate ; C, cernoziomuri ; CK, cernoziomuri carbonatice ; CL-π, cernoziomuri de pantă ; RS, regosoluri ; SA, soluri aluviale et colluviale.

Couverture de sol et coupe pédogéomorphographique d'une plaine loessique intensément fragmémentée (un secteur de la plaine de Covurlui).

Légende de la carte : 1, chernozems calcaires ; 2, chernozems ; 3, chernozems l'évigués ; 4, chernozems de pente, érodés ; 5, chernozems l'évigués de pente, érodés ; 6, sols alluviaux et colluviaux.

Légende de la coupe : CL, chernozems l'évigués ; C, chernozems ; CK, chernozems calcaires ; CL-π, chernozems de pente ; RS, régosols ; SA, sols alluviaux.

În încheiere aş accentua și unele concluzii — de ordin științific sau aplicativ — care se desprind direct sau indirect din cele expuse mai sus.

În primul rînd o concluzie importantă de ordin geomorfologic utilă în lămurirea unor probleme de evoluția reliefului : prezența crovurilor de tasare într-o cîmpie loessică este specifică și indicatoare pentru un anumit stadiu de evoluție a acestora. Într-adevăr s-a arătat că crovurile lipsesc în stadiul inițial de evoluție a acestor cîmpii, apar în stadiul de cîmpie loessică drenată slab fragmentată și dispar în stadiul de cîmpie intens fragmentată prin remodelarea suprafeței cîmpiei respective.

Această concluzie poate servi și ca un argument pentru explicarea evoluției unor cîmpii cu crovuri în prezent nedrenate, cum este cazul cîmpiei de la nord-vest de București. Prezența crovurilor de tasare în această cîmpie nu poate fi explicată decât admitînd o evoluție anterioară a cîmpiei respective pînă la stadiul de cîmpie slab fragmentată cu crovuri, urmată de o subsidență ce a readus cîmpia în stadiul de cîmpie joasă slab fragmentată. Subsidența acestei cîmpii a fost de altfel dovedită înainte de alte observații și criterii ; ea este confirmată și de prezența crovurilor.

O concluzie cu implicații practice se referă la valoarea, la aplicabilitatea criteriului prezenței crovurilor într-o cîmpie loessică pentru prognoza tasării loessului sub construcții hidrotehnice. Acest criteriu, utilizat de hidroamelioratori pentru a aprecia pericolul de tasare a substratului loessoid (M. Botzani și colab., 1959) este însă valabil și nu poate fi utilizat decât pentru cîmpiile drenate slab fragmentate. În cazul celorlalte cîmpii loessice absența crovurilor nu poate fi considerată — ținînd seamă de cele expuse anterior — ca o indicație, nici măcar de orientare, asupra ne-tasării loessului din cîmpia respectivă.

În sfîrșit o a treia concluzie indirectă pe care o menționez reprezintă de fapt o dezvoltare a posibilităților de interpretare a fotografiilor aeriene pentru cîmpii loessice în scopuri pedologice sau chiar hidrogeologice. Într-adevăr, pornind de la caracterele morfografice ale cîmpilor loessice ce pot fi observate pe aerofotograme, cum sunt gradul de fragmentare a cîmpiei, energia de relief, prezența sau absența crovurilor etc., se pot deduce — în lumina celor de mai sus — o serie de caracteristici importante ale învelișului de sol, precum și indicații asupra adîncimii la care este situat stratul acvifer freatic.

Se menționează, de asemenea, că concluziile stabilite pentru cîmpiile loessice sunt aplicabile și la podișurile acoperite cu o manta de loess, cum este cazul podișului Dobrogei spre exemplu. Partea acoperită cu loess a

acestui podiș este relativ intens fragmentată astfel că nu apar crovuri; într-un singur mic sector nefragmentat, din cîmpia litorală de la nord de mlaștina Mangaliei au fost semnalate crovuri. În podișul Dobrogei de sud se remarcă însă prezența polilor în apropiere de Negru Vodă, tocmai într-un sector de podiș nefragmentat, deci în condiții care erau necesare și pentru apariția crovurilor.

## BIBLIOGRAFIE

- Botzan M.** (1956) La deformation de certains ouvrages hydrotechniques par suite du tassement du substratum loessoïde. *VI-e Congrès Internationale de la Science du sol*, Paris, VI, 37.
- **Haret C., Petrescu N., Merculiev O.** (1959) Problemele de irigații și desecări ale Cîmpiei Bărăganului. Institutul de cercetări agronomice. *Metode rapoarte, memorii*, seria nouă, 29. București.
- Florea N.** (1957). Cercetări pedologice în Cîmpia Tecuciului. *D.S. Com. Geol.*, XLI, București.
- **Predeal F., Munteanu I.** (1959) Cercetări pedologice între Mostiștea și Argeș. *D.S. Com. Geol.*, XLII, București.
- **Conea Ana, Oancea C., Gogoașă T.** (1964) Solurile regiunii orașului București. *St. tehn. econ.*, seria C, 12, București.
- Gogoașă T., Cucută A.I.** (1962) Cercetări pedologice în partea de nord a platformei Covurlui. *D.S. Com. Geol.*, XLIII București.
- Martonne E. m. d.** (1935) *Traité de géographie physique*, II, Armand Colin, Paris.
- Morariu T.** (1946) Cîteva considerații geomorfologice asupra crovurilor din Banat. *Revista geografică*, anul II., fasc. I—IV, 1945, București.
- Murgoci G., Protopopescu-Pake E.m. I., Enculescu P.** (1908) Raport asupra lucrărilor făcute de secția agrogeologică în anul 1906—1907. *An. Inst. Geol. Rom.*. I. București.
- Tufescu V.** (1959) Forme de sufoziune în Moldova de nord. În volumul „Omagiu lui Traian Săvulescu”, Ed. Acad. R.P.R. București.
- (1966). Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Vilasan G.** (1915) Cîmpia Română. *Buletinul Soc. Rom. de Geografie*. XXXVI, București, Atelierele grafice Soc. C.
- (1917) Influențe climatice în morfologia Cîmpiei Române. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, VII. București.
- \* \* \* Institutul Geologic — Harta solurilor Republicii Socialiste România, șeara 1: 200.000.



## LA PLAINE À SOUCOUPE, UN STADE DANS L'ÉVOLUTION DES PLAINES LOESSIQUES

PAR

N. FLOREA

(Résumé)

Les soucoupes représentent de faibles dépressions (dénivellements) des plaines recouvertes de loess. Elles sont de forme circulaire ou ovale, avec un diamètre à partir de quelques dizaines de mètres jusqu'à 1 — 2 km, ne dépassant pas ordinairement 1 — 3 m de profondeur. La formation et l'extension des soucoupes sont dues à la présence d'un substratum poreux et perméable (loess et dépôts loessiques), à un climat relativement peu humide et à des surfaces de relief horizontales ou faiblement inclinées. La formation des soucoupes proprement dites est une conséquence du tassement local du loess ou des dépôts loessiques sous l'influence de l'eau d'infiltration en verticale, par l'arrangement et le tassement des particules composantes du loess et par la dissolution et l'enlèvement des carbonates, la roche diminue son volume créant des dénivellements négatifs sur la surface du terrain. La fréquence et l'étendue des soucoupes qui apparaissent sur les plaines loessiques sont en fonction de : l'épaisseur des dépôts loessiques, de l'âge du relief ou du moment quand commence l'abaissement de la couche aquifère, ainsi que du climat (principalement de la quantité des précipitations).

La présence des soucoupes dans les plaines recouvertes de loess, généralement, est considéré comme une de leur caractéristique. On remarque en terrain que les soucoupes ne sont pas présentes dans toutes les plaines loessiques. On distingue trois principaux types de plaines loessiques si l'on tient compte des caractéristiques générales de la couverture du sol. Celle-ci se modifie surtout en fonction du degré de fragmentation et de l'énergie du relief des plaines respective, notamment : plaines loessiques basses non-fragmentées, plaines loessiques drainées faiblement fragmentées et plaines loessiques intensément fragmentées. Naturellement il y en aussi des termes de transition.

Les plaines loessiques basses non-fragmentées (dont le niveau de la nappe phréatique ne dépasse pas 5 — 6 m de profondeur) sont caractérisées par la prédominance des sols zonaux à nappe phréatique associés dans les rares vallées faiblement esquissées avec des sols hydromorphes (fig. 1).

Les plaines loessiques drainées, faiblement fragmentées à niveau de la nappe phréatique à une profondeur dépassant 5 — 6 m mais à drainage



externe faible, se caractérisent par la prédominance des sols zonaux associés dans les innombrables soucoupes de tassement qui apparaissent sur la surface de ces plaines par des sols beaucoup plus lèvigués et évolués (chernozems lèvigués, chernozems lèvigués à pseudogley, sols à pseudogley etc., fonction de la zone pédologique) ; dans les rares vallées de ces plaines apparaissent également des sols hydromorphes ou halomorphes (fig. 2). Dans ce stade de l'évolution de la plaine, à cause de l'abaissement de la couche aquifère, par endroits, devient possible une plus intense infiltration de l'eau de précipitation, fait qui a déterminé la lèvigation des carbonates et le tassement du loess, dont le résultat est la constitution des soucoupes et des sols qui les caractérisent, traits caractéristiques aux plaines loessiques drainées faiblement fragmentées.

Les plaines loessiques intensément fragmentées, à niveau de la nappe phréatique bien profond et à réseau de vallées qui assurent un drainage modéré ou bon se caractérisent par la prédominance des sols zonaux respectifs et des régosols ; dans les vallées peu profondes apparaissent des sols colluviaux, tandis que dans celles plus profondes des sols hydromorphes ou halomorphes (fig. 3). Les soucoupes et les sols qui les caractérisent n'y apparaissent plus parce que le relief est remodélisé par le réseau des vallées qui souvent proviennent des anciennes soucoupes réunies de cette manière.

L'exposé présenté nous conduit aussi à une importante conclusion géomorphologique : la présence des soucoupes de tassement dans les plaines loessiques n'est propre qu'à un certain stade de l'évolution des plaines loessiques. Réellement les soucoupes sont absentes pendant le stade initial de l'évolution de ces plaines, apparaissent pendant le stade de plaine loessique drainée faiblement fragmentée comme résultat de la dissolution des sels et du tassement du loess et disparaissent ensuite pendant le stade de plaine intensément fragmentée à cause du remodelé de la surface de la plaine.

Pour les travaux d'hydroamélioration nous en détachons aussi une importante conclusion : pour la prognose du tassement du loess on peut utiliser le critère de la présence des soucoupes dans une plaine loessique ; de l'exposé présenté il en résulte que ce critère n'est valable que pour les plaines loessiques drainées faiblement fragmentées.

Les données présentées nous permettent également d'élargir les possibilités de photointerpréter les photos aériennes dans des buts pédologiques et hydrogéologiques en tenant compte de la corrélation entre la fragmentation des plaines loessiques, l'énergie du relief, la présence des soucoupes, d'une part et les associations de sols et la profondeur du niveau de la couche aquifère, d'autre part.

**Redactori: MARGARETA PELTZ, LIGIA FOTE  
Traducători: MARIANA SAULEA, MARGARETA HÂRJEU  
Ilustrația: V. NITU**

---

*Dat la scris: decembrie 1968. Bun de tipar: martie 1970. Tiraj: 750 ex.  
Hartie scris I A 70×100/56 g, Coli de tipar 23<sup>1</sup>/<sub>4</sub>. Comanda 505, Pentru  
bibliotecă indicele de clasificare 55 (068).*

---

*Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „INFORMATIA” str. Brezoianu  
nr. 23–25. București – România*

---



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României