

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA C

Pedologie

Nr. 11

STUDII PEDOLOGICE

II

BUCUREŞTI
1963



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

	Pag
IANOVICI V., FLOREA N. Tipurile de scoarță de alterare și răspândirea lor pe teritoriul R.P.R.	5
PROTOPOPESCU-PAKE EM., SPIRESCU M. Relații între pedogeneza și litogeneza eoliană	41
CONEA ANA, GHÎȚULESCU NADIA, VASILESCU P. Considerații asupra depozitelor de suprafață din Cîmpia Română de est	61
CERNESCU N., GÂTĂ ELENA, STOICA ELENA, PAPACOSTEA P., POPA ELENA. Solul podzolic de la Săsar (Baia Mare) și efectul ameliorativ al marnării	87
FLOREA N., STOICA L., STOICA ELENA. Contribuții la cunoașterea solurilor cenușii de pădure din R.P.R.	141
FLOREA N., STOICA L., IVANOV N. Considerații asupra acumulării sărurilor în solurile din partea de NE a Cîmpiei Române (sectorul dintre rîul Buzău și Valea Călmățuiului)	163
POPOVĂȚ ANGELA, RAPAPORT CAMELIA, DRAGU I. Procese de eroziune a solurilor în partea de vest a Platformei Cotmeana	193
ȘERBĂNESCU I. Ameliorarea pajășilor de pe terenurile sărăturoase din Cîmpia Română prin specii spontane din cuprinsul lor	209
FLOREA N., MUNTEANU I. Particularitățile cercetării și cartării solurilor în regiunile de munte	239





Institutul Geologic al României

TIPURILE DE SCOARȚĂ DE ALTERARE ȘI RĂSPÎNDIREA LOR PE TERITORIUL R.P.R.

DE
V. IANOVICI, N. FLOREA

Rocile din partea superficială a scoarței globului pămîntesc, supuse acțiunii agentilor geologici externi și a organismelor vii, se transformă, uneori foarte mult, printr-o serie de procese fizice și chimice, cunoscute sub numele de alterare. Prin alterare se înțelege totalitatea proceselor și fenomenelor care duc la dezagregarea rocilor și la descompunerea sau transformarea chimică și mineralologică a mineralelor ce alcătuiesc rocile. Alterarea se caracterizează în zonele umede, în special printr-o dezvoltare intensă a proceselor chimice și biochimice, în care joacă un rol important ionii de hidrogen rezultați prin disocierea moleculelor de apă, bioxidul de carbon și oxigenul dizolvăți în apele care circulă în scoarță și acizii humici proveniți prin descompunerea de către microorganisme a resturilor vegetale; în zonele uscate sau cu temperaturi foarte scăzute, dimpotrivă, procesele fizico-mecanice de transformare a rocilor capătă rolul preponderent. Produsele rezultate în procesul complex de alterare se acumulează la suprafața scoarței, formând un înveliș aparte denumit scoarță de alterare, care se deosebește mult prin caracterele ei de restul scoarței globului pămîntesc. Scoarța de alterare reprezintă cu alte cuvinte partea superficială a scoarței globului pămîntesc, în care rocile, aerul, apa și organismele vii se găsesc într-un strîns contact, într-o permanentă interacțiune ce se desfășoară în diferite condiții climatice și în care se formează noi compuși minerali și organici prin transformarea mineralelor inițiale. Grosimea scoarței de alterare este diferită, variind de la cîțiva centimetri (pe roci compacte puțin alterate) pînă la cîteva sute de metri (în cazul rocilor supuse unei alterări intense în condiții de umiditate și temperatură ridicată).

Considerăm cunoscute procesele de alterare a rocilor sub influența agentilor externi și interni și consecințele acestora, astfel că nu ne vom opri asupra lor. În acest articol ne vom ocupa de rezultatele alterării și în primul rînd de scoarța de alterare, arătînd componența, condițiile de formare și principalele caracteristici ale acesteia în diferitele părți ale uscatului.



Constituenții scoarței de alterare — Roca afinată

Roca compactă supusă dezagregării și alterării suferă o serie de transformări fizice și chimice, al căror rezultat final este formarea unui depozit afinat (tabl. 1), în care se pot distinge două grupe principale de constituenți: constituenți primari și constituenți secundari, ultimii subîmpărțiți în constituenți secundari simpli și complexi.

Constituenții primari din roca afinată sunt reprezentați fie prin minerale rezistente la alterare în condițiile date (de ex. cuart, rutil, mică albă, etc.) provenite din roca inițială, fie prin fragmente din roca inițială sau din mineralele componente ale acesteia, ce nu s-au alterat încă sau se găsesc pe cale de alterare (de ex. feldspați, mică, piroxeni, etc.). Acești constituenți se întâlnesc de obicei sub formă de particule mari, grosiere, cu diametrul de peste 1–2 mm, alcătuindu-și numitul schelet al sedimentului sau material scheletic; adeseori însă, în cazul unei alterări mai înaintate, constituenții din această grupă, chiar cei rezistenți la modificările de ordin chimic, suferă totuși modificări fizico-mecanice ce determină o mărunțire înaintată a lor.

Constituenții primari rezistenți la alterare reprezintă o masă minerală inertă, ce nu mai suferă schimbări chimice. Constituenții primari nealterați încă sau în curs de alterare sunt mult mai importanți decât precedenții, deoarece, spre deosebire de aceștia, ei pot să se transforme în continuare, liberând diferite elemente chimice printre care și elemente importante pentru nutriția plantelor; acești constituenți reprezintă deci o masă minerală potențială, capabilă să se altereze.

Constituenții secundari (adică rezultați prin transformarea constituenților primari) ai rocii afinate au fost împărțiți în două grupe principale: grupa constituenților secundari simpli, formată predominant din compuși nesilicatași, rezultați la descompunerea silicătilor, și grupa constituenților secundari complexi, în care sunt incluși compuși minerali noi — alumosilicatași hidratați — formați în condițiile scoarței de alterare și stabili în aceste condiții.

Constituenții secundari simpli sunt reprezentați prin sărurile formate pe seama bazelor liberate la alterarea mineralelor și prin oxizii hidratați liberați în același proces (silice, sesquioxizi, etc.).

Bazele alcăaline și alcăalino-pămintoaase (Na, K, Ca, Mg, etc.) care intră în compoziția mineralelor trec, ca urmare a procesului de alterare, în soluție, la început sub formă de hidroxizi. Această formă este însă nestabilă. Hidroxizii metalelor respective vor intra în reacție cu acizii care se pot găsi în soluție: acidul carbonic provenit prin dizolvarea CO₂ din atmosferă sau rezultat prin descompunerea substanțelor organice; acidul sulfuric și acidul clorhidric formați prin



oxidarea sulfului sau pe seama clorului, conținuți în mici cantități în rocile eruptive; acidul azotic format în timpul descărcărilor electrice prin oxidarea azotului și adus în scoarță cu ajutorul precipitațiilor sau prin descompunerea substanței organice de către microorganisme și oxidarea produselor rezultate (amonificare-nitrificare); silicea rezultată la alterarea mineralelor silicatate; etc. Se formează astfel sărurile respective: carbonații, sulfatii, clorurile, azotații, silicații, fosfații de calciu, magneziu, potasiu, sodiu. Dintre sărurile formate pe această cale, o largă răspândire au carbonații.

O mare parte din sărurile menționate mai sus sunt ușor solubile în apă, astfel că rămân în soluție și pot fi spălate cu ușurință din scoarța de alterare de către apa de infiltratie și transportate prin intermediul rețelei hidrografice în bazinile oceanice și marine, unde pot participa la formarea rocilor sedimentare de precipitație chimică și organogene; în unele cazuri se pot acumula însă și în scoarța de alterare. Alte săruri sunt mai greu solubile în apă — în primul rînd carbonatul de calciu și de magneziu, apoi sulfatul de calciu — astfel că aceste săruri pot să se separe din soluție dacă ajung la saturare în urma intensificării evaporării apei; adeseori această depunere din soluție are loc după ce sărurile respective au suferit o deplasare pe verticală, formind astfel orizonturi iluviale în săruri (caracteristice, spre exemplu, scoarței de alterare sau solurilor din zona de stepă).

În regiunile de stepă și pustiu se acumulează în scoarța de alterare ca minerale noi, formate prin separarea sărurilor din soluție, următoarele: calcitul (CO_3Ca), magnezitul (CO_3Mg), dolomitul ($\text{CO}_3\text{Ca} \cdot \text{CO}_3\text{Mg}$), gipsul ($\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), epsomitul ($\text{SO}_4\text{Mg} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), mirabilitul ($\text{SO}_4\text{Na}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), soda ($\text{CO}_3\text{Na}_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) halitul (ClNa), etc. În alte regiuni ale scoarței cu regim de umiditate diferit nu se acumulează astfel de minerale în scoarța de alterare.

Sărurile, ca urmare a marii lor solubilități, reprezintă compușii cei mai activi dintre toți constituenții scoarței de alterare.

Silica liberată la alterare poate urma diferite căi. O parte din ea poate forma cu Na și K silicați care trec în soluție favorizând reacția alcalină a acesteia. O altă parte poate trece de asemenea în soluție în stare coloidală sub formă de zol. O altă parte poate să se separe din soluție sub formă de precipitat coloidal — gel — cu un conținut variabil de apă, având formula $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; cu timpul pierde apă și poate cristaliza trecând în calcedonie și cuarț secundar, larg răspândite în scoarța de alterare a tuturor zonelor climatice.

Oxizi hidrați de Al, Fe, Mn se formează prin deshidratarea parțială a gelurilor coloidale de hidroxid de aluminiu, de fier sau de mangan, care rezultă prin precipitarea din soluție în mediu slab bazic a elementelor respective liberate la alterare. Numai în mediu puternic alcalin, spre exemplu în cazul rar al alterării mineralelor foarte bogate în alcalii, aluminiul poate trece în soluție sub formă de alumamat; de asemenea în mediu puternic acid, în prezența acizilor fulvici) din



humus) aluminiul și fierul pot trece în soluție și pot fi deplasăți pe verticală, depunându-se mai jos, unde formează orizonturi iluviale în oxizi.

Deplasarea (mobilizarea) fierului și manganului este favorizată de mediul reducător al soluției, deoarece se formează compuși (bicarbonați) feroși și manganoși solubili în apă; dacă mediul reducător trece în mediu oxidant are loc depunerea oxizilor hidratați de fier și mangan, uneori sub formă de acumulații locale, ca urmare a faptului că compușii oxidați ai fierului și manganului sunt insolubili în apă (în condițiile obișnuite de pH ale scoarței).

Prin pierderea apei, hidrații oxizilor de Fe, Al, Mn pot să cristalizeze treptat, formându-se diferite minerale, dintre care menționăm ca mai importante: limonitul ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), götitul ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), hidrargilitul sau gibusitul $\text{Al}(\text{OH})_3$, diasporul AlHO_2 , psilomelanul ($\text{mMnO} \cdot \text{MnO}_2 \cdot \text{nH}_2\text{O}$), piroluzita (MnO_2). Mineralele oxidului de aluminiu se formează la alterarea rocilor magmatice în condițiile unei clime calde (tropicale și subtropicale); cele ale oxidului de fier se formează și în regiunile cu climat temperat umed, iar cele ale oxidului de mangan în regiunile cu climat umed și cald.

Constituenții secundari complexi sau aşa numitul complex coloidal argilos este alcătuit din alumo- și ferosilicați hidratați aflați în stare de dispersiune înaintată (denumiți și minerale argiloase), formați prin reacția chimică dintre produsele alterării silicătilor și anume dintre silice și oxizii de fier și aluminiu, la care participă adeseori și alte baze, în primul rînd potasiu și magneziu (rar calciu sau sodiu). Numărul mineralelor argiloase care se pot forma este foarte mare, dar numai puține au o răspîndire largă; printre acestea mai importante sunt caolinitul — $\text{Al}_4[(\text{OH})_8(\text{Si}_4\text{O}_{10})]$; halloositul — $\text{Al}_4[(\text{OH})_8(\text{Si}_4\text{O}_{10})] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$; montmorillonitul — $\text{Al}_2[(\text{OH})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})] \cdot \text{nH}_2\text{O}$; nontronitul — $\text{Fe}_2''[(\text{OH})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})] \cdot \text{nH}_2\text{O}$; beidellitul — $\text{Al}_2(\text{OH})[(\text{AlSi}_3\text{O}_8\text{OH})] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$; hidromicete (illit, vermiculit); allofanul — $\text{mAl}_2\text{O}_3 \cdot \text{nSiO}_2 \cdot \text{pH}_2\text{O}$.

Denumirea de minerale argiloase dată acestor alumo- și ferosilicați secundari se datorează faptului că ei reprezintă compoziții cei mai importanți ai diferitelor argile naturale, cărora le împrumută o serie de proprietăți ca: plasticitate, viscozitate, gonflare, etc.

Mineralele argiloase se deosebesc mult între ele prin compoziția chimică și alcătuirea rețelei lor cristaline; toate însă au o serie de proprietăți comune:

Se găsesc în stare de dispersiune înaintată, particulele lor având dimensiuni de ordinul micronilor sau al zecimilor și sutimilor de micron;

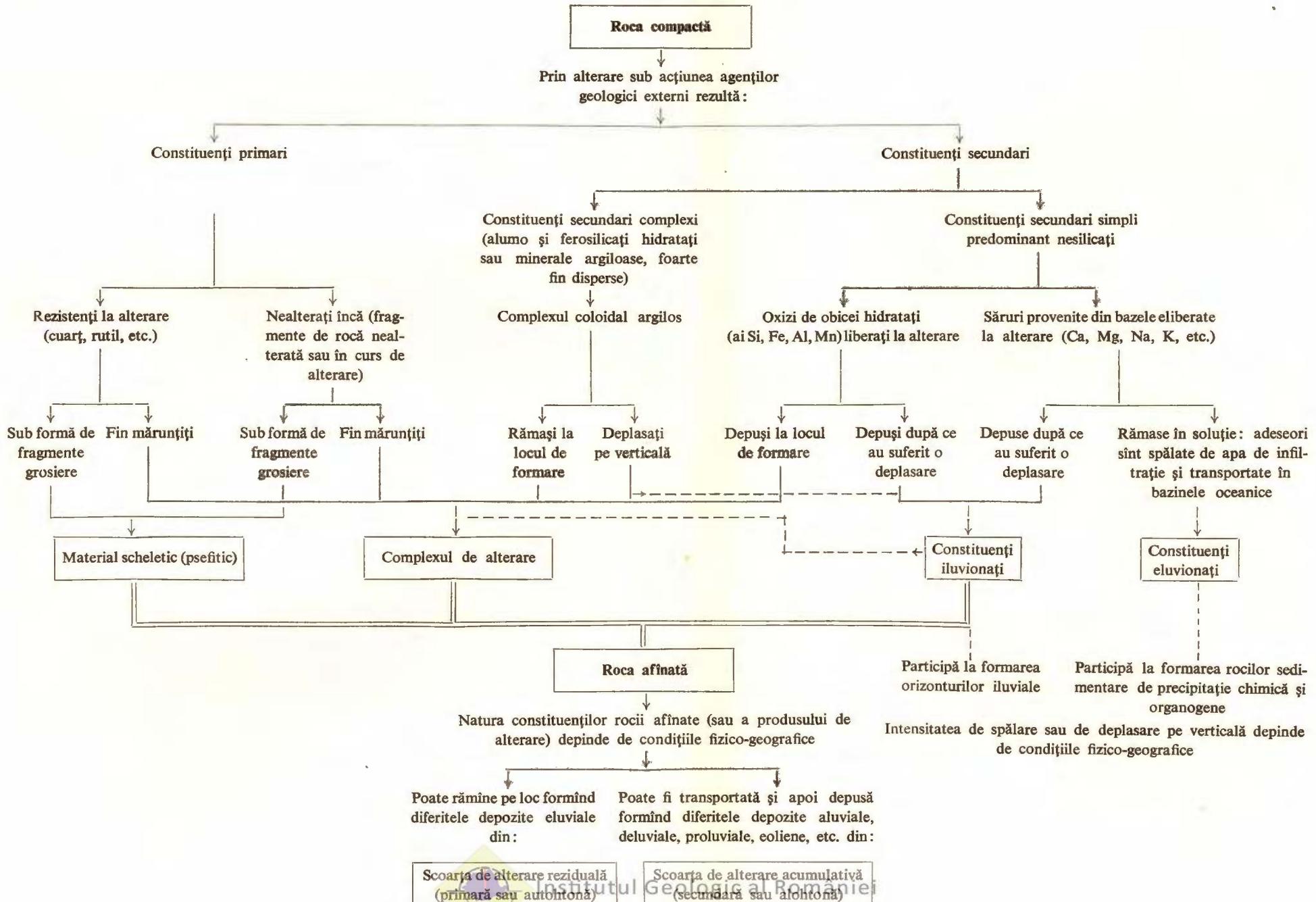
Particulele minerale au formă plată, analoagă cu a micelor (rareori apar argile cu particule de formă aciculară);

Au proprietatea de schimb cationic (adică de a-și înlocui cationii de la suprafața particulelor cu cationii ce se găsesc într-o soluție cu care particulele argiloase vin în contact); din această cauză mineralele argiloase sunt denumite constituenți cu suprafață activă;



TABLOUL 1

Schema alterării rocii compacte



Conțin în compoziția lor apă legată chimic (de constituție) sub formă de grupe OH, pe care o pierd numai la o temperatură mai mult sau mai puțin ridicată (de cîteva sute de grade), specifică pentru fiecare mineral);

Au o compoziție chimică variabilă, datorită faptului că unele elemente chimice pot fi înlocuite cu altele (de ex. Si cu Al, Al cu Fe sau cu Mg); de aceea formula lor chimică trebuie privită în multe cazuri ca teoretică.

Mineralele argiloase formate rămîn de obicei la locul de formare; în unele cazuri însă, spre exemplu în solurile podzolite, o parte din aceste minerale sunt deplasate cu apa de infiltratie și acumulate mai jos, formînd un orizont iluvial în argilă (constituenții care au suferit deplasări pe verticală acumulîndu-se în diferite orizonturi iluviale – cum este uneori cazul cu mineralele argiloase, oxizii de fier, carbonații – sunt denumiți constituenți iluvionați).

Mineralele argiloase rezultate la alterare alcătuiesc împreună cu oxizii hidratați și eventual cu sărurile separate din soluție și cu constituenții primari fin mărunți o masă minerală în care toți acești constituenți sunt intim amestecați, încît sunt foarte greu de separat; această masă minerală poartă numele de complex de alterare.

Complexul de alterare împreună cu materialul scheletic provenit din roca compactă inițială alcătuiește roca afinată ce reprezintă materialul de bază al scoarței de alterare. În procesul complex de alterare au apărut compuși noi rezultați prin transformarea chimică și mineralologică a componenților primari; alături de noii produși se pot întîlni părți de minerale primare în particule de diferite mărimi. Scoarța de alterare afinată ce s-a format a căpătat caracter pămîntos și prezintă o serie de proprietăți noi care favorizează dezvoltarea plantelor, printre care menționăm: permeabilitatea pentru apă și aer, capacitatea pentru apă, capacitatea de schimb cationic, apariția unor elemente minerale nutritive în forme accesibile pentru plante.

În tabloul 1 sunt rezumate succint cele expuse pînă aci cu privire la constituenții rezultați în procesul de alterare a rocilor.

Direcțiile principale de dezvoltare a procesului de alterare

Alterarea chimică, în general, se dezvoltă stadal. La început alterarea are loc în condiții de mediu alcalin. În acest stadiu al alterării sunt îndepărtate din roca sărurile solubile: clorurile, sulfatii și carbonații elementelor alcaline și alcalino-pămîntoase; are loc hidroliza silicătilor și alumosilicătilor, însotită de o îndepărtare a bazelor (Na, K, Mg, Ca) liberate în acest proces; silicea, solubilă în mediu alcalin, este de asemenea într-o anumită măsură îndepărtată și de asemenea manganul (sub formă de carbonat). Dimpotrivă, în aceste condiții fierul (feric.) aluminiul și titanul liberați la alterarea mineralelor primare precipită; fierul feros, care se oxidează repede la fier feric, precipită de asemenea. De aceea, în stadiul alcalin scoarța de alterare se caracterizează prin îmbogățire în Fe, Al și Ti și sărăcire în



Na, Ca, Mg, K, SiO_2 și adeseori și în Mn. În stadiul acid al alterării are loc continuarea descompunerii alumosilicaților și îndepărțarea bazelor și silicei, dar ceea ce caracterizează acest stadiu este începerea migrării compușilor greu solubili de aluminiu, fier, mangan și uneori de titan. În migrarea unora dintre aceste elemente joacă adeseori un rol important substanța organică, fie prin formarea unor compuși complexi organo-minerali, fie prin crearea unui mediu reducător ce favorizează formarea compușilor reduși (de Fe, Mn, Ti) care sunt solubili. Paralel cu îndepărțarea compușilor menționați poate avea loc în scoarță de alterare și o redistribuire a acestora, însotită de acumulări locale cu concentrație ridicată în anumiți compoziții; spre exemplu, se pot forma astfel unele acumulări de minereu de aluminiu și fier (bauxite).

Procesul de alterare se desfășoară însă cu intensități deosebite în diferitele condiții climatice de pe glob, astfel că pe seama aceleiași roci compacte se pot forma roci afinante sau scoarțe de alterare diferite în ceea ce privește compoziția lor chimică și mineralologică. Climatul, și în primul rînd temperatura și umiditatea, influențează viteza alterării și natura produselor secundare care se formează. Cu cât mai ridicată este temperatura și mai abundente sunt precipitațiile, cu atât mai intens și mai repede are loc transformarea mineralelor primare. Se știe că la o ridicare a temperaturii medii anuale cu 10°C (spre exemplu trecind din zona temperată în zona caldă) are loc o creștere de 2–2,5 ori a vitezei cu care se desfășoară reacțiile chimice și deci și reacția de hidroliză, foarte importantă în procesul de alterare. De asemenea, cu cât mai multă apă se infiltrează în scoarță, cu atât mai energetic se va produce hidroliza silicaților și alumosilicaților și cu atât mai intens vor fi îndepărtaate substanțele ce trec în soluții sau suspensii coloidale. Sărurile solubile având o mare mobilitate sunt ușor deplasate, astfel că nu se pot acumula decât în condițiile unei clime uscate. Cu creșterea umidității climatului se constată o îndepărțare din ce în ce mai intensă a sărurilor și a bazelor din scoarță de alterare, apoi mult mai redusă a silicei și cu totul slabă a oxizilor de fier și aluminiu (mobilitatea relativă a diferitelor produse ale alterării este redată mai departe în tabl. 8). De aceea, cu cât clima este mai umedă, cu atât mai puține baze și silice, dar mai mulți sesquioxizi vor fi conținuți în mineralele argiloase care se formează; pe măsură ce scade cantitatea de silice se va forma din ce în ce mai mult minerale ale oxizilor hidratați ai fierului și aluminiului.

Din cele expuse rezultă deja că procesul de alterare poate lua două direcții de dezvoltare, una în care se formează predominant alumo- și ferosilicați secundari hidratați denumită sialitică¹), și alta în care predomină printre mineralele secundare oxizii hidratați ai aluminiului și fierului, denumită allitică²).

¹⁾ Din cuvintele Si, Al și lithos = piatră.

²⁾ Din cuvintele Al și lithos.



Siallitizarea sau direcția siallitică de alterare se desfășoară în condițiile climatului temperat cu umiditate moderată și se caracterizează prin formarea, într-un ritm relativ lent, de minerale argiloase, în compozitia cărora este fixată o importantă parte a silicei și bazelor liberate în procesul de alterare a mineralelor primare.

Ca exemplu de siallitizare prezentăm în tabloul 2 alterarea gnaisului în condițiile Europei centrale. Comparând compozitia chimică a gnaisului și a produsului rezultat se observă o scădere relativ redusă a conținutului de SiO_2 , FeO , CaO , și

TABLOUL 2

*Compoziția chimică a gnaisului din munții Pădurea Neagră și a scoarței de alterare formată pe el
(după HARRASOWITZ)*

Oxizi	Gnais nealterat	Produsul de alterare
	în procente din greutate	
SiO_2	68,55	51,78
TiO_2	0,67	1,15
Al_2O_3	16,48	18,81
Fe_2O_3	0,82	5,36
FeO	3,46	2,40
MgO	1,13	1,67
CaO	1,82	0,92
Na_2O	3,43	0,88
K_2O	1,47	1,72
H_2O	2,05	15,70

Na_2O ; crește în schimb conținutul de fier total, de Fe_2O_3 (pe seama oxidării FeO), de MgO , K_2O și mai ales de H_2O . Conținutul de Al_2O_3 crește relativ puțin. Explicația acestor transformări este următoarea: masa principală a gnaisului constă din quart, feldspat și mică; quartul, rezistent la alterare, se acumulează în produsul de alterare; feldspatul și mica se descompun la alterare și o parte din silice se solubilizează și se spală, ca și o bună parte din CaO și Na_2O , iar sesquioxizii împreună cu restul de SiO_2 formează minerale argiloase noi, bogate în H_2O , care includ în compozitia lor și Mg și K . De aceea, cu toate că din scoarța de alterare se îndepărtează prin apă, pe lângă CaO , Na_2O , SiO_2 , și R_2O_3 , MgO și K_2O , totuși pierderile acestor din urmă componente fiind mult mai mici decât cele de SiO_2 , CaO și Na_2O , conținutul lor în scoarța de alterare va apărea mai ridicat.

Prin urmare, siallitizarea se caracterizează din punct de vedere chimic prin schimbări clare, dar nu accentuate; schimbările de ordin mineralologic sunt însă considerabile.

Siallitizarea este însotită frecvent în climatul uscat de acumulare de CO_3Ca , aşa cum se poate vedea în tablourile 3 și 4.



TABLOUL 3

Compoziția chimică și mineralologică a granitului și a produsului lui de alterare în zona seroziomului (valea râului Ciu)
 (după G. M. PONOMAREVA și I. N. ANTIPOV-KARATAEV)

Oxizi	Compoziția chimică		Compoziția mineralogică	
	Porfir granitic	Produsul de alterare	Porfir granitic	Produsul de alterare
SiO ₂	66,08	58,66	Cuarț, feldspat (ortoclaș), mică, hornblendă, zircon, epidot, piroxen, rutil, anataz	I. Minerale primare = 66,5 %
TiO ₂	0,31	0,27		II. Minerale secundare = 33,5 % formate din:
Al ₂ O ₃	15,74	14,83		1) Carbonat de calciu = 10,4 %
Fe ₂ O ₃	5,18	4,92		2) Oxizi și hidroxizi de fier primari și secundari = aproximativ 7 %
MnO	0,44	0,14		3) Minerale din grupa illitului (hidromică, sericit și altele) = aproximativ 10 %
MgO	1,01	2,39		4) Minerale din grupa montmorillonitului = 6,1 %
CaO	1,70	2,58 (silic.)		
CaCO ₃	—	10,44 ¹⁾		
K ₂ O	6,02	1,54		
Na ₂ O	3,03	2,42		
P ₂ O ₅	0,48	0,17		
SO ₃	0,32	0,70		
H ₂ O	0,31	0,79		

TABLOUL 4

Compoziția chimică și mineralologică a granitului și a produsului lui de alterare în zona cernoziomului
 (după I. M. PONOMAREVA și I. N. ANTIPOV-KARATAEV)

Oxizi	Compoziția chimică		Compoziția mineralogică	
	Granit	Produsul de alterare	Granit	Produsul de alterare
SiO ₂	73,04	55,14	Cuarț, feldspat, muscovit și altele	I. Minerale primare = 51 %
TiO ₂	0,68	0,56		II. Minerale secundare = 49 % formate din:
Al ₂ O ₃	12,04	10,84		1) Carbonat de calciu = 16,39 %
Fe ₂ O ₃	2,62	4,95		2) Oxizi și hidroxizi de fier primari și secundari = 15,61 %
MnO	0,47	0,40		3) Minerale din grupa illitului (hidromică, sericit și altele) = aproximativ 6 %
MgO	0,72	2,71		4) Minerale din grupa montmorillonitului = aproximativ 11 %
CaO	1,20	4,74		
CaCO ₃	—	16,39 ¹⁾		
K ₂ O	6,16	2,07		
Na ₂ O	2,16	1,68		
P ₂ O ₅	0,04	0,18		
SO ₃	nedet.	0,24		
H ₂ O	0,39	nedet.		

¹⁾ Calculat.

În tablourile 3, 4 și 5 sunt prezentate datele chimice și mineralogice în legătură cu alterarea granitului în diferite zone naturale: de pustiu, stepă și pădure. Se observă o intensificare a alterării mineralelor primare și a spălării alcaliilor pe măsură ce crește umiditatea. În condiții de pustiu și stepă se acumulează CO_3Ca și se formează minerale argiloase de tipul montmorillonit și illit; în condiții mai umede acestea cedează locul mineralelor de tipul caolinit.

TABLOUL 5

Compoziția chimică și mineralologică a granitului și a produsului lui de alterare, în zona pădurilor sudice, cu soluri maron podzolite, din Bulgaria sudică
 (după I. N. ANTIPOV-KARATAEV)

Oxizi	Comp. chimică		Compoziția mineralogică			
	Granit	Produsul de alterare	Granit		Produsul de alterare	
			Minerale	Procente	Minerale	Procente
SiO_2	76,43	69,77	I. Minerale primare . .	100,00	I. Minerale primare	51,1
TiO_2	urme	0,76	Cuarț . .	27,66	Cuarț	18,0
Al_2O_3	16,40	14,89	Placioclazi } Ortoclazi }	66,96	Placioclazi	20,0
Fe_2O_3	0,48	5,01	Mică albă .	3,51	Ortoclazi	7,0
MnO	urme	urme	Mică neagră	1,87	Mică albă	5,7
MgO	0,25	0,50			Mică neagră	0,4
CaO	0,91	1,13			II. Minerale secundare . .	48,9
K_2O	1,79	2,48			formate din:	
Na_2O	3,23	2,44			Caolinit predominant, mai puțin hidromice, puțin montmorillonit și hidro-	
P_2O_5	urme	0,06			goetit	100,00
SO_3	0,07	0,45				
H_2O	0,44	2,49				

Allitizarea sau direcția allitică de alterare se desfășoară în condițiile climatului tropical umed și se caracterizează prin formarea oxizilor hidratați de fier și aluminiu și a silicei, ca urmare a dezvoltării intense a proceselor de hidroliză. Bazele separate la hidroliză sunt spălate din scoarța de alterare; este îndepărtată de asemenea o mare parte din SiO_2 . Scoarța de alterare se îmbogățește în oxizi hidratați de aluminiu și fier; ca urmare a formării oxizilor de fier slab hidratați, capătă o culoare roșie caracteristică.

Allitizarea poartă și denumirea de lateritzare, care vine de la cuvîntul laterit¹⁾ dat produsului roșu de alterare și solului format în condițiile climatului tropical umed.

¹⁾ De la later = țiglă, cărămidă.



În tabloul 6 sînt prezentate date chimice și mineralogice asupra allitizării unui bazalt cuartifer în condițiile climatului tropical. Atît datele chimice, cît și cele mineralogice, arată intensa transformare a rocii inițiale. Din datele chimice se observă apreciabila scădere a conținutului de SiO_2 (aflat în produsul de alterare în cea mai mare parte sub formă de cuart) și a celui de baze alcaline și alcalino-pămîntoase;

TABLOUL 6

Alterarea allitică a bazaltului cuartifer în condițiile climatului tropical (Inusulele Hawaii)
(după PALMER citat după A. A. RODE)

Comp. chimică globală în % din greutatea rocii			Comp. mineralogică în % din greutatea rocii		
Oxizi	Bazalt nealterat	Produsul de alterare	Minerale	Bazalt nealterat	Produsul de alterare
SiO_2	52,13	25,77	Anortit ($\text{CaSi}_2\text{Al}_2\text{O}_8$)	25,34	0,00
TiO_2	2,79	3,47	Albit ($\text{NaSi}_3\text{AlO}_8$)	13,11	1,47
Al_2O_3	13,96	34,90	Ortoclas (KSi_3AlO_8)	5,23	1,84
Fe_2O_3	3,40	14,49	Klinoenstatit (MgSiO_3)	14,82	0,00
FeO	6,62	2,77	Cuarț (SiO_2)	11,56	23,58
MnO	0,58	0,18	Ilmenit (FeOTiO_6)	5,29	5,86
MgO	5,95	0,14	Apatit ($\text{Ca}_6(\text{PO}_4)_3\text{F}$)	0,61	0,47
CaO	9,47	0,24	Nozolit ($\text{Na}_6\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{16}$)	4,05	0,00
K_2O	0,89	0,31	Magnetit (Fe_3O_4)	4,93	0,00
Na_2O	2,61	0,44	Ferrosilit (FeSiO_3)	4,75	0,00
SO_3	0,46	0,63	Wollastonit (CaSiO_3)	8,40	0,00
P_2O_5	0,25	0,20	Rodonit (Mn SiO_3)	1,07	0,00
H_2O	0,89	16,46	Limonit ($2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)	0,00	16,95
			Bauxită ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)	0,00	41,93
			Gibbsit ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$)	0,00	5,04
			Diferența %	0,84	2,86

se constată în schimb o îmbogățire apreciabilă în oxizi de aluminiu și de fier și în apă legată chimic. Datele mineralogice dovedesc că mineralele primare au fost aproape complet alterate, cu excepția cuarțului, iar produsele rezultate la alterare îndepărtează, cu excepția oxizilor de aluminiu și de fier care s-au acumulat aproape în întregime sub forma mineralelor corespunzătoare: limonit, bauxit, gibbsit.

Din datele tabloului 7 se constată transformările prin procesul de allitizare diferit la rocile bazice față de rocile acide. Pentru rocile bazice formate din silicati, descompunerea acestora permite ca odată cu îndepărarea CaO , Na_2O , MgO și K_2O să se îndepărteze și cea mai mare parte din SiO_2 devenit solubil în acest proces de alterare. Pentru rocile acide caracterizate printr-un conținut apreciabil de cuarț



TABLOUL 7

*Compoziția chimică a două roci și a solului lateritic format pe acestea
(în % față de substanță calcinată)*

(după I. P. GHERASIMOV și M. A. GLAZOVSKAIA)

Roca sau solul	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SiO ₂ ¹⁾	SiO ₂ ¹⁾
									Al ₂ O ₃	R ₂ O ₃
Diabaz nealterat din Guineea . . .	51,52	12,42	3,31	6,20	13,32	10,71	1,61	0,42	4,1	3,2
Laterit pe diabaz . . .	7,58	48,14	41,25	0,00	0,78	0,25	0,00	0,00	0,15	0,09
Gnais nealterat din Colombo	65,06	17,42	4,25	3,99	0,50	2,12	2,44	3,02	3,7	3,0
Laterit pe gnais . . .	41,32	32,41	24,02	0,79	0,00	0,00	urme	urme	1,3	0,73

procesul de allitizare arată menținerea pentru roca alterată a unui conținut încă ridicat de SiO₂, justificat de păstrarea cuartului și în produsul final; prin transformarea silicătilor și din rocile acide fenomenul de alterare conduce la aceeași îndepărțare a CaO, Na₂O, MgO și K₂O cu concentrarea sesquioxizilor ca și în cazul rocilor bazice. Raportul SiO₂: R₂O₃ calculat atât pentru rocile bazice, cât și pentru rocile acide și produsele lor de alterare, arată o scădere foarte mare în produsele lateritice față de rocile inițiale.

Între allitizare și siallitizare există deci deosebiri foarte mari, determinate de deosebirile în condițiile biclimatice ale zonelor tropicală și temperată pentru care sunt caracteristice aceste procese. Astfel, temperatura medie anuală în zona tropicală este de 25—26°C, precipitațiile medii anuale se ridică la 1200—1300 mm, iar masa vegetală căzută în fiecare an pe sol în pădurile tropicale este foarte mare, 100—200 t/ha astfel că scoarța de alterare primește cantități importante de substanțe organice și CO₂. În zona temperată temperatura medie anuală coboară pînă la 10°C — 2°C, cantitatea de precipitații medii anuale pînă la 300—700 mm, iar masa de substanță vegetală anuală pînă la 8—10 t/ha (în zona de taiga). Ca urmare a acestor diferențe în condițiile bioclimatice ale zonelor amintite, intensitatea de desfășurare a procesului de alterare este mică la siallitizare și mare la allitizare. Pierderile de silice sunt neînsemnante la siallitizare, cea mai mare parte a ei păstrîndu-se în constituenții secundari formați, sub forma alumosilicătilor hidratati (minerale argiloase); la allitizare aproape toată silicea eliberată din silicat prin alterare este îndepărtață din scoarța de alterare. Bazele sunt îndepărtațe în parte la alterarea siallitică, cealaltă

¹⁾ Raport între procente.



parte fiind fixată sub formă de alumosilicati hidratați (mai ales MgO și K_2O); la alterarea allitică bazele sănt practic complet spălate. Oxizii de fier și aluminiu se păstrează în mare măsură atât în scoarța de alterare siallitică, cât și în cea allitică, în primul caz sub formă de alumo- și ferosilicati, în al doilea caz sub forma oxizilor hidratați.

Așa cum rezultă din cele de mai sus, direcția procesului complex de alterare este dată de natura proceselor de alterare chimică. Trebuie să remarcăm însă cu această ocazie, că în condițiile climatului arctic, cu temperaturi foarte scăzute, cu activitate redusă a organismelor, nu se poate vorbi practic de o alterare chimică, aici predominând alterarea fizică. Procesul de alterare are aici un caracter deosebit denumit litogen, deoarece produsele alterării nu sunt de fapt decât fragmente ale rocii inițiale.

Tipurile de scoarță de alterare

Produsele rezultate prin alterarea rocilor compacte — eruptive sau metamorfice — pot rămâne pe locul formării sau pot fi transportate și depuse (cel puțin în parte și adeseori sortate) la diferite distanțe, formând în ambele cazuri un înveliș deosebit al litosferei, care nu este altceva decât scoarța de alterare. Scoarță de alterare din primul caz, formată din produse ale alterării rămase pe locul formării (eluvii), se numește scoarță de alterare reziduală, primară sau autohtonă; ea este caracteristică în primul rînd regiunilor de munte. Scoarță de alterare reziduală are în general o răspîndire relativ redusă pe suprafața uscatului, deoarece în cele mai numeroase cazuri produsele alterării au fost transportate și redepuse prin intermediul diferenților agenții ca apa, vîntul, ghiața, formând scoarță de alterare acumulativă, secundară sau alohtonă.

Agenții cei mai importanți care transportă produsele alterării sunt apa curgătoare și vîntul. Produsele de alterare solubile în apă sănt transportate în primul rînd de apa curgătoare sub formă de soluție; mobilitatea acestor produse este cu atît mai mare cu cît solubilitatea lor este mai ridicată și cu cît mai puțin sănt reținute de organisme. În tabloul 8 este redată, după B. B. POLINOV, ușurința de îndepărțare sau mobilitatea relativă a produselor de alterare, dedusă din compararea compozitiei chimice medii a rocilor eruptive și a reziduului sec al apei rîurilor. Cea mai mare mobilitate are ionul Cl^- (considerată convențional 100) și SO_4^{--} , urmată de Ca^{++} , Na^+ , Mg^{++} , K^+ ; mobilitate redusă are SiO_2 și foarte neînsemnată Fe_2O_3 și Al_2O_3 . De aceea clorurile și sulfatii nu rămîn decât în scoarța de alterare a regiunilor aride, în timp ce carbonații de calciu și magneziu apar și în scoarța de alterare a regiunilor umede. În tabloul 9 sănt date seriile de migrare ale elementelor după B. B. POLINOV; acestea au fost grupate în cinci serii după capacitatea lor de migrare, începînd cu halogenurile — cele mai mobile — și încheind cu quartul, practic imobil.



TABLOUL 8

Compararea compoziției chimice medii a rocilor cristalini și a reziduului sec din apele de râuri

(după B. B. POLINOV)

Componenți	Comp. chimică mijlocie a rocilor cristalini %	Comp. chimică mijlocie a reziduului sec din apele de râuri %	Ușurința relativă de îndepărțare la alterare	Ordinea mobilității
Al ₂ O ₃	15,35	0,90	0,02 }	
Fe ₂ O ₃	7,29	0,40	0,04 }	4
SiO ₂	59,09	12,80	0,20	3
K	2,57	4,40	1,25 }	
Mg	2,11	4,90	1,31 }	2
Na	2,97	9,50	2,40 }	
Ca	3,60	14,70	3,00	
SO ₄	0,15	11,60	60,00 }	
Cl	0,05	6,75	100,00 }	1

TABLOUL 9

Seriile de migrare ale elementelor

(după B. B. POLINOV)

Caracteristica seriei	Elementele	Indicele de ordine al capacitații de migrare
Energetic îndepărtate	Cl (Br, I) S	2n × 10
Ușor îndepărtate	Ca, Na, Mg, K, F	n
Mobile	P, Mn, Co, Ni, Cu, SiO ₂ din silicati	n × 10 ⁻¹
Inerte (slab mobile)	Fe, Al, Ti	n × 10 ⁻²
Practic imobile	SiO ₂ (cuart)	n × 10 ⁻⁰⁰

Produsele de alterare insolubile în apă sunt transportate pe cale mecanică (suspensii coloidale, suspensii grosiere sau rostogolire), în funcție de mărimea particulelor, de greutatea specifică, dar mai ales de energia cinetică a agentului de transport. Cu cît mai mare este viteza apei curgătoare sau a vîntului, cu atât mai mari pot să fie particulele transportate; dacă viteza apei curgătoare scade — ca urmare a micșorării pantei, a largirii albiei sau a revârsării curentului — începe imediat să se depună particulele mai mari care nu mai pot fi menținute în suspensie de curentul apei; particulele mai mici sunt transportate mai departe de apa curgătoare pînă



ce, în urma unei noi micșorări a vitezei apei, noi particule, mai puțin grosiere decât primele, se vor depune. Rezultatul acestui proces este sortarea particulelor după mărime și formarea unor depozite, compuse din particule de dimensiuni mai mult sau mai puțin uniforme (de ex. pietrișuri, nisipuri, argile, etc.). În caz că transportul produselor de alterare se face prin ghețarii în mișcare lentă, nu mai are loc sortarea particulelor, astfel că se formează depozite din particule de dimensiuni foarte diferite (de ex. morenele).

Diferitele scoarțe de alterare întâlnite pe suprafața uscatului se deosebesc între ele prin compoziția lor chimică și mineralologică și prin condițiile de formare. Se disting mai multe tipuri de scoarță de alterare, ale căror proprietăți și clasificare sunt următoarele:

Scoarța de alterare reziduală, primară sau autohtonă cuprinde mai multe tipuri:

Tipul litogen sau detritic-grosier se formează în regiunile de munte (unde apa curgătoare îndepărtează mereu atât constituenții solubili, cât și pe cei insolubili), precum și în condițiile de tundră (unde alterarea chimică este foarte slabă). Scoarța de alterare este alcătuită în special din fragmente de rocă și de minerale primare provenite din rocă.

Tipul carbonato-litogen sau carbonato-detritic se formează în regiunile de munte, situate însă în condiții climatice relativ uscate. Carbonatul de calciu, greu solubil, format la alterare nu este îndepărtat din scoarța de alterare, ci se acumulează sub formă de peliculă sau crustă în jurul fragmentelor de rocă sau de minerale primare; aceasta deosebește acest tip de scoarță de alterare de tipul precedent.

Tipul sialitic se formează din condițiile climatului temperat. Se caracterizează prin formarea și acumularea mineralelor argiloase, alături de care se găsesc și fragmente de rocă și de minerale primare. Sărurile solubile lipsesc, fiind spălate. Prezintă aspectul unei mase pământoase, argiloase sau lutoase, de obicei cu fragmente scheletice.

Tipul allitic se formează în condițiile climatului tropical umed și暖. Se caracterizează prin predominarea în compoziția rocii afinată a oxizilor hidratați secundari de aluminiu și fier; alături de aceștia pot apărea mici cantități de aluminosilicați secundari și de minerale primare. Prezintă de asemenea aspect pămîntos, având textura lutoasă sau argiloasă.

Scoarța de alterare acumulativă, secundară sau alohtonă cuprinde următoarele tipuri principale:



Tipul siallitic (argilo-siallitic) reprezentat prin depozite de diferite origini și texturi, formate în condițiile climatului temperat umed și caracterizate prin prezența mineralelor argiloase în amestec cu minerale primare (mai ales cuarț și feldspat); rareori conțin și fragmente de rocă. Sărurile lipsesc.

Tipul carbonato-siallitic reprezentat prin depozite de diferite origini, argiloase și lutoase, rar nisipoase, asemănătoare tipului precedent prin compoziția mineralogică, dar care conțin și carbonat de calciu și uneori carbonat de magneziu și dolomit; caracterizează regiunile cu climat temperat semiumed-semiarid.

Tipul halosiallitic¹⁾ sau cloruro-sulfato-carbonato-siallitic se deosebește de tipul precedent prin acumularea într-o măsură mai mare sau mai mică a clorurilor și a sulfatilor de sodiu, magneziu sau calciu; de obicei este prezent și carbonatul de calciu. Este caracteristic celor mai aride regiuni.

Spre deosebire de rocile eruptive și metamorfice, majoritatea rocilor sedimentare dau scoarțe de alterare ce se încadrează prin compoziția lor mineralogică și chimică în unul din tipurile de scoarță de alterare acumulativă. Există însă o serie de roci sedimentare, cele de precipitație chimică și cele organogene, care se comportă diferit. Dintre acestea cele mai importante și mai răspândite sunt rocile sedimentare carbonatice (calcare, dolomite). Acestea dau de obicei la alterare, în primele stadii, forme de scoarță de alterare litogenă. Ulterior, prin solubilizarea și îndepărțarea carbonațiilor rezultă de obicei o argilă de tip siallitic; dacă rocile carbonatice inițiale conțin oxizi de aluminiu și de fier, produsul final format se va îmbogăti în acești compoziți și va avea o culoare roșie, formând cunoscutele scoarțe roșii de alterare a calcarelor (terra rossa).

În afară de tipurile principale arătate mai sus scoarța de alterare mai poate fi caracterizată și prin tipuri intermediare, cum sunt: tipul siallito-allitic, siallito-feritic, etc.

Tipurile zonale de scoarță de alterare

Modul și intensitatea de desfășurare la suprafața uscatului a proceselor de alterare a mineralelor și de migrare a constituenților rezultați depind de condițiile fizico-geografice ale locului respectiv. Ca urmare a acestui fapt se formează anumite tipuri geochimice de scoarță de alterare reziduală ori acumulativă, a căror răspândire are caracter zonal, determinat de însăși zonalitatea generală în natură. Pentru fiecare

¹⁾ Denumire propusă de noi prin analogie cu termenii «soluri halomorfe», «vegetație halofilă» folosiți pentru solurile și respectiv vegetația ce se dezvoltă pe soluri ce conțin în cantități ridicate diferite săruri ușor solubile (cloruri, sulfati sau carbonați).

zonă naturală va fi caracteristic un anumit tip geochemical zonal de scoarță de alterare, care se caracterizează printr-un anumit mod și intensitate de alterare, printr-o anumită migrare și acumulare specifică a elementelor și compușilor chimici, printr-o anumită asociere de minerale secundare care se formează în procesele de descompunere și sinteză a compușilor minerali și organominerali, prin anumite condiții de mediu, etc.

Principalele tipuri geochemicalice zonale de scoarță de alterare întâlnite pe glob sunt: tipul litogen, tipul argilo-sialitic, tipul carbonato-sialitic, tipul halosialitic, tipul siallito-allitic și tipul allitic.

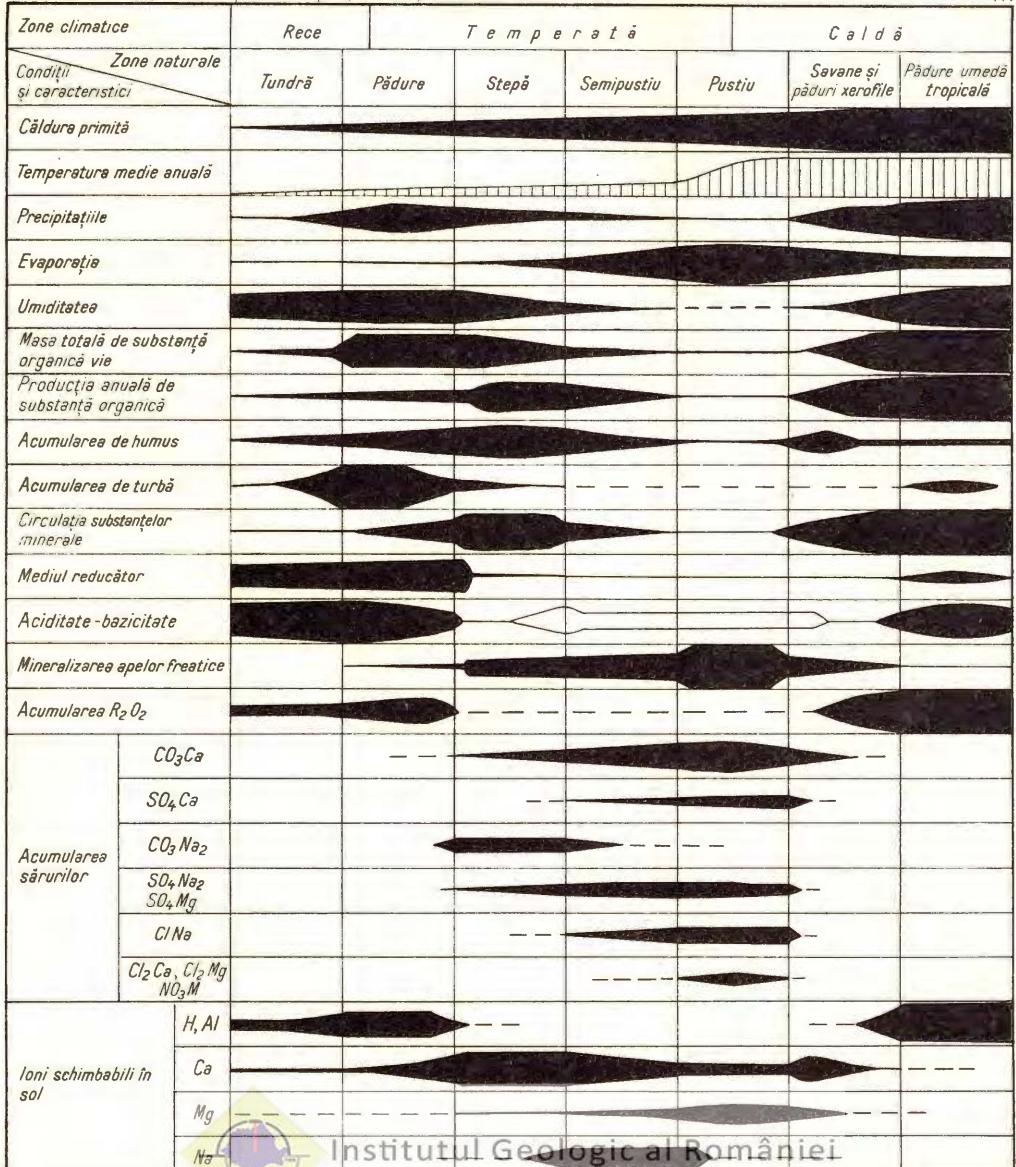
Caracterul zonal geografic al răspândirii produselor de alterare la suprafața uscatului a fost observat de mulți învățăți, începând cu V. V. DOKUCEAEV, K. D. GLINKA, P. A. ZEMEATCINSKI, S. S. NEUSTRUEV, A. E. FERSMAN. Cauza acestei zonalități este în primul rînd zonalitatea climatului; de climă (și anume de temperatură, de precipitațiile atmosferice și infiltrarea lor în sol) depind energia cu care se desfășoară toate procesele geochemicalice, intensitatea și caracterul alterării mineralelor și al descompunerii resturilor vegetale, intensitatea migrării, respectiv a spălării și acumulării produselor, precum și specificul formării mineralelor secundare.

Alături de climat, relieful joacă un rol deosebit de important în determinarea zonalității scoarței de alterare, deoarece de energia de relief, care condiționează procesul de denudație, depinde stadiul de evoluție la care poate ajunge scoarța de alterare și grosimea acesteia. Într-un relief foarte accidentat, spre exemplu orizonturile superioare ale rocilor rămîn de obicei în stadiul de alterare alcalin datorită denudației intense care îndepărtează repede produsele rezultante la alterare.

Energia cea mai redusă a proceselor geochemicalice și mobilitatea cea mai mică a elementelor chimice se constată în zona polară; cele mai intense procese geochemicalice și mobilitatea cea mai mare a compușilor și elementelor chimice caracterizează zona tropicală și subtropicală umedă. Caracteristicile geochemicalice ale diferitelor zone naturale de pe uscat sunt redate în schema din pl. I (după KOVDA și PERELMAN, modificată și completată de autori pentru zona caldă). În tabloul 10 se redă sintetic condițiile de formare și caracteristicile esențiale ale principalelor tipuri zonale de scoarță de alterare de pe glob, iar în harta și schița anexată (pl. II și III) este prezentată schematic zonalitatea scoarței de alterare la suprafața uscatului.

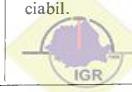
Tipul zonal litogen de scoarță de alterare este caracteristic zonei de tundra cu climat polar, rece, zonă situată în partea nordică a continentelor. Din cauza condițiilor bioclimatice ale acestei zone (temperatura medie anuală scăzută, perioadă lungă de îngheț, umiditate ridicată, vegetație redusă), alterarea chimică și biochimică este neînsemnată, predominând în schimb alterarea fizică prin îngheț-dezgheț. Procesele geochemicalice se desfășoară aici într-un mediu acid și în general supraumezit, care favorizează procesele anaerobe și de reducere, formarea humusului grosier





TABLOUL 10
Tipurile geochimice zonale de scoarță de alterare

Tipul zonal de scoarță de alterare	Condițiile climatice ale alterării și migrării	Caracterele mediului; participarea lumii organice în procesul de alterare	Procesele geochimice specifice	Elementele chimice active	Compușii chimici cei mai caracteristici care se formează	Stadiul de transformare al mineralelor primare; mineralele sec. caracteristice tipului zonal respectiv de scoarță de alterare	Tipurile zonale de sol corespunzătoare
1	2	3	4	5	6	7	8
Litogen (detritic grosier, clastic).	Temperaturi joase, umiditate ridicată, îngheț de lungă durată (climat polar).	Soluția de sol acidă; mediul în general predominant reducerător. Participarea lumii organice este redusă.	Predomină procesele fizice de alterare (în special prin îngheț dezgheț). Alterarea chimică și hidrochimică neînsemnată, slabă îndepărțare a elementelor și compușilor chimici.	H, Al, Fe	În mică măsură se formează oxizi hidratati de fer sau fosfați.	Mineralele primare sunt puțin transformate în procesul de alterare. Rezultă un amestec mecanic de produse de dezagregare; ca minerale noi pot apărea: limonit, vivianit.	Solurile de tundră.
Argilo-sialitic.	Temperaturi moderate, umiditate ridicată pînă la potrivită. Circulația predominantă descendenta a soluțiilor (climat temperat de pădure).	Soluția de sol de la puternic la slab acidă. Acizii organici din humus (acizii fulvici) au rol important în procesul de alterare și migrare a elementelor.	Alterare chimică activă. Are loc acumularea SiO_4 în oriz. superior, iar a Al_2O_3 și Fe_2O_3 în orizontul următor; se produce spălarea Cl, Na, Ca, Mg, K și a altor elemente (în parte și a SiO_4).	H, Al, Fe, Si	Alumo- și ferosilicati secundari hidratati, oxizi hidratati de fer și aluminiu, silice.	Mineralele primare sunt puternic transformate (cu excepția quartului). Ca minerale sec. pot rezulta hidromică, caolinit, sepiolit, montmorillonit, beidellit, nontronit, halloisit, allofan, limonit, hidrohematit, vivianit, quart secundar.	Solurile podzolice, solurile silvestre brune și cenușii.
Carbonato-sialitic.	Temperaturi moderate pînă la ridicate, umiditate potrivită pînă la redusă, circulație ascendentă și descendenta a soluțiilor (climat de stepă și antestepă).	Soluția de sol de la neutru la slab bazică. Lumina organică joacă rol activ în migrarea și acumularea elementelor.	Alterare chimică activă. O parte din bazele rezultate la alterare, Ca, Mg și în parte Na se acumulează sub formă de carbonați (mai ales CO_3Ca); elementele cele mai solubile sint spălate: Cl, Na, K și altele.	Ca, Mg, Si (Na)	Diferiți carbonați (în primul rînd de Ca și Mg) alumo-silicati secundari hidratati, uneori sulfat de calciu.	Mineralele primare sunt relativ puternic transformate. Ca minerale sec. pot rezulta: calcit, magnetit, dolomit, ankerit, gips, sodă, montmorillonit, beidellit, sericit (caolinit), halloisit.	Cernoziomurile, solurile silvestre castanii de stepă.
Halosialitic (cloruro-sulfato-sialitic).	Temperaturi ridicate, umiditate insuficientă. Predomină circulația ascendentă a soluțiilor (climat de pustiu și semipustiu).	Soluția de sol bazică. Rolul lumii organice la migrarea și acumularea elementelor este redus.	Dintre procesele fizice de alterare predomină dezagregarea termică. Alterarea chimică este prezentă. Migrarea elementelor este relativ redusă; SiO_4 este însă relativ mobil. Are loc acumularea clorurilor și sulfatelor de Na, Ca și Mg.	Cl, Na Si (Ca, Mg)	Săruri ușor solubile: cloruri, sulfati etc. ai metalelor alcaline și alcalino-păminioase; alumo-silicati secundari hidratati.	Mineralele primare sunt relativ slab transformate. Ca minerale secundare pot rezulta: halit, salpetru (sodic și potasic), sodă, anhidrit, mirabilit, tenardit, gips, montmorillonit, sericit, quart sec.	Solurile brune de semi-pustiu, se-roziomurile.
Sialito-allitic (feritic).	Temperaturi ridicate, umiditate redusă pînă la potrivită. Circulație alternativă (ascendentă și descendenta) pînă la predominantă descendenta a soluțiilor (climat subtropical și tropical cu perioadă de uscăciune).	Soluția de sol de la bazică la slab acidă. Lumina organică are un rol activ în migrarea și acumularea elementelor.	Alterare chimică intensă; are loc acumularea Fe_2O_3 și Al_2O_3 și spălarea mai mult sau mai puțin intensă a Ca, Mg, Na, K și SiO_4 .	H, (Al) Si, Fe, (Ca, Mg)	Alumo- și ferosilicati secundari hidratati (mai ales din grupul montmorillonit) și oxizi hidratati de Fe, Al, silice, uneori carbonați de Ca și Mg.	Mineralele primare sunt puternic transformate în procesul de alterare (cu excepția quartului); ca minerale sec. caractristice menționăm: montmorillonit, caolinit, diaspor, boemit, gibisit, hidrohematit, goetit, psilomelan, piroluzită, calcit, dolomit, magnezit.	Soluri brune roșii de savane, soluri maron de păduri xerofile și tufacei roșii și galbene subtropicale
Allitic (fe-rallitic).	Temperaturi ridicate și umiditate abundantă tot timpul anului, circulație intens descendenta a soluțiilor (climat tropical umed).	Soluția de sol uneori bazică în primele stadii ale alterării, devine apoi acidă. Rolul lumii organice în migrarea elementelor este apreciabil.	Alterarea chimică este extrem de intensă și se produce pe o mare grosime. Are loc acumularea Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO_2 și spălarea intensă a Ca, Mg, Na, K și chiar a SiO_4 .	H, Al, Si, Mn, Fe	Oxizi hidratati de Al, Fe, Mn; alumo- și ferosilicati secundari hidratati.	Mineralele primare (cu excepția quartului) sunt total alterate și intens transformate. Ca minerale noi apar: diaspor, boemit, gibisit, psilomelan, caolinit, halloisit, ferihalloisit, hidrohematit, goetit, piroluzită.	Laterite, soluri lateritice, soluri roșii de savane.



și a turbei slab descompuse; acțiunea apei în procesul de hidroliză a mineralelor este foarte slabă. De aceea mineralele primare vor fi puțin transformate în procesul de alterare, rezultând în scoarța de alterare litogenă un amestec mecanic de produse de dezagregare, în care vor apărea toate mineralele conținute în roca inițială, de regulă foarte puțin modificate. Procesele de formare a mineralelor secundare sunt limitate la formarea unor oxizi hidratați de fier (ca limonitul) sau de mangan, și a vivianitului. Adeseori apar cruste sau pelicule de oxizi de mangan; în turbele din zona de tundră este specifică formarea de vivianit pulverulent (albastru deschis).

Grosimea scoarței de alterare litogene este foarte redusă, iar orizontul eluvial lipsește sau este abia schițat, deoarece practic îndepărtarea unor compuși sau elemente chimice din scoarța de alterare nu se constată. Datorită mediului acid, elementul chimic activ este H și alături de acesta Al. Soluturile corespunzătoare acestei scoarțe de alterare sunt solurile de tundră.

Tipul zonal argilo-siallitic de scoarță de alterare caracterizează vasta zonă forestieră din climatul temperat umed; reprezintă un strat cu produse reziduale sau acumulative ale alterării și solificării, ultimele constând mai ales din alumo- și ferosilicați secundari hidratați.

Condițiile climatice și vegetația abundantă din această zonă favorizează dezvoltarea intensă a proceselor chimice și biochimice de alterare. Mediul acid și circulația predominant descendentală a soluțiilor determină migrarea celor mai mobile și mai solubile elemente, cu excepția celor care participă la formarea mineralelor secundare (întrînd în compozitia acestora) și a celor care sunt reținute de sistemul radicular al plantelor (întrînd în micul circuit biologic). Cel mai intens sunt îndepărtate Ca și Na, mai puțin intens Mg și K. Paralel cu îndepărtarea (spălarea) bazelor, eluviu respectiv trece din stadiul siallitic saturat în baze cu reacție slab acidă sau neutră, în stadiul siallitic nesaturat în baze cu reacție acidă, în al căruia complex coloidal alături de baze pătrunde H^+ care devine apoi predominant.

K. K. GHEDROIT a atribuit ionului H un mare rol în procesele geochimice ce au loc în această scoarță de alterare. După îndepărtarea sârurilor simple din eluviu, H^+ determină înlocuirea bazelor schimbabile din complexul coloidal și dispersarea acestuia. Complexul coloidal nesaturat în baze și dispersat este, după GHEDROIT, nestabil și în prezența apei hidrolizează liberind hidroxizii sau oxizii hidratați ai Al, Fe, Si, care sunt deplasati de apa de infiltratie; în drumul lor întâlnesc mai jos electroliți care provoacă coagularea și deci depunerea lor sub formă de hidrogeluri mixte. Astfel să ar forma, după K. K. GHEDROIT, la oarecare adâncime orizontul eluvial al solului.

După S. P. IARCOV, însă, ionul de H nu poate dispersa coloizii pînă la starea de zol și nu poate descompune spre exemplu caolinitul care, după I. V. VERNADSKI,



nu se poate transforma decât cu participarea substanței organice. Astăzi se consideră că migrarea Si, Fe, Al, Mn și altor elemente are loc în primul rînd sub formă de compuși organo-minerali cu o înaltă dispersiune (la limita cu soluțiile moleculare); acizii fulvici din humusul format în condițiile acestei scoarțe de alterare au un rol important în acest proces (atât în descompunerea directă a mineralelor primare, cât și în migrarea elementelor, protejând dispersiunile coloidale minerale sau organo-minerale).

Pentru a înțelege migrarea compușilor de Fe, Al, și Si în scoarță de alterare este important să cunoaștem condițiile în care aceștia pot migra. Fierul sub forma compușilor ferici nu rămâne în soluție decât într-un mediu puternic acid (la $\text{pH} < 2,3$); la $\text{pH} = 2,3$ precipită hidroxid fieric. Într-un mediu reducător, fierul poate fi întărit în soluție sub formă de compuși ai fierului feros până la $\text{pH} = 5,5$, cind precipită ca hidroxid feros, sau sub formă de carbonat sau bicarbonat feros (dacă soluția conține dizolvat mult CO_2) până la $\text{pH} = 7$, cind precipită sub formă de CO_3Fe .

Aluminiul trece în soluție în mediu acid la un $\text{pH} < 4$, de obicei sub formă de carbonat de aluminiu, dar și în mediu foarte puternic alcalin, la un $\text{pH} > 10-11$ sub formă de aluminat. La un $\text{pH} > 4$, aluminiul începe să precipite ca hidroxid de aluminiu; precipitarea completă se realizează în jur de $\text{pH} = 6,5-7$. Dacă reacția devine mai alcalină precipitatul de aluminiu începe să se dizolve.

Silicea are o mobilitate cu totul redusă în mediu puternic acid; mobilitatea ei crește în intervalul de pH între 5 și 8, devenind apreciabilă în mediu alcalin (cind se formează silicați alcalini). Silicea, aflată adeseori în soluție sub formă coloidală, poate coagula în prezența electrolițiilor sau la o schimbare de pH; din acest precipitat poate rezulta ulterior minerale ca opalul, calcedonia, cuarțul secundar. Alteori silicea depusă poate intra în combinație cu hidroxizii de fier și aluminiu și alte elemente, formându-se astfel alumo- și ferosilicați secundari hidratați (minerale argiloase).

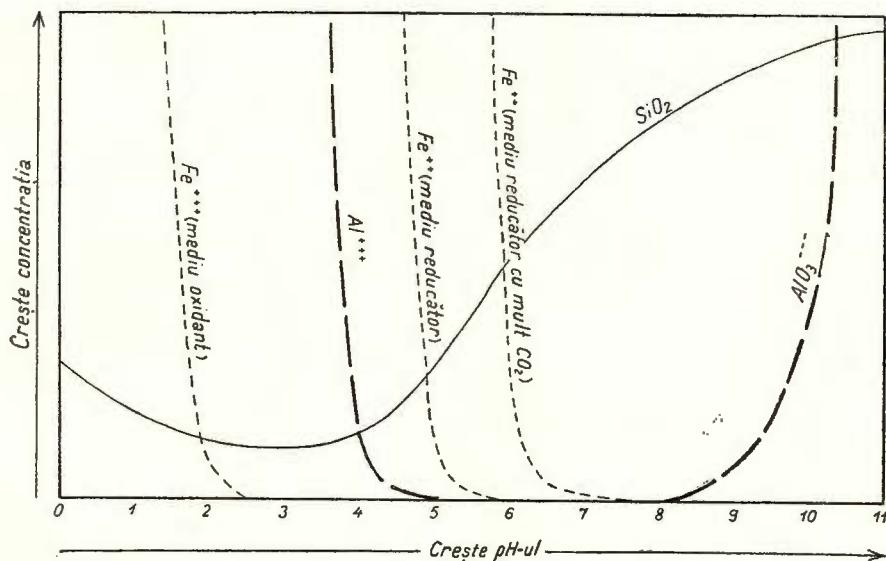
Solubilitatea siliciului, aluminiului și fierului în diferite condiții de pH ale soluției este redată schematic în figura de mai jos.

În urma migrării elementelor în scoarță de alterare a tipului argilo-sialitic are loc o diferențiere a stratului superior îmbogățit rezidual cu SiO_2 sub formă de cuarț (orizontul eluvial), de stratul inferior îmbogățit în Fe_2O_3 și Al_2O_3 , mai ales sub formă de alumo- și ferosilicați (orizontul iluvial al solurilor zonei forestiere).

În condițiile acestei scoarțe de alterare mineralele primare suferă transformări intense calitativ și cantitativ — cu excepția mineralelor inerte (cuarțul) — astfel că în scoarță rezultată ele se întâlnesc în concentrație mică. Din transformarea lor rezultă în primul rînd alumo- și ferosilicați secundari hidratați mai mult sau mai puțin bogăți în baze, în funcție de reacția mediului și roca inițială, precum și oxizi hidratați de fier, aluminiu și siliciu. Ca minerale secundare formate menționăm: hidromică, caolinit (acestea predomină în mediu acid), montmorillonit, beidellit,



nontronit (acestea predomină în mediu neutru sau slab alcalin), sepiolit, halloisit, allofan, apoi limonit, hidrohematit, vivianit, și chiar cuarț secundar. Soluturile corespunzătoare scoarței argillo-siallitice de alterare sunt solurile podzolice, solurile silvestre brune podzolite și solurile silvestre cenușii.



Variația solubilității silicei, aluminiului și ferului în funcție de pH-ul soluției.

Scoarța de alterare argilo-siallitică atinge grosimi mari ce corespund în schema din pl. III primului sector lenticular (primului maxim); orizontul eluvial nu depășește totuși 0,5–1,2 m, dar partea lui superioară, din care au fost îndepărtați chiar și compușii de fier, aluminiu și titan, a ajuns în stadiul acid de alterare.

Tipul zonal carbonato-siallitic de scoarță de alterare este caracteristic zonei de stepă și antestepă, cu climat temperat semiarid-semiumed; este reprezentat prin produse reziduale sau acumulative în care predomină alumosilicații secundari hidratați, îmbogățite în carbonați (în general de Ca și Mg).

Condițiile bioclimatice ale zonei de stepă favorizează o alterare chimică activă, dar nu pot determina spălarea completă, ci numai parțială a produselor solubile rezultate prin alterare și solificare, datorită circulației alternative (ascendente-descendente) a soluțiilor. În consecință, particularitatea geochimică a acestei scoarțe de alterare constă în acumularea Ca și a Mg sub formă de carbonați sau de baze schimbabile; elementele foarte ușor solubile, Cl, Na, K și altele sunt însă complet spălate.

Mineralele primare sănt în mare proporție relativ intens transformate, totuși se mai întâlnesc în scoarța de alterare rezultată. Alături de mineralele alumosilicatice ce iau naștere în condițiile de mediu neutru-slab alcalin al scoarței: montmorillonit, beidellit, sericit, halloosit (uneori caolinit) se formează și minerale specifice — carbonați și sulfati în general — spre exemplu: calcit, dolomit, magnezit, ankerit, gips, sodă.

Solurile zonale corespunzătoare acestei scoarțe de alterare sănt cernoziomurile și solurile castanii de stepă.

Scoarța de alterare carbonato-siallitică va fi cu atât mai reprezentativă cu cât roca inițială va fi mai bogată în baze (Ca, Mg) sau în carbonați și cu cât condițiile climatice vor favoriza numai slaba îndepărțare a bazelor alcalino-pământoase. Carbonatul de calciu depus în scoarța de alterare și ionul de calciu care circulă în scoarță contribuie în mod deosebit la loessificarea rocilor și la schimbarea proprietăților acestora (acoperirea particulelor minerale cu pelicule de CO_3Ca , depunerea sărurilor de calciu, modificarea structurii, culorii și altor proprietăți ale rocii etc.). De altfel, formarea eluvialilor detritice carbonatice și a depozitelor loessoide — care ocupă supafețe mari și au răspândire zonală — este considerată ca o importantă manifestare a procesului de formare a scoarței de alterare carbonato-siallitice.

Tipul zonal halosiallitic sau cloruro-sulfato-siallitic de scoarță de alterare corespunde zonei de pustiu și semipustiu cu climat arid; este reprezentat de obicei prin diferite produse de acumulare (argile, nisipuri) îmbogățite în săruri (cloruri, sulfati, carbonați) pe o grosime apreciabilă și adeseori silicificate.

Condițiile climatice specifice acestei zone (temperatura ridicată, insolație puternică, oscilații mari de temperatură, umiditate insuficientă) nu permit o intensă alterare chimică, dar favorizează procesele fizice de alterare (dezagregarea termică). Circulația predominant ascendentă a soluțiilor nu permite spălarea sărurilor solubile formate, ci dimpotrivă determină acumularea lor, în primul rînd a clorurilor și sulfatilor de natriu, magneziu și mai puțin de calciu. Procesul de acumulare a sărurilor specific acestei zone se reflectă în întreg landșaftul, adică nu numai în sol (care adeseori are o crustă albă de săruri la suprafață) și subsol, ci și în vegetație, ape freatici, ape de suprafață, depozite lacustre etc. Silicea, datorită reacției alcaline a mediului, este relativ mobilă; uneori se acumulează local, provocînd silicifierea substratului mineral.

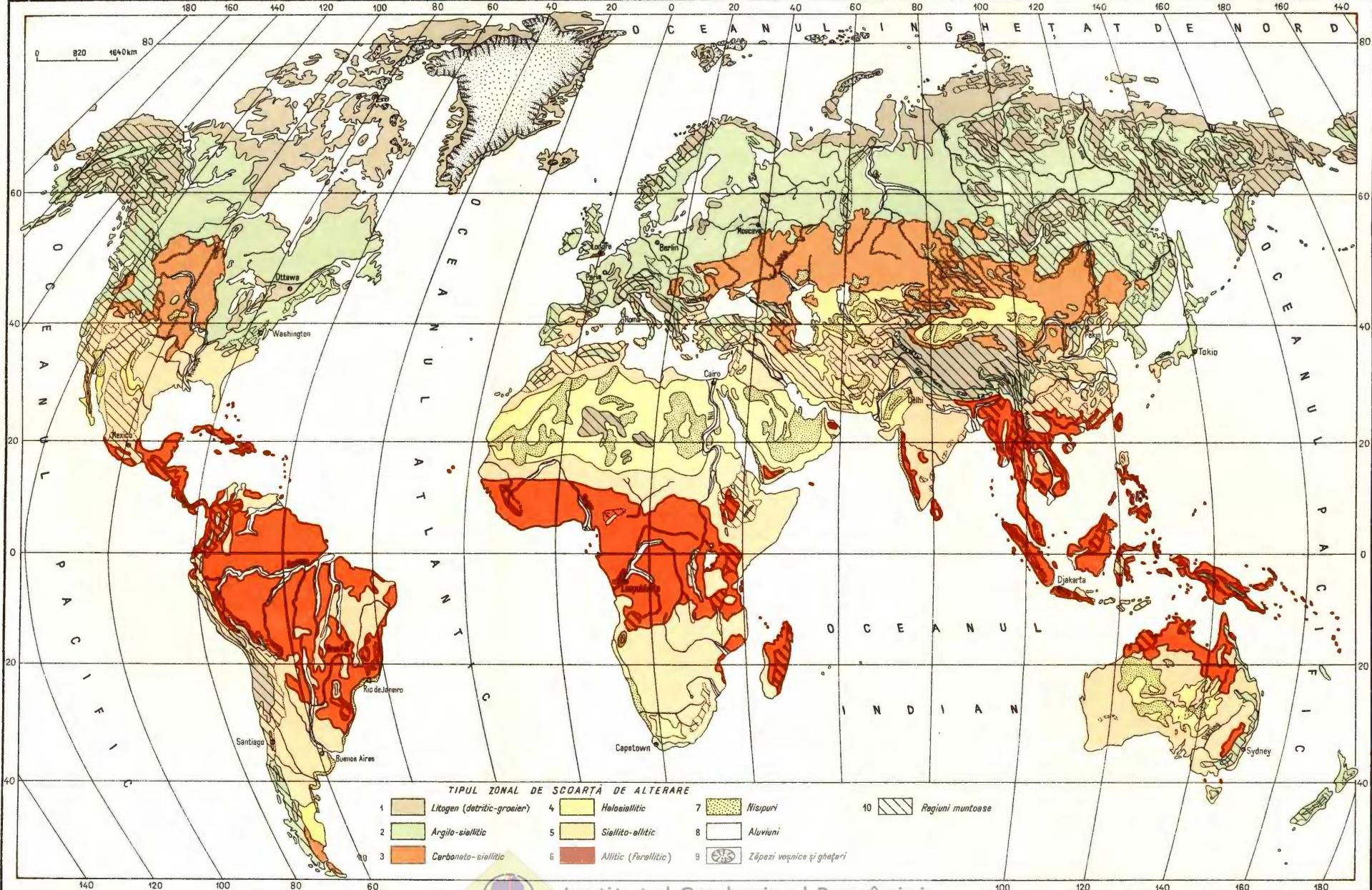
Dezagregarea termică este un proces caracteristic, bine exprimat în această zonă, care duce la aşa numita descuamare a rocilor; dezagregarea rocilor este intensificată și prin cristalizarea sărurilor ușor solubile rezultate, deoarece cristalele formate presează pe pereții crăpăturilor. Vînturile care bat intens în pustiuri au un rol important în dezagregarea rocilor, deoarece îndepărtează fragmentele mici de rocă rezultate prin dezagregare, scoșind astfel la zi roca-mamă ce va fi mai departe supusă dezagregării. De aceea, adeseori în pustiuri se observă cîmpuri largi cu stînci, lipsite



TIPURILE ZONALE DE SCOARTĂ DE ALTERARE

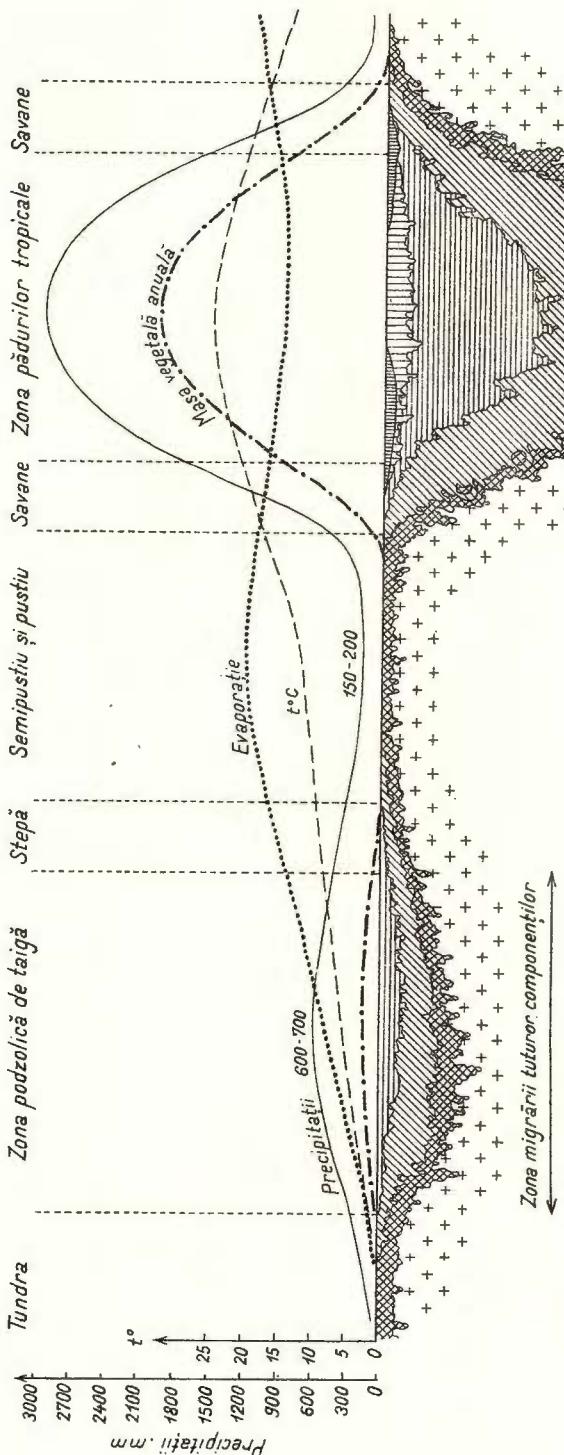
(după datele hărții solurilor lumii întocmită sub redacția lui I.P. Gherasimov, 1956)

VIANOVICI, N. FLOREA : Tipurile de scoartă de alterare și răspândirea lor pe teritoriul R.P.R.



SCHÈMA FORMĂRII SCOARȚEI DE ALTERARE PE SUPRAFETE TECTONIC INACTIVE

(după N.M. Strahov)



- | | | |
|---|--|--|
| 1 | | Rocă proaspătă |
| 2 | | Zonă dezgregată puțin transformată chimic |
| 3 | | Zonă bejdellit - montmorillonit-hidromoxic |
| 4 | | Zonă caolinitului |
| 5 | | Okizi de fier și de aluminiu |
| 6 | | Crustă de $Fe_2O_3 \cdot Al_2O_3$ |

COMITETUL GEOLOGIC: Studii Tehnice si Economice seria C Nr. 11

de material fin, acumulări de nisipuri, martori din rocile compacte cu forme uneori ciudate și cu suprafețe scobite, etc.

În scoarța de alterare halosiallitică, mineralele primare sunt relativ puțin transformate și în proporție mică, astfel că mineralele rocii inițiale pot fi întâlnite în mare măsură în scoarța de alterare formată. Ca minerale secundare specifice se pot forma: halit, salpetru, sodă, anhidrit, mirabilit, tenardit, gips; alături de acestea se formează și calcit, apoi montmorillonit și sericit (datorită mediului alcalin), precum și cuarț secundar.

Solurile zonale corespunzătoare sunt solurile brune de semipustiu și seroziomurile, de obicei salinizate.

Ca urmare a atenuării intensității alterării chimice în zonele de stepă și pustiu, scoarța de alterare rămîne în stadiul alcalin, iar grosimea ei se reduce apreciabil (pl. III).

Tipul zonal siallito-allitic (feritic) de scoarță de alterare caracterizează regiunile tropicale și subtropicale cu climat cald și cu perioadă uscată; această scoarță de alterare prezintă o îmbogățire în oxizi de aluminiu și de fier, alături de alumosilicații secundari hidratați, iar uneori chiar și o îmbogățire în carbonați de calciu și magneziu.

Condițiile climatice ale zonei determină, în primul rînd datorită temperaturilor ridicate, o puternică alterare chimică care duce la o transformare înaintată a mineralelor primare, astfel că acestea se vor întâlni numai în concentrații mici în scoarță formată. Circulația descendantă a soluțiilor determină în majoritatea cazurilor îndepărțarea în mare măsură a Ca, Mg, Na, K și SiO_2 ; numai în partea mai uscată a zonei rămîn încă în scoarță carbonații alcalino-pămîntoși. Se constată, ca urmare a îndepărțării bazelor și în parte a silicei, acumularea oxizilor de fier și aluminiu; evident se formează și alumo- și ferosilicați secundari hidratați în proporție însemnată. În unele condiții oxizii de fier pot migra spre suprafață în perioada uscată a anului, unde se acumulează formînd aşa numitele «cuirase» de oxizi de fier (strate compactizate cu Fe_2O_3).

Ca minerale secundare caracteristice acestei scoarțe menționăm: montmorillonit, nontronit, diaspor, boemit, gibbsit, hidrohematit, goetit, psilomelan, piroluzita și uneori calcit, dolomit, magnezit.

Solurile caracteristice acestei scoarțe de alterare sunt solurile brune roșii de savane aride, solurile maron de păduri xerofile și tufărișuri, soluri roșii și galbene subtropicale.

Tipul zonal allitic (sau ferallitic) de scoarță de alterare este specific regiunilor vaste ale globului cu climat tropical și subtropical umed; este reprezentat prin produse de alterare foarte puternic îmbogățite în oxizi de aluminiu și fier.

Datorită temperaturilor ridicate și precipitațiilor bogate tot timpul anului are loc în această zonă o alterare chimică intensă și pe grosime mare, care duce la aproape totală și intensă alterare a mineralelor primare ce nu mai pot fi regăsite în scoarță de alterare rezultată decât ca urme (cu excepția cuartului). Substanța organică ajunsă în sol este de asemenea supusă unei descompuneri biologice intense. Mecanismul descompunerii intense a silicațiilor inițiali nu este încă bine lămurit; nu s-a clarificat încă rolul acizilor (azotic, sulfuric) sau al alcaliilor (ori al OH⁻) în soluție, rolul acidului carbonic și al substanțelor organice liberate prin transformarea resturilor vegetale ale pădurii tropicale, rolul bazelor rezultate de asemenea la descompunerea resturilor vegetale. Bazele și silicea rezultate la alterare sunt supuse unei intense spălări: în schimb, oxizii de fier, aluminiu, mangan precipită, acumulându-se în partea superioară a scoarței.

Ca minerale secundare ce iau naștere în scoarță de alterare allitică menționăm: diaspor, boemit, gibsit, psilomelan, hidrohematit, götit, piroluzită, apoi caolinit, halloisit, ferihalloisit.

Solurile tipice corespunzătoare scoarței de alterare allitice sunt lateritele, solurile ateritice și solurile roșii de savane.

Scoarța de alterare din zona tropicală se îngroașă mult, pînă la cca 100 m; corespunde celui de-al doilea maxim (pl. III) de dezvoltare a scoarței de alterare a uscatului mult mai accentuat decât primul. În cuprinsul scoarței de alterare allitică se observă o zonare clară pe verticală. În partea inferioară se află orizontul rocii aproape neafectate de alterare, dar adeseori dezaggregate în fragmente grosiere. Urmează orizontul de alterare în care silicații primari trec prin alterare în hidroclorit și hidromice (cazul rocilor de tipul granitului) sau montmorillonit și beidellit (în general în cazul bazaltelor, gabbroului, etc.); uneori se formează și opal și carbonați. Acest orizont păstrează în general trăsăturile texturale ale rocii inițiale. Deasupra se trece la orizontul pestriț, cu caolinit (în cazul granitului) sau montmorillonitbeidellit (în cazul bazaltului), caracterizat prin dispariția trăsăturilor texturale ale rocii; coloritul neuniform se datorează redistribuirii oxizilor hidratați de fier însorită de formarea unor acumulații locale. Însfîrșit, la suprafață se întâlnește orizontul de acumulare a oxizilor de fier, aluminiu și titan, de obicei poros sau granular (clar dezvoltat în condițiile tropicale și subtropicale umede).

Scoarța de alterare de pe teritoriul R. P. Romîne

În harta anexată (pl. IV) sunt prezentate principalele tipuri de scoarță de alterare de pe teritoriul R. P. Romîne; ea a fost întocmită pe baza cunoștințelor pedologice actuale, astfel că are un caracter schematic.



Scoarță de alterare reziduală are o răspândire relativ mare pe teritoriul R. P. Române, ocupînd aproape toată regiunea muntoasă a țării. Principalele tipuri de scoarță de alterare reziduală separate pe teritoriul R. P. Române sunt:

Tipul litogen sau detritic grosier, caracterizat prin predominarea fragmentelor de rocă și de minerale primare provenite din rocă, este răspîndit în primul rînd în zona golorilor alpine pe piscurile cele mai înalte ale munților, pe diferite roci eruptive, cristaline sau sedimentare consolidate, de exemplu: granite, dacite, riolite, etc. în munții Apuseni, andezite în munții Călimani, șisturi cristaline epizonale (șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuartitice, filite, etc.) mai mult în Carpații orientali și mai puțin în Carpații meridionali, șisturi cristaline mesozonale și catazona (mica-șisturi, gnaisse, etc.) predominante în Carpații meridionali, conglomerate în munții Bucegi, Ciucăș, Ceahlău, etc.; apare, de asemenea, în toată zona muntoasă pe roci foarte variate, sub forma unor iviri locale, în special pe partea superioară a pantelor mai accentuate, supuse unei eroziuni continuî.

Tipul carbonato-litogen pe calcar. Tipul carbonato-litogen de scoarță de alterare în forma lui tipică nu a fost semnalat pe teritoriul R. P. Române. Rocile compacte din zona de stepă a Dobrogei, în primul rînd șisturile verzi, șisturile filitice, granitete, deși se alterează în condiții climatice de uscăciune, nu dă scoarță de alterare cu acumulare de carbonați. În schimb, calcarele și gresiile calcaroase, atât în condiții climatice de uscăciune cât și de umiditate, dă la alterare în primele stadii o scoarță litogenă în care este prezent și carbonatul de calciu, provenit ca atare din roca inițială, nu prin alterare; această scoarță de alterare, separată ca un tip aparte denumit carbonato-litogen pe calcare, este răspîndită sub formă de mici areale în Dobrogea, în munții Apuseni, în flancul sudic al Carpaților meridionali și în Carpații orientali.

Tipul sialitic, caracterizat prin formarea și acumularea de minerale argiloase sau chiar de oxizi hidratați ai Si, Fe, Al, alături de fragmentele de rocă și de minerale primare, are o largă răspândire în regiunea muntoasă, ocupînd întreaga zonă forestieră montană. S-a format pe roci foarte variate: granite și granodiorite larg răspîndite în Carpații meridionali și munții Apuseni, cât și în măsură mai mică în munții Dobrogei; riolite și dacite (munții Apuseni), porfire (Dobrogea), andezite (și local bazalt) foarte răspîndite în lanțul vulcanic Harghita-Călimani—Gutăi, sienite alcaline (Carpații orientali), diabaze (munții Drobei, munții Dobrogei), apoi diferite roci cristaline epizonale (predominant în zona cristalino-mesozoică a Carpaților orientali, în munții Apuseni, în munții Dobrogei) sau cristaline meso-catazona (predominant în Carpații meridionali și în munții Apuseni), precum și șisturi verzi (Dobrogea centrală) și diferite roci sedimentare consolidate, de exemplu conglomerate, gresii, șisturi argilo-marnoase etc.



Tipul siallito-feritic (sau scoarța roșie de alterare) are o răspîndire redusă pe teritoriul R. P. Române, apariția lui nefiind legată de condițiile bioclimatice zonale actuale, ci de unele condiții bioclimatice din trecut sau unele condiții locale actuale. Acest tip de scoarță de alterare rezultă în R. P. Română fie din alterarea unor calcare, prin a căror dizolvare se acumulează rezidual o argilă bogată în oxizi de fier (în special în munții din vestul țării și în Dobrogea sudică), fie prin alterarea unor roci primare (eruptive) bogate în minerale melanocrate (mai ales în munții din nord-vestul țării). Se cunosc de asemenea vechi cruste roșii de alterare (argile roșii, terra rossa), mai ales în munții Apuseni și în regiunea Huedin – Cluj, formate în alte condiții climatice, mai calde și mai umede decât în prezent.

Scoarța de alterare acumulativă este răspîndită pe cea mai mare parte a cîmpiilor, podișurilor și dealurilor R. P. Române. Principalele tipuri de scoarță de alterare acumulativă separate pe teritoriul R. P. Române (pl. IV) sint:

Tipul argilo-siallitic, reprezentat prin depozite de diferite origini și alcătuiri granulometrice (argile, luturi, nisipuri), în care se găsesc minerale argiloase alături de minerale primare mai rezistente la alterare (în special cuarț, apoi feldspat), ocupă suprafețe foarte mari ce corespund în general cu zona forestieră. În funcție de intensitatea de neoformare a mineralelor argiloase în scoarța de alterare au fost separate două subîmpărțiri în cadrul acestui tip: *c u a r g i l i z a r e s l a b ă - m o d e r a t ă*, ce corespunde părții estice a arealului acestui tip, aflat sub condiții climatice subboreale – est-europene; *c u a r g i l i z a r e m o d e r a t ă - i n t e n s ă*, ce corespunde părții vestice și sud-vestice a arealului, situate în condiții climatice temperate – centraleuropene. Scoarța de alterare de acest tip nu prezintă în general carbonați în masa minerală nici la adâncime, cu excepția celei formate pe rocile carbonatice.

În cuprinsul arealului vast ocupat de scoarța de alterare argilo-siallitică apar unele diferențieri în legătură cu natura mineralelor argiloase, cationii adsorbiți de mineralele argiloase, separarea de SiO_2 în partea superioară a scoarței, etc., care nu au putut fi prinse în harta schematică alăturată.

Tipul carbonato-siallitic, reprezentat prin diferite depozite (în primul rînd loessuri, depozite loessoide, nisipuri loessice) ce conțin cantități variabile de minerale argiloase și carbonați, este răspîndit în R. P. Română în regiunea de stepă și anume în Dobrogea, în sudul și estul Munteniei, în sudul Moldovei și în vestul Banatului.

Ca o subîmpărțire aparte a acestui tip a fost separată scoarța de alterare carbonato-siallitică cu argilizare intensă și feritizare slabă în partea superioară a scoarței, în care, ca urmare a influențelor climatice mediteraneeene, are loc o neoformare mai intensă de argilă de tipul



TIPURI PRINCIPALE DE SCOARTĂ DE ALTERARE

(După datele hărții solurilor R.P.R.)

SCARA 1:2.500.000

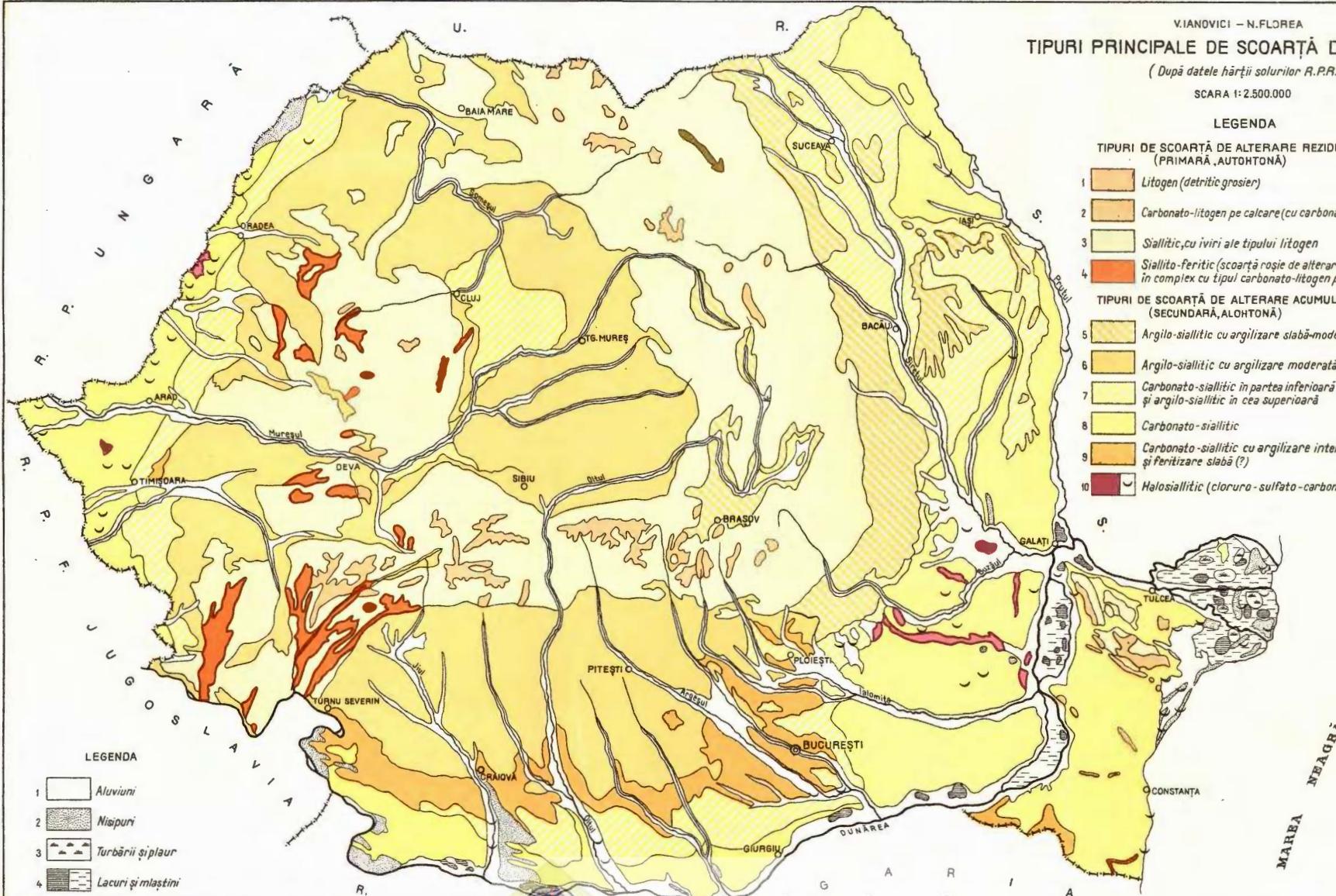
LEGENDA

TIPURI DE SCOARTĂ DE ALTERARE REZIDUALĂ
(PRIMARĂ, AUTOHTONĂ)

- 1 Litogen (detritic grosier)
- 2 Carbonato-litogen pe calcare (cu carbonați reziduali)
- 3 Sialitic, cu iviri ale tipului litogen
- 4 Sialito-fericit (scoartă roșie de alterare pe calcare) în complex cu tipul carbonato-litogen pe calcare

TIPURI DE SCOARTĂ DE ALTERARE ACUMULATIVĂ
(SECUNDARĂ, ALOHTONĂ)

- 5 Argilo-sialitic cu argilizare slabă-moderată
- 6 Argilo-sialitic cu argilizare moderată-intensă
- 7 Carbonato-sialitic în partea inferioară și argilo-sialitic în cea superioară
- 8 Carbonato-sialitic
- 9 Carbonato-sialitic cu argilizare intensă și feritizare slabă (?)
- 10 Halosialitic (clorură - sulfat - carbonato - sialitic)



ferimontmorillonitului (nontronitului) și chiar o formare de oxizi de fier hidrați. Această scoarță de alterare se întâlnește în sud-vestul Dobrogei, în zona cu păduri xerotermă și șibleacuri, și în Muntenia, Oltenia și Banat, în zona cu soluri brun-roșcate de pădure.

Ca o situație de tranziție între tipurile de scoarță de alterare argilo-siallitic și carbonato-siallitic a fost separată scoarță de alterare carbonato-siallitică în partea inferioară și argilo-siallitică în cea superioară, răspândită în special în zona de antestepă sau silvostepă.

Tipul halosiallitic, caracterizat prin depozite diferite îmbogățite în săruri solubile, ocupă suprafețe izolate reduse în cuprinsul arealelor ce corespund diferitelor scoarțe de alterare carbonato-siallitice. Apariția acestui tip este determinată de realizarea în anumite situații locale a unor condiții prielnice acumulării sărurilor în sedimente, soluri și ape freatiche.

Au fost separate de asemenea pe hartă, avînd caractere cu totul deosebite, următoarele formațiuni de suprafață: aluviuurile, nisipurile mobile sau semimobile, ivirile de roci sedimentare salinizate și de turbe.

BIBLIOGRAFIE

1. ALEKSANDROVA L. N., ANTIPOV-KARATAEV I. N., GARCUŞA I. F., GORŞENIN K. P., SOBOLEV S. S. *Pocivovedenie (Pedologie)*, Moscova, Selhohzhiz, 1958.
2. CERNESCU N. C. Contribuții la cunoașterea chimismului genetic al solurilor zonale cu orizont de acumulare a argilei. I. Solul brun-roșcat de pădure. *Bul. Fac. Agronomie*, 2, 1945.
3. FLOREA N. Noua hartă de soluri a R.P.R. și resursele funciare ale țării. *Natura*, 3, 1959.
4. GHEORGHIU C. Alterarea rocilor și consecințele acesteia (partea I și II). *Natura*, anul X, 3 și 6, 1958.
5. GHERASIMOV I. P. Rabotî acad. L. I. Prasolova po sostavleniui mirovoi pocivenoi Karti. *Priroda*, 10, 1956.
6. GHERASIMOV I. P. și GLAZOVSKAIA M. A. Kurs pocivovedeniia (Curs de pedologie) Partea I, Moscova, 1956 (litografiat).
7. IANOVICI V. și FLOREA N. Considération sur l'accumulation des sels solubles dans les plaines quaternaires de la Roumanie. Comunicare prezentată la congresul de geologie a Cuaternarului de la Madrid 1957.
8. KOVDA V. A. La géochimie des déserts de l'U.R.S.S. *Communication au V-e Congrès international de la Science du Sol. Ed. de l'Ac. de Science de l'U.R.S.S.*, Moscova 1954.
9. LUKAȘEV K. I. Osnovî litologhii i gheohimii korî vivetrivaniia (Bazele litologiei și geoхimiei scoarței de alterare), Minsk 1958.
10. PAPIU VICTOR CORVIN. Petrografia rocilor sedimentare. *Edit. științifică*, București 1960.
11. PERELMAN A. I. Ocerki gheohimii landsafta. *Geografhiz*, Moscova 1955.
12. POLÎNOV B. B. The cycles of Weathering, London 1937.
13. POPOVĂȚ MIRCEA. Dégradation des sols de steppe. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București 1937.
14. RODE A. A. *Pocivovedenie (Pedologie)*, Moscova—Leningrad, Goslesbumizdat 1955.



15. STRAHOV N. M. Osnovî teorii litogheneza (Bazele teoriei litogenezei). Moscova 1960. *Edit. Acad. științe U.R.S.S.*
16. — Pocivî Bolgarii (Solurile Bulgariei), *Lzd. Akademii Nauk S.S.R.*, Moscova 1959.
17. — Monografia geografică a R.P.R., I Ed. Academiei R.P.R. 1960.

ТИПЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КОРЫ И ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ РНР

В. ЯНОВИЧ, Н. ФЛОРЯ

(Краткое содержание)

Породы верхней части литосферы подвергаются усиленному преобразованию с химической, физической и минералогической точек зрения, под воздействием внешних геологических агентов и живых организмов. Выработанные продукты в этом сложном процессе выветривания (таблица № 1), аккумулируются на поверхности литосферы, образуя кору выветривания.

В зависимости от климатических условий, процесс выветривания может принять два главных направления развития: сиаллитацию, характерную для умеренных климатических условий (таблицы 2, 3, 4, 5) и аллитацию — специфическую областям с теплым и влажным климатом (таблицы 6 и 7).

В условиях климата арктики с преобладанием ясного физического выветривания, этот процесс имеет особенный характер, называемый литотоном.

Различные участки коры выветривания на поверхности суши отличаются между собой условиями образования и химическим и минералогическим составами. Могут быть обособлены таким образом: остаточная кора выветривания, первичная или автохтонная с литогенными типами (или грубообломочная), карбонатнолитогеная (или карбонатнообломочная); сиаллитная и аллитная; аккумулятивная кора выветривания, вторичная или аллохтонная с сиаллитными типами (глинисто-сиаллитными), карбонатно-сиаллитными и гало-сиаллитными.

Распространение главных типов коры выветривания на поверхности суши имеет зональный характер, установленный самой общей зональностью природы. Главные зональные типы коры выветривания, выявленные на земном шару следующие: литогенные, глинисто-сиаллитные, карбонатно-сиаллитные, гало-сиаллитные, сиаллито-аллитные и аллитовые типы.



Особенности этих зональных типов коры выветривания указаны последовательно на таблице 10, а их распространение на земном шаре — на прилагаемой карте.

Распространение главных типов коры выветривания на территории РНР указано на рис. 5.

Остаточная кора выветривания имеет относительно большое распространение на территории РНР, занимая почти всю гористую область страны. Были выделены следующие типы остаточной коры выветривания:

Литогенный тип или грубообломочный — обособляется преобладанием фрагментов пород и первичных минералов, произошедших из породы. Он распространен, в первую очередь в зоне альпийских пустот, на самых значительных вершинах гор, на различных эруптивных, кристаллических или осадочных консолидированных породах, как, например, гранитах, дакитах, риолитах и т.д. в Горах Апусень, на андезитах — в гор. Кэлиман, на кристаллических эпизональных сланцах — в Южных Карпатах, на кристаллических мезозональных и катазональных сланцах, преобладающих в Южных Карпатах, на конгломератах — горах Бучедж, Чукаш, Чахлэу и т.д.; этот тип выявлен, так же и в остальной гористой зоне на самых различных породах, под видом некоторых местных выходов на дневную поверхность, в особенности, в верхней части более сильных уклонов, подверженных постоянному выветриванию.

Карбонатно-литогенный тип эрудированной коры, под его типичным видом, не был выявлен на территории РНР. Плотные породы степной зоны Добруджи (зеленые сланцы, филлитовые сланцы, граниты и т.д.), хотя и подвержены выветриванию в условиях сухого климата не выявляют кору выветривания карбонатов. Взамен известняки и известковистые песчаники, выявляют литогенную кору выветривания в первой стадии эрозии при наличии углекислого кальция, произошедшего из первоначальной породы, следовательно, без участия эрозионного процесса. Эти породы были выделены как особенный тип, названный карбонатно-литогенным, на известняках; они распространены под видом маленьких ареалов в Добрудже, в Гор. Апусень, на южном склоне Карпацилор Меридиональ и в Вост. Карпатах.

Сиалитный тип охарактеризован образованием и накоплением глинистых минералов или даже гидроокиси Si, Fe, Al одновременно с фрагментами породы и первичных минералов. Этот тип имеет распространение в горной области, занимая всю лесную горную зону. Он образовался на очень разнообразных породах: гранитах, гранодиоритах, широко распространенных в Южных Карпатах, в Горах Апусень, а, также, в меньшей мере в горах



Добруджи; риолитах и дацитах (Гор. Апусень), порфириатах (Добрудже), андезитах (и местами базальтах), очень распространенных в вулканической цепи Харгита—Кэлиман—Гутый; щелочных сиенитах (Вост. Карпаты); диабазах (Гор. Дроча, Гор. Добруджи), затем на различных кристаллических эпизональных породах (предпочтительно в кристаллическо-мезозойной зоне Вост. Карпат в Гор. Апусень, в Гор. Добруджи) или в мезо-катаизональной кристаллической зоне (преимущественно в Южных Карпатах и в Гор. Апусень), а также на зеленых сланцах (Центральная Добруджа) и на различных осадочных консолидированных породах, как, например, конгломератах, песчаниках, глинисто-мергелистых сланцах.

С и ал л и т о - ж е л е з и с т ы й т и п (или красная кора в ю в е т р и в а н и я) имеет пониженное распространение на территории РНР, его выявление не будучи связано с биоклиматическими зональными современными зонами, но с некоторыми биоклиматическими прошлыми условиями и некоторыми местными современными условиями.

Этот тип коры выветривания выявлен в РНР, или как результат выветривания некоторых известняков, растворением которых, накапливается, остаточно, глина, богатая окислами железа (в особенности в западных горах страны и в Южн. Добрудже), или через выветривания некоторых первичных (эруптивных) горных пород, богатых в меланократовых минералах (в особенности в северо-западных горах страны). Известны также, древние красные корки выветривания (красные глины, «терраrossа»), в особенности в Гор. Апусень и в области Гуедин—Клуж, сформировавшиеся в других климатических условиях, более теплых и более влажных, нежели условия настоящего времени.

А к к у м у л я т и в н а я к о р а в ю в е т р и в а н и я, распространена в самой большой части, равнин, плоскогорий и холмов РНР. Были выделены также несколько типов:

Г л и н и с т о - с и ал л и т н ы й т и п, представлен отложениями различных происхождений и гранулометрических составов (глины, суглинки, пески), в которых находятся глинистые минералы наряду с первичными минералами более устойчивыми выветриванию (в особенности кварц, а затем полевой шпат). Они занимают очень большие площади, в общем, соответствующие лесной зоне. Из этой категории были выделены два подразделения: со слабо-умеренной аргиллизацией и с умеренно-усиленной аргиллизацией.

К а р б о н а т н о - с и ал л и т н ы й т и п — представлен различными отложениями (в первую очередь лёссов, лёссывидных отложений, лессовидных песков), содержащих разнообразное количество глинистых минералов и карбонатов. Он распространен в РНР в области степи, а именно,



в Добрудже, на Юге и Востоке Мунтении, на Юге Молдавии и на Западе Баната. В переходном положении была выделена карбонатно-сиаллитная кора выветривания в нижней части и аргиллито-сиаллитная — в верхней части, а также, карбонатно-сиаллитная кора выветривания с усиленной аргиллизацией и слабым ожелезнением.

Гало-сиаллитный тип—представлен различными отложениями, обогащенными растворимыми солями. Он занимает незначительные изолированные площади с ареалом распространения, соответствующим различной карбонатно-сиаллитной коре выветривания. Выявление этого типа, объясняется выработкой некоторых благоприятных условий, при особых местных положениях, для аккумулирования солей в отложениях почв и грунтовых вод.

На карте указаны, также, и следующие поверхностные формации (которые имеют совершенно своеобразную характеристику): аллювий, подвижные или полузакрепленные пески, выходы на дневную поверхность осадочных солесодержащих пород и торфов.

DIVERS TYPES DE CROÛTES D'ALTÉRATION ET LEUR DISTRIBUTION SUR LE TERRITOIRE DE LA ROUMANIE

PAR

V. IANOVICI, N. FLOREA

(Résumé)

Les roches de la partie superficielle de l'écorce terrestre subissent des transformations intenses du point de vue physique, chimique et minéralogique, sous l'action des agents géologiques externes et des organismes vivants. Les produits résultés de ce processus complexe d'altération (tabl. 1) s'accumulent à la surface de la lithosphère, constituant la croûte d'altération.

En fonction des conditions climatiques, le processus d'altération peut prendre deux directions principales de développement: la siallitisation, caractéristique des conditions du climat tempéré (tabl. 2, 3, 4, 5) et l'allitisation spécifique pour les régions à climat chaud et humide (tabl. 6 et 7). Dans les conditions du climat arctique, où prédomine nettement l'altération physique, ce processus accuse un caractère dénommé lithogène.

Les divers types de croûtes d'altération superficielle se distinguent par les conditions et le lieu de formation, ainsi que par leur composition chimique et minéralogique. On peut séparer les types suivants: croûte d'altération résiduelle, primaire



ou autochtone avec les types: lithogène (ou détritique grossier), carbonato-lithogène (ou carbonato-détritique), siallitique et allitique; croûte d'altération accumulative, secondaire ou allochtone, avec les types: siallitique (argilo-siallitique), carbonato-siallitique et halosiallitique.

La répartition des principaux types de croûtes d'altération superficielle accuse un caractère zonal, déterminé par la zonalité générale même. Les principaux types zonaux de croûte d'altération rencontrés sur le globe sont les suivants: type lithogène, type argilo-siallitique, type carbonato-siallitique, type halosiallitique, type siallito-allitique et type allitique. Les caractères de ces types zonaux de croûte d'altération sont représentés sommairement dans le tableau 10, et leur répartition sur le globe est figurée sur la carte annexe. (pl. III)

La distribution des principaux types de croûte d'altération sur le territoire de la Roumanie est donnée dans la planche IV.

La croûte d'altération résiduelle a une extension relativement grande sur le territoire de la Roumanie, en occupant presque toute la région des montagnes. Ont été distingués plusieurs types de croûte d'altération résiduelle, à savoir:

Le type lithogène ou détritique-grossier est caractérisé par la prédominance des fragments de roche et de minéraux primaires provenant de la roche. Il est répandu principalement dans la zone alpine, sur les cimes les plus hautes des montagnes, sur différentes roches éruptives, cristallophylliennes ou sédimentaires consolidées, telles: les granites, les dacites, les rhyolites des Monts Apuseni, les andésites des Monts Călimani, les schistes cristallins d'épizone des Carpates orientales et moins des Carpates méridionales, les schistes cristallins de méso- et de catazone prédominants dans les Carpates meridionales, les conglo-mérats des Monts Bucegi, Ciucas, Ceahlău etc.; ce type apparaît également dans le reste de la zone des montagnes, sur des roches très variées, sous la forme d'apparitions locales, surtout à la partie supérieure des pentes plus abruptes, soumises à une érosion continue.

Le type carbonato-lithogène de croûte d'altération n'a pas été signalé en Roumanie. Dans la zone de steppe de Dobrogea, les roches compactes (schistes verts, schistes phylliteux, granites etc.), quoique s'altérant sous des conditions de climat aride, ne donnent pas une croûte d'altération à accumulation de carbonates. Au contraire, les calcaires et les grès calcaires, pendant les premiers stades d'altération, donnent une croûte d'altération lithogène dans laquelle est compris également le carbonate de chaux, provenant comme tel de la roche initiale, et par conséquent sans l'intervention d'un processus d'altération. Ce type d'altération constitue un type à part, dénommé «carbonato-lithogène sur calcaires»; il occupe des aires restreintes en Dobrogea, dans les Monts Apuseni, sur le flanc S des Carpates méridionales et dans les Carpates orientales.



Le type siallitique est caractérisé par la formation et l'accumulation de minéraux argileux ou même d'oxydes hydratés de Si, Fe, Al en dehors des fragments de roche et de minéraux primaires. Il est très fréquent dans la région des montagnes, occupant toute la zone boisée montagneuse. Il s'est formé sur des roches très variées; granites et granodiorites, largement répandues dans les Carpates méridionales, les Monts Apuseni et moins dans les Monts de Dobrogea; rhyolites et dacites (monts Apuseni), porphyres (Dobrogea), andésites (localement, des basaltes) très fréquentes dans la chaîne volcanique Hărghita—Călimani—Gutăi, syénites alcalines (Carpates orientales), diabases (monts Drocea, monts de Dobrogea) et différentes roches cristallines d'épizone (particulièrement dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates orientales, les monts Apuseni, les monts de Dobrogea) ou cristallines de méso- et de catazone (principalement dans les Carpates méridionales et dans les monts Apuseni), ainsi que sur des schistes verts (Dobrogea centrale) et différentes roches sédimentaires consolidées, par exemple des conglomérats, des grès, des schistes argilo-marneux.

Le type siallito-ferritique (croûte rouge d'altération) est peu répandu en Roumanie, son apparition ne se rattachant pas au bioclimat actuel, mais à des conditions bioclimatiques du passé ou à certaines conditions locales actuelles. En Roumanie ce type de croûte d'altération résulte soit de l'altération de certains calcaires qui donnent par dissolution une accumulation résiduelle d'argile riche en oxydes de fer (surtout dans les monts de la partie W du pays et en Dobrogea méridionale), soit de l'altération des roches primaires (éruptives) riches en minéraux mélanocrates (surtout dans les monts du NW du pays). D'anciennes croûtes rouges d'altération (argiles rouges « terra rossa ») apparaissent surtout dans les monts Apuseni et dans la région de Huedin—Cluj, formées dans les conditions d'un climat plus chaud et plus humide que celui actuel.

La croûte d'altération accumulative revêt la majeure partie des plaines, des plateaux et des collines de Roumanie. Nous avons séparé les types suivants:

Le type argilo-siallitique représenté par des dépôts de différentes origines et compositions granulométriques (argiles, limons, sables), renfermant des minéraux argileux et des minéraux primaires plus résistants à l'altération (essentiellement le quartz, suivi du feldspath). Il occupe de vastes étendues lesquelles, en général, correspondent à la zone boisée. Ce type comprend deux sub-divisions: à argilisation faible-modérée et à argilisation modérée-intense.

Le type carbonato-siallitique est représenté par différents dépôts (loess, dépôts loessoïdes, sables loessiques) qui contiennent des quantités variables de minéraux argileux et de carbonates. En Roumanie on le rencontre dans la région de steppe de la Dobrogea, dans le sud et l'est de la Munténie, dans le sud de la Moldavie et dans l'ouest du Banat.

Dans la zone à forêts xérothermes de Dobrogea et dans celle à sols brun-rougeâtre de forêt de Munténie, Olténie et Banat on a séparé une subdivision de ce type: une croûte d'altération carbonato-siallitique avec argilisation intense et ferritisation faible, comme suite des influences climatiques méditerranéennes. De même, dans la zone d'antesteppe ou de sylvosteppe on a séparé un type de transition carbonato-siallitique à la partie inférieure et argilo-siallitique à la partie supérieure de la croûte d'altération.

Le type halosiallitique est représenté par différents dépôts, enrichis en sels solubles. Il occupe des surfaces isolées dans le cadre des aires qui correspondent aux différents croûtes d'altération carbonato-siallitique. La formation de ce type est déterminée par la réalisation locale de certaines conditions favorables à l'accumulation des sels dans les sédiments, les sols et les eaux phréatiques.

Sur la carte sont figurées seulement d'autres formations de surface (accusant des caractères tout à fait spécifiques) telles: alluvions, sables meubles ou semi-meubles, apparitions de roches sédimentaires salinisées et tourbes.

WEATHERING CRUST TYPES AND THEIR DISTRIBUTION IN RUMANIA

BY

V. IANOVICI, N. FLOREA

(Abstract)

The rocks within the shallow part of the earth's crust are subject to intense, physical, chemical and mineralogical changes under the influence of external, geological agents and of living organisms. The products derived from this complex weathering process (tab. 1) accumulate on the lithosphere surface forming the weathering crust.

Depending on climate conditions, the weathering process may take two principal directions in their development: siallisation, characteristic for temperate climate conditions (tabl. 2, 3, 4, 5) and allitisation, specific for regions with warm and humid climate (tabl. 6, 7). Under arctic climate conditions with predominant physical weathering, this process has a particular feature, the so-called lithogene type.

The various weathering crusts on the land surface differ from one another by the conditions and the environment of their formation as well as by their chemical



and mineralogical composition. They are divided into: primary or autochthonous, residual weathering crust with lithogene (or coarse detrital), carbonate-lithogene (or carbonate-detrital), siallitic and allitic types; the secondary or allochthonous accumulative weathering crust with siallitic (argillaceous-siallitic), carbonate-siallitic and halosiallitic types.

The distribution of the principal weathering crust-types on the land surface has a zonal character determined by the general zonality in nature. The principal weathering crust types met with are: lithogene type, argillaceous siallitic type, carbonate-siallitic type, halosiallitic type, siallito-allitic type and allitic type. The characteristics of these zonal weathering crust types are briefly expressed in table 10 and their distribution is represented on the subjointed map. (Pl. III).

The distribution of the principal weathering crust types on Rumanian territory is shown in pl. IV.

The residual weathering crust has a relatively large distribution in Rumania; it occurs almost in the entire mountain regions of the country. The types of residual weathering crust are as follows:

The lithogene or coarse-detrital type, characterized by the prevailing of rock fragments and primary minerals resulted from rock. It occurs chiefly in the alpine zone on the highest mountain crests, on different igneous crystalline or consolidated sedimentary rocks, such as: granites, dacites, rhyolites etc. in Apuseni Mountains, andesites in Călimani Mountains, crystalline epizonal schists in Eastern Carpathians and less frequently in Southern Carpathians, crystalline meso- and catazonal schists prevailing in Southern Carpathians, conglomerates in Bucegi, Ciucas, Ceahlău Mountains a.s.o.; it also occurs locally in the rest of the mountain area, on very different rocks, chiefly in the upper part of steeper slopes affected by continuous erosion.

In Rumania the carbonate-lithogene weathering crust has not been met with in its typical form. The compact rocks from the steppezone in Dobrogea (green schists, phyllitic schistes, granites etc.) although weathering under arid climate conditions do not give rise to a weathering crust with carbonate accumulation. Instead, during the first weathering stage, limestones and calcareous sandstones give rise to a lithogene weathering crust which contains calcium carbonate too, resulting as such from the primary rock, i.e. without intervention of weathering. It forms a special, so-called "carbonate-lithogene on limestones" type, that occurs in the form of small areas in Dobrogea, in Apuseni Mountains, on the southern slope of Southern Carpathians and in the Eastern Carpathians.

The siallitic type is characterized by formation and accumulation of clay minerals or even of hydrated oxides of Si, Fe, Al besides rock fragments and primary minerals. It is largely developed in the mountain regions, namely in the whole mountain forest-zone. It has formed on various rocks, such as: granites



and granodiorites, very frequent in Southern Carpathians, Apuseni Mountains and less frequent in Dobrogea Mountains; rhyolites and dacites (Apuseni Mountains), porphyries (Dobrogea) andesites (and locally basalts) very frequent in the volcanic range Hărghita—Călimani—Gutii, alkaline syenites (Eastern Carpathians), diabases (Drocea Mountains, Dobrogea Mountains) different crystalline epizonal rocks (predominant in the crystalline mesozoic zone of Eastern Carpathians, and in the Apuseni Mountains), as well as green schists (Central Dobrogea) and different consolidated sedimentary rocks, such as conglomerates, sandstones, argillaceous-marly schists.

The siallito-ferritic (or red weathering crust) is poorly developed in Rumania; its occurrence does not depend on present zonal bioclimate conditions but rather on past bioclimate conditions or certain recent local conditions. In Rumania, this type of residual weathering crust results either from the weathering of some limestones, whose dissolution produces the residual accumulation of a clay rich in iron oxides (mainly in the Western mountains of the country and in Southern Dobrogea), or from the weathering of primary (igneous) rocks rich in melanocrate minerals (chiefly in the northwestern mountains of the country). Some old, red weathering crusts are known too (red clays, terra rossa) especially in the Apuseni Mountains and in the Huedin—Cluj region, formed under the conditions of a warmer and more humid climate than at present.

The accumulative weathering crust covers the major part of the plains, plateaus and hills in Rumania. Several types have been separated:

The argillaceous-siallitic type is represented by deposits with different origin and granulometric distribution (clays, loam, sands), which contain clay minerals and more weathering resistant primary minerals (particularly quartz and feldspar). It covers great areas that generally correspond to the forest-zone. This type falls into two subtypes: with weak-moderate clay formation and with moderate-intense clay formation.

The carbonate-siallitic type is represented by different deposits (chiefly loess, loessoid deposits, loess bearing sands) which contain varied amounts of clay minerals and carbonates. In Rumania it occurs in the steppe zone, namely in Dobrogea, in the South and East of Muntenia, in the South of Moldavia and in the West of Banat.

In the xerothermic forest-zone of Dobrogea as well as in that with brown-reddish forest soils of Muntenia, Oltenia and Banat a subdivision of the above mentioned type was separated, namely: a carbonate-siallitic weathering crust with intense argillation and weak ferritisation due to Mediterranean climate influences. At the same time, in the ante-steppe or forest-steppe zone a transitional carbonate-siallitique type was separated in the lower part of the weathering crust and an argillo-siallitique type in the upper part of the latter.



The halo-siallitic type is represented by different deposits, enriched in soluble salts. It covers isolated small areas within zones corresponding to various carbonate-siallitic weathering crusts. The occurrence of this type is determined by local realization of some conditions favourable to salt accumulation in sediments, soil or ground waters. The following surface formations are also represented on the map: alluvial deposits, mobile or semi-mobile sands, occurrences of salinized sedimentary rocks and peats.





Institutul Geologic al României

RELAȚII ÎNTRE PEDOGENEZĂ ȘI LITOGENEZĂ EOLIANĂ

DE

EM. I. PROTOPOPESCU-PACHE, M. SPIRESCU

Vîntul, în afară de acțiunea sa de distrugere a reliefului, mai are și un rol însemnat în litogeneză. El ia, din regiunile unde acționează asupra litosferei, o cantitate de material, mai mare sau mai mică, în funcție de viteza sa, și, după capacitatea sa de transport, îl căre la distanțe diferite. Acolo unde viteza vîntului diminuează, materialul transportat se depune, sub diferite forme, în funcție de dimensiunile particulelor transportate. Astfel întîlnim următoarele sedimente:

a) Nisipuri care formează reliefuri de dune, unele fixate prin vegetație și sol, altele încă nefixate.

b) Nisipuri fine și foarte fine, care fac o tranzitie între nisipurile de dune și loessurile propriu-zise. Aceste nisipuri se observă de multe ori în partea inferioară a depozitelor de loess, deasupra nisipurilor de dune îngropate și, uneori, se întâlnesc și la suprafață, în fișiiile de tranzitie dintre zona de dune și cea de loess.

c) Loessuri tipice care sunt roci afinăte, compuse din particule aleuritice (incluzând și particule pelitice sub 0,002 mm și nisipuri fine), în majoritate silicioase, de o culoare gălbui-cenușie sau brună-gălbui, fără stratificație evidentă, care se desfac vertical. Au un conținut variabil de carbonat de calciu și o oarecare cantitate de humus (sub 1%). Sunt cele mai importante sedimente eoliene.

d) Materiale pelitice fine, corespunzătoare fracțiunii argiloase din scara Atterberg (1), care, după UDDEN (1898) (46), pot rămâne suspendate în aer un timp nelimitat. Totuși aceste particule, cu diametre sub 0,002 mm, sunt antrenate spre pămînt de picăturile de ploaie, cărora le servesc adesea drept nuclei de condensare. Dată fiind poziția lor, le-am denumit « depozite fine periloessice ».

Loessul a furnizat material pentru numeroase teorii, adesea controversate. În capitolul « loessuri » au fost incluse atât materialele eoliene sau presupus eoliene neavînd însușirile caracteristice loessului, cît și diferite materiale loessoide, mai mult sau mai puțin asemănătoare loessurilor, însă de proveniență diferită. De aici au rezultat nenumărate confuzii, care cer adoptarea unei atitudini foarte circumspecte



în analizarea materialelor bibliografice. Din această cauză au apărut teoriile « pedologice » formării loessului, a lui BERG (3) (nu lipsită de temei, însă neadecvată tuturor cazurilor), precum și o mulțime de interpretări genetice provenite din examinarea unor cazuri izolate. Cea mai frecventă ipoteză este aceea care consideră loessul rocă eliană, depusă în fazele glaciare, datorită transportului pulberilor morenici părăsite de ghețarii regionali în retragere. În fazele interglaciare, după aceiași autori, s-au format actualele soluri fosile. SOERGEL (4), KRISCHTAFO WITSCH (15), FLOROV (13), OBRUCEV (30), TUTKOVSKI, CHAMBERLAIN (7), iar la noi BRĂTESCU (5), MOROȘAN (21) și alții paralelizează loessurile cu fazele glaciare. La baza acestor interpretări stă faptul că s-au găsit loessuri depuse pe morene, fără o intercalărie aparentă de materiale sedimentare.

Există și părerea contrară și anume că orizonturile de loess datează din fazele interglaciare: la PENCK (1894), care remarcă lipsa de dovezi stratigrafice arătând legătura între loess și depozitele glaciare și care menționează loess interglacial în Alpi, și la SEVASTOS, care consideră loessul interglacial și postglacial (38), pornind de la premiza că în Postglacial au fost condiții adecvate formării loessului (vînt din est dominant, stepă în regiunile joase). VÎLSAN subscrise și el la părerea că loessul este mai ales un depozit postglacial, luând în considerare faptul că *Elephas primigenius* apare mai ales la baza loessului.

Mai există încă de la RICHTHOFEN (36) și părerea după care pulberile care formează loessul provin din deșerturi; OBRUCEV (29), DE MARTONNE (19) și alții subscrui și ei, cel puțin parțial, la acest punct de vedere.

Faptul că aproape toți cercetătorii iau în considerare condițiile formării loessului separat, iar nu în totalitatea lor, este o sursă de erori în interpretare. Paralelizările orizonturilor de loess nu se pot face fără a ține seamă de întreg complexul de condiții de formare. Fauna nu poate spune nici ea mare lucru, ținând seama în primul rînd de faptul că orizonturile de loess sunt relativ subțiri, iar fauna a putut pătrunde prin galerii dintr-un orizont în altul. În al doilea rînd, trebuie să menționăm faptul că majoritatea scheletelor sau cochiliilor cuprinse în solurile fosile de pădure sunt distruse, datorită spălării calciului într-un orizont iluvial, iar în loessul propriu-zis sunt condiții mai bune pentru conservarea lor. Nici materialele arheologice nu sunt concludente în mod absolut, luate izolat, ci pot servi numai la aprecieri comparative mai mult sau mai puțin locale, având în vedere că Paleoliticul întîrzie în regiunea estică a Europei pînă în Postglacial și că unele culturi mai recente păstrează tradiții din industriile mai vechi și chiar remaniază materiale de proveniență mai veche. Numai făcînd corelații între cît mai multe categorii de fenomene putem avea o imagine mai exactă și mai completă a faptelor. Inducția izolată, fără un fir conducător deductiv, împălit din materiale de proveniență diferită (care formează complexul natural de fenomene), ne poate duce la erori. În afară de aceasta, nu trebuie să avem în vedere numai formarea loessului, ci și posibilitățile lui de păstrare.



Dacă raportăm grosimile orizonturilor de loess intercalate între două soluri fosile (în general 1–2 m) la durata depunerii lor, indiferent dacă le paralelizăm cu fazele glaciare sau cu cele interglaciare (adică la 40.000–50.000 ani) sau cu stadiile și interstadiile din Würm, adică la 5.000–6.000 ani, ajungem la concluzia că s-a depus cel mult o treime de milimetru de loess pe an (dacă nu a douăzecea parte dintr-un milimetru). De aici se poate deduce că ritmul depunerii loessului în Pleistocen n-a fost prea precipitat și că astăzi pulberile eoliene se depun în cantități mult mai mari. Firește, trebuie să avem în vedere și faptul că materialele mai vechi sănt mai puțin afinante decât cele de astăzi. Faptul că aceste pulberi se depun și în prezent, deși contestat de unii cercetători, este atestat de o mulțime de date: în primul rînd se remarcă îngroparea resturilor arheologice, nu numai a celor preistorice, ci și a celor istorice. Materialul care le acoperă nu este de origine fluviatilă, căci acele resturi n-ar rămîne nederanjate în cazul acțiunii unei ape. În afară de aceasta, nu se observă o stratificare (caracteristică depunerilor din apă) și nici prezența de nisipuri grozioare sau pietriș. P. DIACONU remarcă la Mărculești, sub 1,20 m de material eolian, ceramică din secolul X (8). VICTOR HUGO, în romanul «Notre Dame de Paris» arată că în fața catedralei Notre Dame era o scară cu unsprezece trepte, care a dispărut din cauza ridicării lente a nivelului solului. Ridicarea nivelului solului este vizibilă chiar în timpuri destul de recente. Astfel, între altele, se observă cum nivelul construcției bisericii Scaunele-Vechi (București, aproape de Spitalul Colței), clădită în prima parte a secolului XVII, se găsește în prezent (așa cum arată pietrele mormintelor din jurul ei) acoperit de un strat de pămînt de aproximativ o jumătate de metru, făcînd abstracție de adausurile de nisip și pavaj din ultima vreme. Materialul este, după toate probabilitățile, eolian, deoarece terenul se află mult deasupra zonei afectate de inundațiile Dîmboviței, iar Bucureștia, care curgea în apropiere de această biserică, avea un regim constant (căci venea din izvoarele lacului Icoanei), deci nu putea să reverse acest material de acoperire. Dacă ar fi vorba de un fenomen de tasare, ar fi foarte puțin probabil ca acesta să se producă uniform și construcția să mai rămînă perfect verticală.

În afară de aceasta, se observă coincidența dintre cantitățile cele mai mari de pulberi în atmosferă și depozitele de loess cele mai dezvoltate în aceleasi regiuni (în special în stepă și semipustiuri).

Pulberile atmosferice recente, căzute cîteodată în cantitate mai mare, care au putut fi analizate imediat după depunere, au o compoziție granulometrică, și, de foarte multe ori, și chimică nu mult diferită de aceea a loessurilor (ele diferind numai în unele depuneri de pulberi provenite fie din cenușile vulcanice ale erupțiunilor, fie din zone de soluri roșii, mai feruginoase). Ca exemplu cităm analizele făcute de MAX REINHARDT, ale unor pulberi căzute în 1905 în București (35) sau cele depuse sub acțiunea perdelelor de protecție, analizate de I. LUPE (18).

Nu s-au putut face analize ale materialului căzut în mod obișnuit pe sol, ci numai ale unor astfel de depuneri accidentale, din cauza imposibilității recoltării materialului, căci o cantitate suficientă pentru laborator nu se poate obține decât în cursul mai multor generații de cercetători. În ceea ce privește posibilitatea de a măsura aceste depuneri fără erori sistematice, va fi foarte greu, căci orice obiect care ar putea reprezenta un obstacol ar trebui înălțurat, pentru a nu se obține rezultate greșite. Un recipient de colectare a pulberilor este, în același timp, și un loc liniștit, unde orice material se depune în cantități incomparabil mai mari decât în condițiile naturale ale cîmpurilor de loess.

OBRUCEV (30) remarcă faptul că în China se depune anual un strat de 1—2 mm de loess. MURGOCI (25) consideră că la formarea solului « brun deschis de stepă uscată » iau parte depuneri actuale de material eolian. De altfel, pe zăpada care s-a topit în parte, se acumulează rezidual cantități relativ mari de pulberi, depuse în tot cursul căderii succesive de ninsori, care înnegresc vizibil toată suprafața ei.

Dacă astăzi, cînd particulele de material eolian cad în cantitate mai mare chiar decât în Pleistocen, depunerea lor se produce în majoritatea cazurilor pe soluri și ele se integrează în orizontul superior al solurilor, desigur că și în timpul fazelor glaciare, (respectiv interglaciare) materialele care au format loessurile s-au depus tot pe soluri și s-au integrat și atunci în orizontul A, de acumulare de humus, al acelor soluri. Nu este necesar, pentru a explica fenomenul, să căutăm condiții de depunere speciale pentru acel timp. Teoria cauzelor actuale se aplică și la Cuaternar, ca și la celealte perioade din Paleozoic, Mesozoic sau Neozoic. Tot așa, nu trebuie să căutăm originea acestor materiale eoliene în jurul ghețarilor din Pleistocen, tot în virtutea teoriei cauzelor actuale.

Astfel, remarcăm că s-a încetătenit în oarecare măsură ipoteza după care fazele glaciare au fost uscate, iar interglaciarele umede. Cercetători de seamă din diferite domenii, ca BRĂTESCU (5, p. 51), NICOLAESCU-PLOPSOR (28), BUCUR (6) și alții subscriv la această părere și își bazează pe ea anumite concluzii. Glaciațiunile au fost însă datorite tocmai unei accentuări a umidității, datorită unei activități de ordin astronomic (calculată de Milankowitsch), care a provocat mobilizarea apei din mari și oceane și accelerarea circuitului ei atmosferic și continental. Se cunoaște faptul că în timpul glaciarelor nivelul mărilor deschise era foarte scăzut. Acest lucru este remarcat atât de A. PENCK, cât și de C. BRĂTESCU (4). FISK (1951) (25) arată că nivelul marii în Würm (Wisconsin) era cu 135 m mai scăzut decât azi. În schimb, la măriile izolate, ca Marea Caspică, datorită fluviilor crescute, alimentate de ghețari și ploi, se remarcă în același timp transgresiuni. Din contra, în interglaciare se remarcă transgresiuni în Marea Mediterană și măriile deschise și regresiuni la Marea Caspică, din cauza debitului scăzut al fluviilor. În afară de aceasta, se mai cunoaște faptul că limita zăpezilor eterne (după DE MARTONNE, (19) (coboară în Himalaia pînă la 4500 m pe versantul sudic, foarte ploios, influențat de musoni. Ne-am aștepta



ca pe versantul nordic limita zăpezilor eterne să coboare și mai mult, cu aproximativ 400 m, aşa cum se observă în alte masive muntoase, și prin urmare s-o găsim pe la 4100 m. În realitate, pe versantul nordic, aşezat spre deșerturile Asiei centrale, limita zăpezilor eterne urcă pînă la 5 800 m. Se poate deci remarcă legătura între cantitatea precipitațiilor și posibilitățile de dezvoltare ale zăpezilor și ghețarilor.

În afară de aceasta, PASSARGE (1904) consideră acele resturi de lacuri din Kalahari, denumite «Vley» ca fragmente din lacuri întinse din perioada pluvială cuaternară din această regiune, paralelizată cu glaciațiunile din zonele temperate. Din aceeași perioadă datează și uedurile sahariene (19).

Însărisit, din analiza stadiilor de retragere ale glaciațiunii Würm, atât în Alpi, cât și în Caucaz și Altai, pe baza poziției morenelor terminale, ȘNITNICOV (42) arată că toate cele opt stadii de retragere sunt strîns legate de ritmurile de 1850 ani ale variației generale a umidității continentelor. Fazele de creștere ale glaciațiunii montane urmează cu o întârziere de aproximativ 100 ani (necesară probabil aprovizionării firnurilor cu zăpadă) fazelor de creștere ale umidității. Concomitent cu faza de reducere a glaciațiunii montane se dezvoltă faza de umiditate redusă. Observațiile noastre și alte date din literatură, bazate pe date concrete, au confirmat exactitatea cronologiei absolute a ultimelor faze (33, 19). OBRUCEV (29) arată cum în anii săraci în precipitații atmosferice, ghețarii se retrag în oarecare măsură. Dacă fazele glaciare ar fi fost uscate, deficitul de saturatie din atmosferă ar fi produs de-a dreptul evaporarea zăpezii, aşa cum se întimplă și azi la altitudini mari, în bătaia unui vînt ucsat.

APLICIND din nou teoria cauzelor actuale, observăm că împrejurul actualelor inlandsisuri din Groenlanda și nordul Americii nu există stepă, ci tundre umede, iar spre exteriorul acestora păduri încheiate, formațiuni vegetale din care mobilitarea de material eolian este aproape imposibilă. Numai fișia părăsită de ghețar, care după OBRUCEV (29) nu se retragea decît cu 200–225 m pe an, putea să pună la dispoziția curenților o cantitate oarecare de pulberi eoliene, în anotimpul cel mai puțin umed și atîta timp cît nu era ocupată de haina vegetală. ZAMORSKI (45) arată că iarna ridicarea prafului este aproape imposibilă, și aceasta la Teheran, la o latitudine unde iarna nu este atît de rece ca în apropierea ghețarilor. După toate probabilitățile, limita ghețarului nu genera mai multe pulberi decît un fluviu actual, cu o luncă largă și cu multe aluviumi nisipoase insuficient fixate.

SOERGEL (40), KRISCHTAFOWITSCH (15), FLOROV (13) și KROKOS (16), în descrierile lor, dau o interpretare neadecvată. Ei apreciază că loessul de pe morenă corespunde fazei retragerii ghețarului, și abia solul fosil următor este considerat interglacial. Interpretând astfel, ei nu țin seama de un fapt menționat în toate trei descrierile: că morena este solificată. Această solificare (de tip podzolic, pe cît se pare) nu poate să corespundă, ca timp, decît fazei de retragere a ghețarului, iar loessul

este în acest caz interglaciare. Fazele glaciare nu au fost favorabile depunerii loessurilor și din cauza nivelului de bază general scăzut, care genera o eroziune mai puternică decât aceea din celelalte perioade prin șiroire și solifluxiune.

Dacă ținem seama de faptul că interglaciarele au fost faze uscate, ajungem la concluzia că au fost epociile cele mai favorabile atât pentru mobilizarea materialului eolian (nefixat totdeauna de umiditate sau de vegetație), cât și pentru depunerea lui ca atare în stepă, care în interglaciare au fost mai dezvoltate ca oricând. De aceeași părere au fost și L. S. BERG (2), P. ENCULES CU (1929 (10) și alții. CRICIUC (1940) menționează că analizele de polen din loessuri arată condiții de stepă în timpul depunerii. Mobilizarea materialului eolian și transportul lui au fost mai active nu numai în interglaciare, ci și în interstadii și în unele faze uscate din Postglaciare. În schimb, în fazele glaciare, în stadiile de recrudescență a fenomenelor glaciare și în faza de climat atlantic (din schema climatică a lui BLYTT și SERNANDER (31)), procesul de formare al loessului este început. G. D. SMITH (12) menționează că în loessurile din America de Nord, conținutul în CO_3Ca (mult mai stabil în condiții de stepă) este proporțional cu grosimea loesurilor. Acest fapt arată din nou legătura între stepă (mai dezvoltate în interglaciare) și loessuri. Se remarcă și diferențieri calitative între depunerile eoliene: în fazele glaciare sau pluviale aluviunile erau mai sărace în carbonat de calciu, căci eroziunea de suprafață (din care provineau) se producea în soluri puternic levigate și materialele eoliene cădeau mai mult în păduri, integrindu-se în solurile mai mult sau mai puțin acide, dând naștere la orizonturi mai puțin poroase și mai sărace în baze. În fazele interglaciare sau mai uscate aluviunile din care pulberile erau mobilizate erau mai bogate în baze și pulberile se depuneau pe un sol la fel de saturat.

În afară de interglaciare, interstadiile au favorizat și ele depunerea loessului. Totuși, depunerea loessului și în fazele glaciare nu se exclude, deși cu siguranță cantitativ a reprezentat puțin față de loessurile din interglaciare și interstadii, fiindcă mobilizarea pulberilor în glaciar a fost foarte grea, din cauza umidității și desimii covorului vegetal, iar majoritatea pulberilor s-a depus peste soluri de pădure, în care și-au pierdut caracterele specifice materialelor loessice (datorită decalcificării și îndesării). În glaciare nu s-au putut forma loessuri decât în regiunile cu continentalism exagerat.

Considerăm că majoritatea pulberilor eoliene din țara noastră provine din aluviunile insuficiente stabilizate, împreșătate continuu de râuri. Acest fapt a fost remarcat de G. MURGOȚI, EM. I. PROTOFOPESCU-PACHE și P. ENCULES CU (26), ca și de G. VĂLSAN (44). Aceasta din urmă remarcă tranziția între nisipuri și loess printr-un orizont de nisipuri foarte fine, ca și dezvoltarea depozitelor eoliene pe malurile drepte ale râurilor din Cîmpia Română (vîntul dominant bate din partea malului stîng), ca și compoziția mai fină a loessului pe măsură ce ne depărtăm de luncă. R. GRAHMANN (14) presupune același lucru și pentru Europa Centrală, datorită



uniformitatea texturii materialelor și lipsei zonelor de triaj, care necesită o preparare anterioară a materialului eolian de către apele curgătoare.

În afara de aceasta se remarcă o grosime a loessurilor cu atât mai mare cu cît să intem mai aproape de materialele aluviale. SEVASTOS (39) citează loess de 78 m în apropiere de nisipurile mobile de la Hanul Conachi, precum și faptul că pe văile Gerului și Suhului există puncte unde praful se adună în cantitate atât de mare «încât cea mai mică adiere de vînt ridică nori îngrozitori de nisip fin». THEISEN și KNOX (43), în NW Statelor Unite ale Americii, remarcă faptul că depozitul de loess este cu atât mai gros cu cît se găsește mai aproape de valea râului Columbia și cu atât mai subțire cu cît este mai departe de acest râu. SMITH (1942, 12) remarcă o mai mare dezvoltare a loessului în dreptul unor lărgiri ale văilor decât în dreptul defileelor.

Mobilizarea pulberilor se produce în special acolo unde luncile nisipoase ale râurilor traversează zona de stepă, unde uscăciunea este mai pronunțată și acțiunea curentilor aerieni, din cauza reliefului neted, este mai puternică.

Aluviunile nisipoase, în afara de materialul adus de rîul respectiv din amonte, rezultat din eroziunea rocilor eruptive, metamorfice sau sedimentare, sunt sporite și de alte surse de nisip neconsolidat, ca malurile de la Hinova (la est de cotul Dunării) cu nisipuri daciene, sau ca depozitele din stînga Jiului și dreapta Călmățuiului, menționate de E. LITEANU și T. BANDRABUR (17).

O altă sursă de pulberi de acest gen este regiunea de la NE de țara noastră, unde ghețarul de la Nipru a lăsat în urma lui o mare cantitate de materiale nisipoase, mobilizate ulterior de apele curgătoare, transformate în nisipuri mobile (cum sunt cele din W Stepei Nogailor), din care vînturile au transportat pulberile în cîmpii din jur, și în special spre SW, însumîndu-se cu acelea provenite din văile care traversează Podișul Moldovenesc și Cîmpia Română.

La pulberile provenite din luncile fluviilor din Ucraina și sudul Rusiei se mai adaugă, după toate probabilitățile, și pulberi ce ajung pînă la noi din semipustiurile din jurul Mării Caspice, care, la rîndul lor, sunt și ele sporite de nisipurile Asiei Centrale. O altă sursă locală de pulberi sunt ogoarele lipsite de vegetație sau dealurile mai proeminente supuse deflației.

Se pare că nici contribuția prafului cosmic nu este de neglijat. După unii cercetători, cade pe pămînt o cantitate atât de mare de praf cosmic, încît, dacă s-ar repartiza uniform pe toată suprafața Pămîntului, în 200 ani ar ajunge la 1 mm (37). Totuși, această cantitate reprezintă foarte puțin, raportată la celelalte mase de pulberi atmosferice căzute în același timp.

În afara de acestea, mai intervin, incidental, și alte categorii de pulberi: cenușii vulcanice, fum și alți aerosoli.

Pe de o parte este așa dar normal că să găsim o cantitate mai mare de depunerile eoliene în lungul văilor râurilor, în imediata apropiere a lor și de preferință pe unul



din maluri, atât sub formă de nisipuri (depuse în imediata apropiere) cît și sub formă de loessuri cu grosimi mai mari (ceva mai departe de văile râurilor), căci loessurile formează depozite cu atât mai puternice, cu cît sunt mai aproape de sursele lor.

Pe de altă parte, este de așteptat ca în estul și nord-estul țării, mai aproape de generatoarele de pulberi din U.R.S.S., grosimea depozitelor eoliene să fie, în unele părți, mai mare. În adevăr, se ajunge pînă la grosimi de 30–40 m în Dobrogea și 70–90 m la Poiana, în sudul Moldovei.

În depunerea de materiale eoliene există o continuitate neîntreruptă în timp. Totuși, se remarcă variații cantitative și calitative datorite oscilațiilor climatice, atât din Pleistocen, cît și din Holocen. Continuitatea este atestată, între altele, de succesiunea urmelor diferitelor civilizații preistorice și istorice, care se întâlnesc la nivele cu atât mai adânci cît sunt mai vechi. La Vădastra, de exemplu, la Movila Fetelor, profilele arheologice efectuate de C. MATEESCU (20), adânci de 2,90 m, au scos la iveală, din material loessian, o întreagă gamă de culturi (Paleolitic, Neolitic de tipul Vădastra I, Vădastra II și Sălcuța, precum și cultura Boian, amestecată la suprafața solului cu resturi de bronz și fier, romane și medievale) care sunt pe alocuri vizibil separate prin intercalații de loess lipsit de obiecte arheologice, corespunzător intervalului de timp dintre aceste faze de populare.

Același lucru se poate remarca și din lucrările colectivului lui C. S. NICOLAESCU-PLOPSOR (28), cu deosebirea că aici orizonturile de loess prezintă oarecare deranjamente, datorite congelifacțiunii și altor fenomene periglaciare. La stațiunea Lapoș, așezată pe un relief proeminent, studiată de arheologul MOGOȘANU, adâncimea Paleoliticului este mult mai redusă (ajungînd pînă la suprafață). Deasupra lui găsim un Neolitic, care nu se întâlnește decît în imediata apropiere a suprafeței. Prezența Paleoliticului la adâncime atât de mică se datorește eroziunii (atât șiroire, cît și deflație). Din această cauză s-a putut observa o acumulare reziduală de silexuri pe sol.

Continuitatea depunerilor eoliene este atestată și de următorul fapt: subsolurile solurilor forestiere de la vest de București (pe la linia de centură), astăzi soluri brun-roșcate de pădure mai mult sau mai puțin podzolite, sunt străbătute de crotovine la adâncimi de aproximativ 2 m, pe cînd solul de deasupra este lipsit de astfel de galerii. Aceasta ne arată continuitatea depunerilor de material eolian și după invazia pădurilor peste vechiul sol de stepă, pe care trăiau rozătoarele căror se datoresc crotovinele. Același lucru este observat și de MURGOCY (23), atât la SW și NE de București, cît și în Oltenia.

Materialele fine periloessice, dezvoltate pe terasele din cîmpiiile piemontane din Oltenia și Muntenia, sunt cu atât mai groase, cu cît terasa respectivă are o vechime mai mare. Astfel, pe cînd pe terasa Cîmpinei, pe soluri «brancioge», depozitul de material eolian fin este subțire și uneori aproape inexistent, pierdut în interstițiile pietrișului sau erodat (pe locurile mai ridicate), pe terasa Băicoi, mai veche, pietrișurile sunt acoperite de un depozit fin, roșcat, de 1,5–2 m grosime, iar, pe terasa



și mai veche de la Păulești sau pe cea de la Mija (Pintenul Măgurii), depozitul eolian depășește mult grosimea de 2 m. Considerăm că aceste depozite sănt eoliene, și nu de altă natură, din cauza omogenității lor relative, ca și datorită faptului că nu întâlnim pe terasele mai vechi nici un fel de alte materiale (pietriș de cuarț de exemplu) în toată grosimea depozitului de acoperire. Dacă aceste sedimente ar fi fost lacustre, deși ar fi avut o cantitate mare de particule ale fracțiunii argiloase (adică sub 2 μ), ar fi conținut și nisip grosier în cantități relativ apreciabile. Dacă depozitele de acoperire s-ar datora rîurilor, nu s-ar mai remarcă uniformitatea lor pe toată întinderea, întrucât rîurile prezintă grinduri mai nisipoase, paturi de pietriș și brațe moarte cu sedimente mai argiloase. Șiroirea n-ar explica aceste depozite decât în apropierea pantelor dealurilor formate din materiale luto-argiloase. Este foarte puțin probabil ca apa de șiroire să aducă materiale luto-argiloase, omogene pe toată întinderea terasei și fără nisip sau pietricele în cuprinsul lor, de la zeci de kilometri (ca în Pintenul Măgurii), din roci precuaternare de naturi diferite, cum sănt cele care mărginesc terasele respective: nisipuri daciene, argile, nisipuri și pietrișuri levantine, etc. Lipsa de stratificație sedimentară este încă un indiciu de proveniența eoliană a acestui material. Remarcăm în schimb, în mod exclusiv, o stratificație pedogenetică, în care se disting orizonturile de acumulare de humus, eluviale, iluviale argiloase și cu sesquioxizi, iluviale cu carbonați și altele.

În afară de aceasta, dacă n-am admite, cel puțin la suprafața terenului, existența unui orizont eolian, n-am putea explica ce se întâmplă cu cantitatea mare de pulberi care de obicei turbură foarte mult atmosfera, pînă la o ploaie, care o limpezește perfect, folosind particulele eoliene ca nuclei de condensare.

Această corespondență între vechimea terasei și grosimea depozitului de acoperire arată și ea continuitatea procesului de depunere eoliană de-a lungul întregii perioade de formare a tuturor celor trei terase.

Particulele eoliene, transportate de curenți, ajung în cantități mai mari sau mai mici pe tot teritoriul țării, continentului și chiar al globului pămîntesc. Cele mai multe se întâlnesc în apropierea rîurilor, mai aproape de generatorul de pulberi, în special în zonele confluențelor, cu precădere spre estul țării. În aer se produce o sortare: nisipurile se mențin în apropierea albiei rîului, mai departe găsim nisipuri foarte fine (nisipuri fine loessice) și loessuri, care sănt din ce în ce mai fine cu cât ne depărtăm de generatorul de pulberi. Acest lucru reiese pe de o parte din observațiile cercetătorilor menționați, precum și din analizele granulometrice ale Comitetului Geologic și din analizele mai vechi ale lui M. POPOVĂȚ (32). Acestea necesită însă condiții tip în prelevarea de probe: probe din același orizont sau nivel pedogenetic și de pe aceeași formă de relief, așezate pe o linie orientată în sensul vîntului dominant. Cele care cad în stepe se integreză în cernoziomuri și păstrează carbonatul de calciu și afinarea caracteristică. Acele care cad pe soluri de pădure pierd carbonatul de calciu, celelalte baze, precum și microstructura și porozitatea carac-

teristice loessului. Cînd pulberile cad pe platforme, ele îngroașă sensibil orizontul superior al solurilor. Cînd cad pe pante sau pe creste, eroziunea (şiroire și deflaţie) este mai puternică decît acumularea și materialul eolian este înlăturat cu totul înainte de a forma un depozit. Cînd cad pe suprafața rîurilor, sunt antrenate spre aval. Cînd se depun pe suprafața lacurilor, ele îngroașă materialul de pe fundul lor, formînd ceea ce se chiamă « Seeloess ». În depresiuni și în acoperiri (sate, păduri) depunerea eoliană este foarte accentuată. În păduri aceste materiale îngroașă solul respectiv. În cuprinsul aşezărilor omenești, ele îngroapă, foarte lent însă vizibil, după cîteva zeci sau sute de ani, diferite construcții, datorită încetinirii vitezei vîntului, determinată de numeroasele obstacole.

Se observă o depunere mai accentuată în depresiunile alungite, orientate NNE—SSW, din stepa Bărăganului, ca și pe terasele adăpostite de vînt, ca terasa Dunării de la Călărași. Probabil că în crovuri se depune o cantitate mai mare, dar intervin procesele de levigare și tasare datorită menținerii, în aceste depresiuni, a zăpezii și umidității în timpul primăverii.

După cum am mai arătat, se remarcă o accentuare a depunerilor eoliene cu cît mergem dinspre munte spre cîmpie, dinspre pădure spre stepă și dinspre vestul țării spre est (spre Dobrogea și Moldova).

Iată cum au decurs relațiile dintre depunerea materialelor eoliene și procesul de solificare, care a avut loc, tot timpul, sub aporturi de astfel de materiale:

Rîul a aluvionat un depozit de nisipuri sau pietrișuri, pe care l-a părăsit, datorită adîncirii talvegului, odată cu adîncirea nivelului de bază, în timpul glaciațiunii. Materialul depus a început să se solifice, din momentul părăsirii sale. Sub climatul fazei (eventual stadiului) de retragere a ghețarilor, relativ ploios și rece, carbonații și bazele au migrat pînă la apa freatică. S-a format un orizont iluvial, de acumulare de argilă și sesquioxizi, cu atît mai evoluat cu cît clima a fost mai rece și mai umedă și cu cît a avut timp mai mult la dispoziție. Vegetația de zăvoi, probabil cu *Alnus incana*, a contribuit la procesul de solificare în cel mai înalt grad. Materialul eolian care venea pe acest sol era în cantitate mică și abia reușea să umple interstițiile materialelor mai grosiere. În afară de aceasta, provenind în general din soluri decalcificate, el nu putea să modifice sensibil gradul de saturație, ci se integra perfect în orizontul A al solului.

La trecerea de la climatul ploios al fazei sau stadiului menționat la climatul mai cald și mai uscat al unui interglacial sau interstadiu, condițiile de solificare s-au schimbat. Tendința de împădurire a încetat, ba chiar, pe terasa de curînd formată, au început să se manifesteze condiții de stepă. Pulberile eoliene încep să vină în cantități mari și în afară de aceasta, mai saturate în baze. În legătură cu aceasta, nu este inutil să remarcăm observația lui G. D. SMITH (1942) că, în loessuri, conținutul în CO_3Ca se mărește proporțional cu grosimea loessurilor (12). Aceasta probabil datorită faptului că în interglaciare și interstadii, datorită uscăciunii,



aluviuurile nisipoase nefixate sănt în cantitate mai mare, iar procesul de decalcifiere nu mai are loc. În afara de aceasta, în fazele mai aride, eroziunea predominantă nu mai este cea geologică, de suprafață, reținută din desfășurarea ei de vegetația mai abundentă, ci eroziunea de adîncime, care afectează subsolurile ce conțin carbonat de calciu în cantitate relativ mare.

La început se modifică numai orizontul A, în ceea ce privește natura humusului, care acum devine saturat cu calciu, și structura, mai grăunțoasă. Orizontul B, argilos și bogat în sesquioxizi, rămîne ca atare. Substanțele insolubile nu mai pot migra din acest orizont. Cel mult poate fi îmbogățit în carbonați pe suprafața elementelor structurale, sub formă de pseudomycelii sau vinișoare. Însă între orizontul B, care începe să se adințească din cauza aparițiilor eoliene și să capete din ce în ce mai mult caracter de «sol fosil», și orizontul A se interpune un strat, sub 30–40 cm de la suprafața solului, în care acțiunea de acumulare de humus se reduce din cauza împuținării, la acest nivel, a rădăcinilor plantelor de stepă. Oxidarea materiei organice devine în acest orizont mai puternică decît acumularea de humus, înlesnită fiind și de numeroasele galerii de rozătoare de stepă. Cantitatea de humus din acest strat se reduce sub 1%, însă orizontul acesta rămîne saturat în baze și cu o microstructură asemănătoare aceleia din loess și crește treptat, paralel cu ridicarea înceată a orizontului A. După cîteva mii de ani, situația pe terasa amintită este următoarea: pe o terasă cu apa freatică la aproximativ 10 m, sub o vegetație de stepă (*Festuca pseudovina*, *Stipa capillata* și altele), un cernoziom, cu un orizont A de 30–40 cm negricios sau brun închis, cu humus saturat în baze, cu structură și microstructură granulară, spălat de carbonați total sau în parte, datorită faptului că aporturile eoliene sănt în cantitate destul de mică pentru ca prezența lor să frîneze net scăderea conținutului în carbonați (acumularea de baze și carbonați, datorită pulberilor eoliene, se produce în timp, prin însumarea acestor cantități reduse căzute pe sol). Sub acest orizont înțîlnim suborizontul de tranziție A/C și apoi orizontul C, un loess cu manifestări accentuate ale prezenței carbonatului de calciu (vinișoare, concrețiuni), de adîncime mare (1,50–2 m), iar sub acest orizont un sol fosil, de culoare castanie sau brună, mai argilos, cu o structură în genere prismatică, străbătut de pelicule de CO_3Ca pe suprafețele structurale. Sub acest sol fosil înțîlnim aluviuinea inițială, datorită depunerii fluviatilie.

Observațiile lui MURGOCI (22) și OBRUCEV (30) cu privire la caracterul de sol al loessului sănt pe deplin întemeiate.

Însă, cu timpul, condițiile naturale se modifică din nou, în cadrul recrudescenței unei faze glaciare sau a unui stadiu. Pădurile, din cauza climei mai umede, pătrund în stepă, peste cernoziomuri. KORJINSKI (27), DOKUCEAEV (9), TANFILIEV, VÍSOTKÍ și alții au observat acest lucru. MURGOCI (24) și, în special, ENCULESCU (11) au studiat pe larg oscilațiile limitei dintre pădure și stepă în țara noastră. Același lucru se remarcă și din studiul movilelor în prezent sub pădure (33).

Peste profilul de sol de stepă pe loess descris mai sus, vegetația ierboasă cedează locul pădurii. Depunerea materialelor eoliene continuă și acum, însă este mult redusă cantitativ. Aleuritele saturate în baze, care cădeau pe aceste soluri sub regim de stepă, sunt înlocuite, în mare parte, de materiale pelitice fine, cu diametru sub 2μ , în general mai puțin saturate, din cauza reducerii generatoarelor de pulberi. Aceste pelite se depun, în cantități foarte mici, integrându-se într-un sol de pădure în formare. Datorită humusului acidificat și curentului dependent de apă gravitațională încărcată cu ioni H^+ , se produce migrarea bazelor spre adâncime, iar a sesquioxizilor și a argilei eluviale într-un orizont iluvial (orizontul B), care se grefează peste fostul cernoziom și în parte chiar peste loessul de sub el. În această situație întâlnim un sol de pădure pe loess, iar sub acesta «solul fosil» de peste aluviuinea inițială. Paralel cu aceasta, apa freatică se adâncește pînă în jur de 20 m, favorizînd percolarea pînă la această adâncime. și așa mai departe se succed, alternativ, faze cernoziomico-loessice și faze forestiere.

Din procesele de pedogeneză și litogeneză eoliană combinate, rezultă un complex sedimentar de loessuri și soluri fosile, avînd deasupra un sol actual, corespunzător zonei de climă respective, iar la bază aluviuurile terasei pe care s-a format acest complex. Se remarcă uneori o migrare a sesquioxizilor pe profilul general, uneori chiar peste loessurile de dedesubt, transformîndu-le în «loessuri vechi», cu o culoare caracteristică gălbui-castanie (46), precum și o spălare de carbonați a întregului complex (bine înțeles, cantitatea de carbonați se reîmprospătează cu ocazia oricărui stadiu cernoziomico-loessic în formarea profilului sedimentar). O mare cantitate de carbonat de calciu se află depus la baza complexului de loessuri și soluri fosile, sub formă de «păpuși de loess».

Această schemă suferă oarecare modificări, în funcție de situația topografică și geografică a punctului observat.

În apropiere de pantele dealurilor, spre exemplu, profilele de complexe de loessuri și soluri fosile de pe terase sau cîmp sunt interferate de depozite de șiroire cu caracter deluvial sau proluvial sau întrerupte de eroziunea torențială. În apropiere de un vechi lac, care, în fazele și stadiile glaciare, și-a mărit suprafața, găsim o alternanță de loessuri interglaciare sau interstadiale și sedimente lacustre. În zonele de subsidență, loessurile, chiar dacă se formează, sunt înecate în materialele aluviale ale acestor sectoare. Pe pantele și creștele dealurilor, depunerea materialelor eoliene practic nu a putut avea loc, datorită eroziunii. Acolo nu mai putem vorbi despre sol ca un produs al proceselor de litogeneză și de pedogeneză sensu stricto, ci de o rezultantă a antagonismului dintre pedogeneză și eroziune (pl. I).

În ceea ce privește repartitia geografică a loessurilor și a solurilor fosile, avem de notat că în condițiuni de continentalism exagerat, unde stadiile sau fazele glaciare sau pluviale nu s-au putut manifesta suficient, în loessuri nu găsim soluri fosile, ci un loess continuu, cu un sol mai puțin bine evoluat chiar decît așa zisul «sol



brun deschis de stepă uscată ». În stepele mai puțin uscate ne putem aștepta să găsim orizonturi de loess mai groase, cu intercalații subțiri de soluri fosile, în care caracterele de soluri de pădure nu sunt suficient de avansate.

În zonele de cernoziomuri degradate și soluri brun-roșcate, unde a existat alternanță de stepă și păduri în decursul mileniilor, se întâlnesc profile de loessuri mai mult sau mai puțin echilibrate, cu soluri fosile cu caracter de soluri de pădure bine exprimate. În zonele de soluri de pădure, loessurile (ca atare) se împuținează treptat, astfel că în zona podzolurilor nu întâlnim loessuri îngropate, ci numai suborizonturi argiloase, datorite depunerii materialelor fine loessice sub oscilațiile mai slabe ale condițiilor de pădure, căci în aceste regiuni pădurile au persistat în tot Cuaternarul (pl. II).

Este semnificativ faptul arătat de ZEUNER (46), că în Europa de est, în condiții mai continentale, au fost observate doar două orizonturi de loess recent, iar în Europa de vest s-au remarcat trei orizonturi. Acest lucru este explicat de VERTES (1955), în Ungaria, prin lipsa imprimării, în masa loessurilor, a « interstadialului » al doilea din glaciațiunea ultimă, sub forma nivelului Paudorf (Paudorfer Bodenbildung), întâlnit și studiat de BRANDTNER în Austria. Deși subțire, acest sol fossil a putut fi analizat palinologic și a arătat un « interstadiu » deosebit de rece. De fapt, acest nivel de sol nu reflectă un interstadiu, ci chiar un stadiu glaciar, respectiv pluvial, care, în condițiile Europei estice, n-a putut ajunge să influențeze vizibil formarea complexului pedoloessic.

Tot atât de semnificativă apare și remarcă lui FLOROV (13) că în regiunea din stepele Mării Negre neocupată de ghețar profilul a arătat patru etaje de loess, separate unul de altul printr-o pătură de sol fossil, în timp ce în regiunea limbii glaciare de la Nipru sunt așezate pe morenă trei soluri fosile, separate unul de altul printr-o pătură subțire de loess. Bine înțeles, aici este vorba atât de loessuri noi, cît și de loessuri vechi.

Rezultă de aici că o geocronologie bazată pe alternanța orizonturilor de loess și a solurilor fosile, foarte ingenioasă de altfel, poate avea valoare numai dacă se raportează și la condițiile paleoclimatice, paleobotanice și paleopedologice, precum și la condiții geomorfologice din trecut (ridicarea sistemelor muntoase, existența și oscilațiile unor lacuri în anumite perioade) și la datele arheologice.

Am arătat că pulberile eoliene influențează solul pe care cad. Acest lucru se reflectă în complexul pedologic de la W de Valea Jegălia din Bărăgan (41). Pe un relief plan, cu altitudine medie de 41—43 m, presărat de crovuri, s-au format cernoziomuri ciocolate, cu manifestări de CO_3Ca abia sub 40 sau chiar 65 cm, care se dezvoltă nu numai pe cîmpul propriu-zis, ci și pe pantele acestuia, unde în mod normal s-ar putea vorbi de o vîrstă relativă mai tînără. Pe relieful mai jos (care oscilează între altitudinile absolute de 34 și 39 m), format din grinduri și depresiuni orientate în lungul direcției dominante a vîntului (NNE—SSW), analoage sistemelor



de dune, atât pe crestele și pantele grindurilor, cât și în depresiunile acestui relief (cu excepția pâlniilor cu cernoziomuri levigate), apar cernoziomuri castanii, cu carbonați la suprafață. În afară de acestea, în depresiuni largi apar soluri care sunt analoage, ca adâncime a orizonturilor și conținut de humus, cu cernoziomurile ciocolate, dar, spre deosebire de acestea, prezintă carbonat de calciu la suprafață sau la mai puțin de 26 cm. Înțînd seama de faptul că apa freatică, în această regiune, se întâlnește abia sub 15–20 m, considerăm că prezența carbonatului de calciu în apropierea suprafeței acestor soluri este datorită pulberilor eoliene. De altfel, MURGOCI (25) explică la fel prezența carbonatului de calciu în solurile «bălani» sau «brune deschise».

Tot datorită aportului continuu de pulberi eoliene bănuim că gradul de saturare al podzolurilor secundare de pe terasele Cîmpiei Romîne, cu un profil morfologic foarte bine diferențiat în cursul ultimelor stadii glaciare și pluviale, a crescut în ultima vreme pînă în jurul a 40–60% și chiar mai mult. Este posibil faptul că aceste depunerile sunt mai frecvente în estul țării să fi diferențiat solurile cenușii deschise de acolo, prin acumularea mai intensă de baze datorită carbonaților din particulele aleuritice, de solurile brune podzolite mediu și puternic, care le corespund în restul țării ca grad de podzolire.

Depunerile eoliene sunt de mare importanță pentru agricultură. Cunoaștem însemnatatea distrugerilor produse de nisipurile mobile, care îngroapă vegetația spontană, precum și solul, cu culturi cu tot. Chiar cînd intensitatea acestor depunerile este redusă și permite plantelor să se dezvolte, nisipul, alcătuit în general din particule de cuarț, material extrem de sărac în substanțe nutritive, micșorează treptat fertilitatea solului pe care se depune. Însă, în afară de rolul nociv, depunerile eoliene au un foarte mare rol pozitiv, ele ridicînd fertilitatea solului. Astfel, peste materialele pietroase paleozoice și mesozoice ale Dobrogei, depunerile de material eolian (în special loess) au îngroșat stratul afinat al solului, făcîndu-l propriu agriculturii.

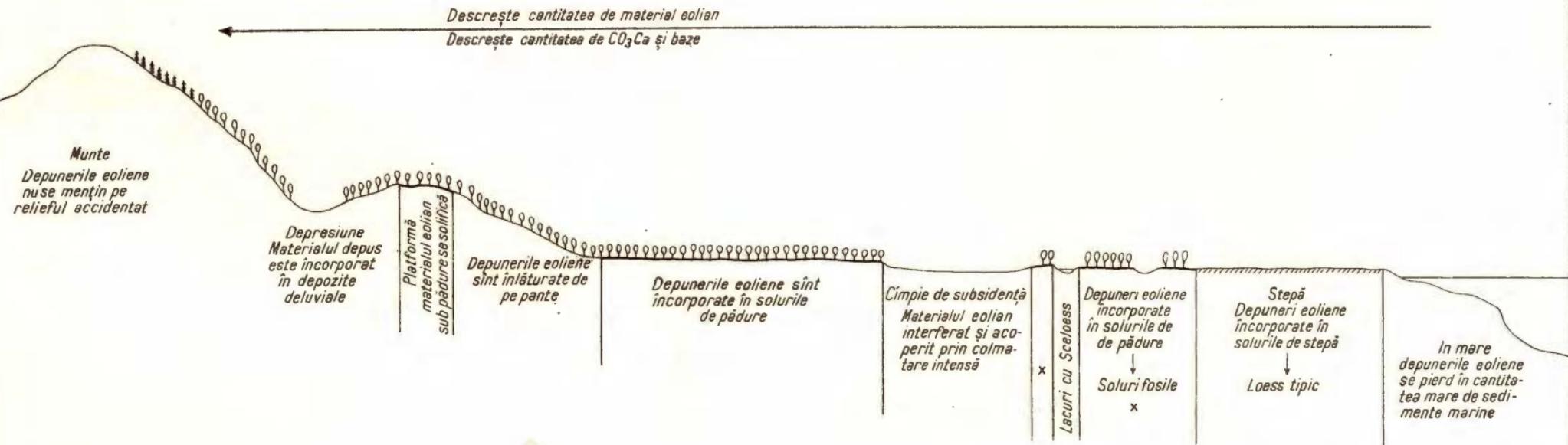
Depunerile eoliene continue fac să se dezvolte profilul de sol în grosime și îmbogătesc în materiale fine, de obicei afinante, diminuînd procentul de schelet din sol. Aceste depunerile influențează solul în moduri diferite, după solurile peste care se depun. Astfel, cu timpul, materialul eolian care cade pe lunci transformă în prezent solurile aluviale gleizate, argiloase, ale acestora în soluri stepice, mai afinante și mai puțin argiloase, putînd fi utilizate în agricultură.

Datorită depunerilor eoliene, cernoziomurile sunt ținute într-un stadiu puțin înaintat în evoluție, fiind potrivite culturilor de plante calcifile. În solurile de pădure de pe terase, materialul eolian împotriva se impinge în mod continuu solul cu baze, care mențin la suprafață un grad de saturare mai ridicat și mai favorabil dezvoltării plantelor de cultură.



EM. PROTOPOPESCU-PACHE și M. SPIRESCU

SCHEMA DIFERENȚIERII ACTUALE IN SPAȚIU A DEPUNERILOR EOLIENE



Institutul Geologic al României

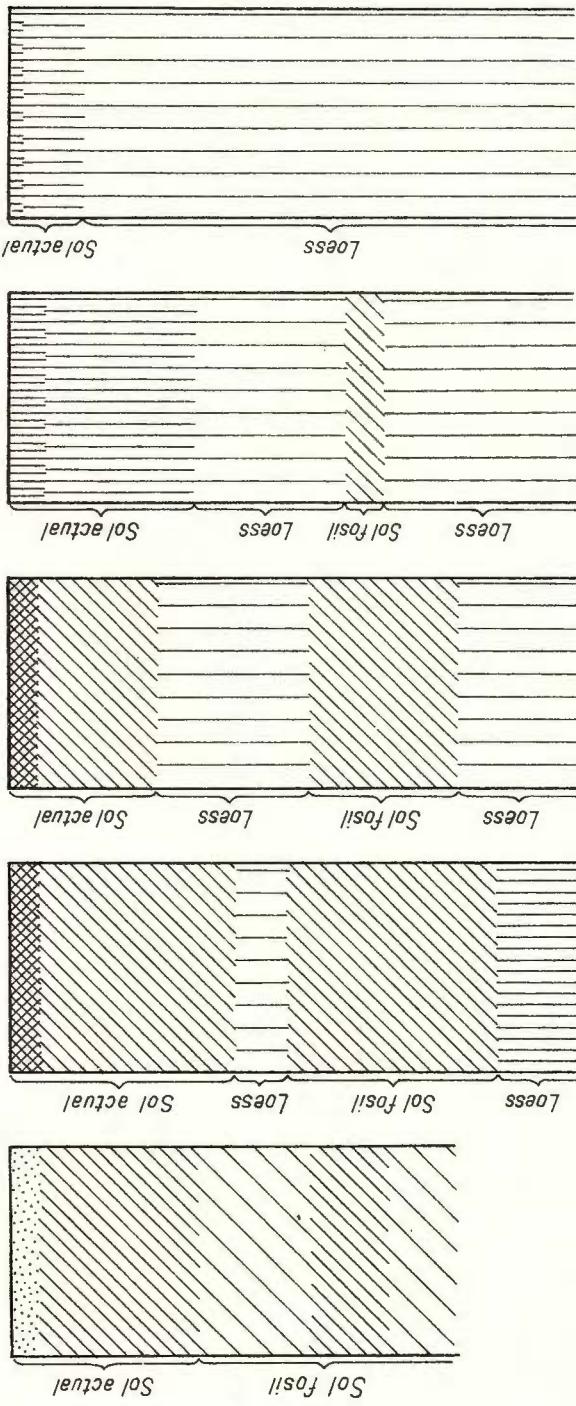
SCHEMA SUCCESIUNII LOESSURILOR ȘI SOLURILOR FOSILE IN ZONE NATURALE DIFERITE

E.M. PROTOPOPU-PACHE, M. SPIRESCU: Relații între pedogenenă și litogeneza eoliană

In subzona „pădurii de stejar quaternare” (vezi Enculessu)

In subzona „pădurii de stejar preistorice”

In stepă foarte aridă



BIBLIOGRAFIE

1. ATTERBERG A. Intern. Mitteilungen für Bodenkunde, 2, p. 320, 1912.
2. BERG L. S. Cîteva considerații despre schimbarea climatului postglacial și despre silvostepă. *Voprosi gheografii*, nr. 23, 1950. Traducere *An. Rom. Sov.* 6/1951 p. 122.
3. BERG L. S. O pocivennoi teorii obrazovaniia liossa. *Izv. Gheogr. in-ta*, vîp. 6, 1926.
4. BRĂTESCU C. Oscilațiile de nivel ale apelor și bazinului Mării Negre în Cuaternar. *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, LXI, p. 100, 1942.
5. BRĂTESCU C. Profile cuaternare în falezele Mării Negre. *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, LII, 1933, p. 30, 51.
6. BUCUR N., BARBU N., MARTINIUC C. și BĂCĂUANU V. Contribuții la studiul solurilor fosile din cîmpia Jijia—Bahlui. *An. știin. ale Univ. A. I. Cuza din Iași*. Secț. II, T. VI, 1, p. 205, 1960 fasc. 1.
7. CHAMBERLAIN T. C. Supplementary hypothesis respecting the origin of the loess of the Mississippi valley. *J. Geol.* vol. 5, p. 795 1897, apud FEDOROFF N. et M.: Le loess en Amérique du Nord. *Rev. de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2), III, 3, p. 167 à 174, Paris 1960.
8. DIACONU P. Săpăturile arheologice de la Mărculești—Viișoara. *Materiale și cercetări arheologice*, V, p. 543—546.
9. DOKUCEAV V. V. Stepele noastre în trecut și prezent. În « Opere alese », p. 265—269, București, 1953 (după « Naști stepi prejde i teperi. S. Petersburg 1892 »).
10. ENCULESU P. Le loess de la Roumanie et les sols zonaux formés à ses dépens. În *An. Ac. Int. Stud. Agr. București*, I, 1921.
11. ENCULESU P. Zonele de vegetație lemnosă din România, în raport cu condițiunile orohidrografice, climaterice, de sol și de subsol. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, I, București 1924.
12. FEDOROFF N. et M. Le loess en Amérique du Nord. *Rev. de Géogr. physique et de Géol. dynamique* (2), III, 3, p. 167—174, Paris 1960.
13. FLOROV N. Cuaternarul în stepele Mării Negre. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV, p. 100, București.
14. GRAHMANN R. Über Herkunft und Entstehung des Lösses in Mitteleuropa. *Bull. of the Inf. Service of the Assoc. for the Study of the European quaternary*. 3/4 Leningrad — Moscow, 1932, p. 5—22, apud ȘLEMCU ROMAN: Asupra originii loessului. *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, LVI, p. 361—362, 1937.
15. KRISCHTAFOWITSCH N. I. Untersuchungen des Bodens unter Kurganen des Charkowschen Gouvernement, apud C. BRĂTESCU: Profile quaternare în falezele M. Negre. *Bul. S.R.G.*, LII, p. 36, 1933.
16. KROKOS V. I. Le loess et les sols forsites du Sud-Ouest de l'Ukraine, Harkov 1924, apud C. BRĂTESCU: Profile quaternare în falezele M. Negre. *Bul. S.R.G.*, LII, p. 45, 1933.
17. LITEANU E. și BANDRABUR T. Geologia Cîmpiei Getice meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Inst. Geol.*, XXX, București, p. 234, 1957.
18. LUPE I. Perdele forestiere de protecție și cultura lor în cîmpii R.P.R., p. 88, București 1952.
19. MARTONNE EMM. DE. Traité de Géographie physique, I, p. 321, 945, 874, Paris 1925.
20. MATEESCU C. Săpături arheologice la Vădastra. *Materiale și Cercetări arheologice*, V, p. 61—74, București 1959 și VI, p. 107—115, București 1960.
21. MOROȘAN N. N. Le Pléistocène et le Paléolithique de la Roumanie du nord-est. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX, București 1938.
22. MURGOȚI G. M. Clima și solurile din România în decursul erei cuaternare. *Bibl. Soc. Agron.* nr. 3, București 1920.



23. MURGOCI G. M. Die Bodenzonen Rumäniens. *Comptes Rendus de la I-ère Conf. Intern. Agrogéologique Budapest* 1909, p. 321.
24. MURGOCI G. M. Granița între stepă și pădure. *Rev. Păd.*, XXI, p. 229–240, August–Septembrie, 1907.
25. MURGOCI G. M. Zonele naturale de soluri din România. *An. Inst. Geol. Rom.* IV, p. 11, București 1911.
26. MURGOCI G. M., PROTOPOPESCU-PACHE EM. I. și ENCULESCU P. Raport asupra lucrărilor făcute de Secția Agrogeologică. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, București 1907. *Rap. anual de activitate al I.G.R.* p. 1906–1907.
27. NEUSTRUEV S. S. Genesis of Soils. *Russian Pedological Investigations*, p. 24–26, Leningrad 1927.
28. NICOLAESCU-PLOPSOR C. S. Les phénomènes périglaciaires et la géochronologie du Paléolithique supérieur de terrasse en Roumanie. *Dacia, Rev. d'Archéol. et d'Histoire ancienne*. Nouvelle Série II, p. 388–389, 1958.
29. OBRUCEV V. A. Bazele Geologiei. Osnovî gheologhii, Moskva 1947. Traducere, p. 94, 78.
30. OBRUCEV V. A. Lioss kak osobii vid pocivî, evo ghenezis i zadaci evo izuceniiâ. Voprosî ghenezisa i gheografiei pociv. *Akademiku Leonidu Ivanovicu Prasolovu*. Moskva–Leningrad 1948. Akad. Nauk SSSR, p. 25–27.
31. POP E. Analizele de polen și însemnătatea lor fitogeografică. *Bul. Soc. R. Geogr.*, LII, p. 103. 1933.
32. POPOVAT M. Sur une coupe dans le loess de la Dobroudja. *C. R. Acad. Sci. Roum.* II, 2, p. 192 1938.
33. POPOVAT M., NICOLAESCU-PLOPSOR C. și SPIRESCU M. Criterii arheologice pentru stabilirea unei cronologii în paleopedologie. *Com. Acad. R.P.R.* VII, 3, 1957, p. 369–375.
34. PROTOPOPESCU-PACHE EM. I. Cercetări agrogeologice în Cîmpia Română dintre Valea Mostiștei și rîul Olt. *D. S. Inst. Geol. Rom.* I (1910), p. 38. București 1923.
35. REINHARDT M. Studiu petrografic a două eşantioane de praf atmosferic. *Bul. Soc. Științe București*, An. XIV, București, 1905, p. 387–388.
36. RICHTHOFEN F. von. China: Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründete Studien. Berlin 1877.
37. SAUKOV A. A. Geochimie, 1951. Traducere, Ed. Tehn. 1954. p. 78.
38. SEVASTOS R. Le Postglaciaire dans l'Europe centrale, du nord et orientale, Paris 1907.
39. SEVASTOS R. Raporturile tectonice între Cîmpia Română și regiunea colinelor din Moldova. *An. Inst. Geol. Rom.* I, 2, București 1907. pp. 234, 316.
40. SOERGEL W. Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena 1919.
41. SPIRESCU M. Cercetări pedologice în Bărăgan, la W de Valea Jegălia. *D. S. Com. Geol.* XLI (1953–1954), pp. 176–180 București 1957.
42. ŠNITNICOV A. V. Izmencivosti gornovo oledeneniia Evrasii v pozdne i poslelednikovuiu epohu i absolutnaia hronologhia. *Izvestiia Vsesoiuznovo gheograficheskovo obcestva*. 5, 1953. Variațiile glaciațiunii montane a Eurasiei în epociile glaciare și postglaciare și cronologia lor absolută. Traducere în *An. Româno-Sovietice, Geologie-Geografie*, 2, 1954.
43. THEISEN A. A. and KNOX E. G. Distribution and Characteristics of Loessial Soil Parent Material in Northwestern Oregon. *Soil Sci. Soc. Proc.* 1959. pp. 385–388.
44. VILSAN G. Cîmpia Română. *B.S.R.G.* XXXVI 1915, p. 385.
45. ZAMORSKI A. D. Uraganele de praf ale Teheranului (Pilnie buri Tegherana). Din Priroda, 5, 1946. Dare de seamă de M. Peahă în *An. Rom. Sov.*, 12, p. 1007, 1948.
46. ZEUNER F. E. Loess and paleolithic chronology. *Prehistoric Society*, 1955. Loessul și cronologia paleoliticului (traducere) p. 51–64.



СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ПОЧВООБРАЗОВАНИЕМ И ЭЛОВЫМ ЛИТОГЕНЕЗИСОМ

ЕМ. ПРОТОПОПЕСКУ-ПАКЕ, М. СПИРЕСКУ

(Краткое содержание)

На основании соотношения между мощностями лёссов и продолжительностью их отложения, авторы смогли сделать вывод, что в настоящее время, золовые пыли выпадают в гораздо больших количествах, нежели в межледниковые века и в их стадиях и в значительно больших пропорциях, нежели во время оледенения и ее стадий. Эоловые пыли образуются, в большей своей части, из подвижных песков рек, обогащенных материалами пустынного, моренного и космического происхождения. Эти пыли отлагаются беспрерывно с некоторой интенсификацией в межледниковые века и их стадии, помимо значительной интенсификации в последнее время, благодаря обстоятельству, что золовые пыли — более активны в более сухие периоды, соответствующие указанным периодам. Эоловые отложения проявляются повсюду: вблизи генератора пыли подвижных песков, в степи — в сцепментированных алевролитах, образующих лёссы, а тонкозернистые перилессовые материалы, более тонкозернистые пелиты, осаждаются в лесной зоне одновременно с выпадением каплей дождя. Отложения, разумеется, обладают большей мощностью вблизи генератора пыли и в местах более защищенных от воздушных течений.

Большинство частиц осаждаются на почвах, включаясь в горизонт А. В степи, благодаря климатическим условиям, они не подвергаются значительным изменениям, в то время как в лесной зоне, благодаря выщелачиванию они теряют карбонаты и основания, а также микроструктуру характерную лессам (см. черт. 1).

Чередование климатических влажных и сухих фаз обусловило амплитуду колебаний границы между лесом и степью, обособившуюся в почвах последовательностью лессов и ископаемых почв. В областях степного характера образовались лёссы с менее развитыми ископаемыми прослойками. В зонах деградированных черноземов и буро-красноватых почв, наблюдается чередование лессов и ископаемых хорошо развитых почв. В лесной зоне преобладают исключительно почвы, при современном отсутствии лессов (см. черт. 2). На этом основании, геохронология, основанная на чередовании лессовых горизонтов и ископаемых почв, представляет значение, только в том случае, если находится в тесной связи с палеоклиматическими, палеоботаническими, палеопедологическими условиями, а также и с геоморфологическими условиями прошлого времени, соответственно данным археологического исследования.

RELATIONS ENTRE LA PÉDOGÉNÈSE ET LA LITHOGÉNÈSE ÉOLIENNE
PAR
EM. PROTOPOPESCU-PAKE, M. SPIRESCU

(Résumé)

Si l'on établit un rapport entre l'épaisseur des loess et la durée de leur dépôt on peut estimer qu'actuellement les poussières éoliennes se déposent en quantités plus grandes que pendant les périodes interglaciaires et les interstades et beaucoup plus qu'aux phases glaciaires ou durant leurs stades. Les poussières éoliennes proviennent, en majeure partie, des sables meubles des rivières, enrichis aussi par des matériaux d'origine désertique, morainique et cosmique. Elles se déposent continuellement, accusant une certaine intensification pendant les périodes interglaciaires et les interstades (hormis l'intensification plus prononcée à l'époque actuelle), due au fait que les poussières éoliennes sont plus actives pendant les périodes plus arides correspondant exactement à celles mentionnées plus haut. Ces accumulations éoliennes se produisent partout: à proximité des régions de départ de ces poussières apparaissent les sables meubles; plus loin, dans les steppes, se forment les aleurites, tandis que les matériaux plus fins, périloessiques, et les pélites plus fines se déposent, entraînées par les gouttes de pluie, dans la zone sylvestre. Certainement, les formations éoliennes sont plus épaisses à proximité de la région de départ de ces poussières et dans les endroits moins exposés aux courants. La plus grande partie des particules se déposent sur le sol, s'intégrant dans l'horizon A. Dans la steppe, vu les conditions climatiques, les dépôts subissent des transformations importantes, tandis que dans la zone sylvestre, vu la lévigation, ils perdent les carbonates et les bases, ainsi que la microstructure caractéristique des loess (Pl. 1).

L'alternance de phases climatiques humides et arides a déterminé l'oscillation de la limite entre la forêt et la steppe, laquelle s'est matérialisée dans les sols sous la forme d'une succession de loess et de sols fossiles. Dans les régions à caractère steppique se sont formés des loess avec intercalations de sols fossiles faiblement développés. Dans les zones de tchernozem dégradé et de sol brun-roux on rencontre une alternance de loess et de sols fossiles bien développés. La zone sylvestre accuse la prédominance nette des sols et l'absence totale des loess (Pl. 2). Une géochronologie basée sur l'alternance des horizons de loess et des sols fossiles n'est valable que si elle tient compte aussi des conditions paléoclimatiques, paléobotaniques, paléopédologiques, ainsi que des conditions géomorphologiques du passé et des données archéologiques.



RELATIONS BETWEEN PEDOGENESIS AND EOLIAN LITHOGENESIS

BY

EM. PROTOPOPESCU-PAKE, M. SPIRESCU**(Abstract)**

The relationship between the thickness of loess and the time of its deposition shows that at present the eolian dusts fall in larger amounts than during the interglacial or the interstadial epochs and much more than during the glacial phases or their stadial epochs.

The largest amount of eolian dusts results from the mobile river sands, also enriched by desert, moraine and cosmic material. They are deposited continuously with some intensification during the interglacial and the interstadial epochs (except a greater recent intensification), due to the fact that eolian dusts are more active during arid periods. The eolian deposits occur everywhere: in the vicinity of the generating area of dust are deposited mobile sands; far off, in steppes, the aleurites which form loess; while, in the forest-zone, finer, periloessic material and pelites are deposited simultaneously with raindrops. The deposits are thicker in the vicinity of the generating area of dusts and in regions without currents.

The major bulk of particles are deposited on soils enclosed in A horizon. In the steppe-zone, due to climate conditions they are subject to important changes, while in the forest-zone, due to leaching, they usually lose carbonates and bases, as well as the microstructure characteristic for loess (see Pl. 1).

The alternation of humid and arid climate phases determined the oscillation of the limit forest / steppe, which is materialized in soils by a succession of loess and fossil soils. In regions with steppe character loess formed with intercalations of slightly developed fossil soils. In zones with degraded chernozem and reddish-brown soil an alternation of loess and well-developed fossil soils is noticed. Within the forest zone, soils are distinctly prevalent while loess is completely lacking (see Pl. 2). Therefore, a geochronology based on the alternation of loess horizon and fossil soils is valuable provided paleoclimatic, paleobotanical, paleopedological conditions as well as geomorphological features from the past and archeological data are considered too.





Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚII ASUPRA DEPOZITELOR DE SUPRAFAȚĂ DIN CÎMPIA ROMÂNĂ DE EST

DE

ANA CONEA, NADIA GHÎȚULESCU, P. VASILESCU

Multe din proprietățile rocilor de solificare sunt preluate și păstrate de sol într-un grad mai mare sau mai mic în funcție de condițiile bioclimatice în care se dezvoltă procesul de solificare și de vîrstă solului respectiv. Dintre aceste roci, în regiunile de cîmpie și podiș, loessul și depozitele loessoide atrag în mod deosebit atenția pedologilor, atât prin proprietățile, cât și prin aria lor largă de răspîndire. Este cunoscut faptul că loessul oferă condiții litologice optime de formare a solului zonal. Solul format pe loess, pe un relief plan, cu apa freatică situată la adâncime acritică, prezintă profilul tipic al solului zonal, adică reflectă condițiile bioclimatice caracteristice unui anumit teritoriu.

Este drept însă că sub denumirea de « loess » sunt cuprinse, de foarte multe ori, o serie întreagă de depozite, mai mult sau mai puțin asemănătoare ca proprietăți, compoziție granulometrică sau origine. Nu este în intenția noastră de a relua problema și a o discuta teoretic, pentru că acest lucru l-au făcut de la început întemeietorul pedologiei noastre științifice, G. MURGOCI (13) și colaboratorii săi (6). Studiile ulterioare, de analiză amănunțită, au fost însă, la noi, în țară, restrînse ca număr. De multe ori geografi (3, 14) au fost cei care au abordat problema, iar dintre aceștia C. BRĂTESCU (3) a fost cercetătorul pasionat al orizonturilor de loess și al solurilor îngropate¹⁾. Pedologii au manifestat un interes deosebit pentru studiul compoziției granulometrice a rocilor de solificare, pentru că ea are o importanță covîrșitoare în explicarea genezei și precizarea ariei de repartiție a sedimentelor. Pe un asemenea material se bazează studiul lui M. POPOVĂȚ asupra texturii loessului (16), ca și cel semnat de C. V. OPREA și A. CONTREA asupra loessului din partea de vest a țării (15), și tot pe un asemenea material ne bazăm și noi în lucrarea de față.

¹⁾ Ultimele sale rezultate în această problemă, expuse în cursul predat studenților în geografie în anul 1944–1945, au rămas, ca și lucrarea lui G. MURGOCI asupra « Cîmpie Romîne, nepublicate.



Totuși, în studiile pedologice publicate în ultimii ani nu s-a insistat suficient asupra diferențelor existente între loess și depozite loessoide. Astfel, unii pedologi au folosit denumirea generică de loess pentru depozitele de suprafață din cîmpia Mostiștei (15), din Bărăganul de la W de valea Jegăliei (18) sau din cîmpia înaltă Hagieni (1). Cei mai mulți (4, 5, 7, 8, 9) au seziat unele deosebiri (fără a le preciza) și au folosit ambele denumiri, iar H. ASVADUROV (2), constatănd importante diferențe între rocile de solificare de pe interfluviul Argeș-Neajlov și între cele pe care le-a denumit loess în estul Bărăganului, a preferat să indice numai textura depozitului.

Depozitele cuaternare (inclusiv stratul de suprafață care constituie roca de solificare) din Cîmpia Română au format, mai ales, obiectul de studiu al cercetătorilor hidrogeologi din Comitetul geologic. În lucrările sale, E. LITEANU folosește, pentru depozitele din bazinul inferior al Argeșului și terasele Dunării (11, p. 40—46) și ale cîmpiei din jurul orașului București (10, p. 71—74), exclusiv denumirea de depozite loessoide și arată că ele « constituie de la W la E o succesiune de tipuri (11, p. 43):

Depozite loessoide argiloase în cîmpul Burnasului,

Depozite loessoide argiloase-alevritice în sudul cîmpilor Vlăsia și Mostiștea,

Depozite loessoide nisipoase alevritice în Bărăgan.

Caracterizând din punct de vedere granulometric depozitele loessoide, E. LITEANU subliniază compoziția lor granulometrică variată și « lipsa sau existența unor procente neînsemnante de nisipuri groziere » (10, p. 72). În 1957, același autor (12), sintetizând rezultatele cercetărilor, alcătuiește harta Cuaternarului din partea extracarpatică a R.P.R., prima încercare de cartografie regională de acest fel, din care noi reținem, ca interesând în mod deosebit problema de care ne ocupăm, succesiunea de depozite pe direcție N—S, indicată pe interfluviiile Cîmpiei Române de est: nisipuri eoliene, alevrite eoliene și depozite loessoide.

Pentru cîmpia dintre Buzău și Ialomița, A. PRICĂJAN indică prezența nisipurilor în jumătatea nordică a interfluviului dintre Călmățui și Ialomița; în partea sudică a interfluviului arată că aceste nisipuri sunt acoperite de « depozite prăfos-nisipoase cu aspect loessoid » (18, p. 122).

Studiile de geologie a Cuaternarului privesc depozitele respective pe întreaga lor grosime și insistă, în primul rînd, asupra genezei și vîrstei lor. În cercetările pedologice, atenția se îndreaptă mai ales asupra stratului de la suprafață (2—3 m) care intră în procesul de solificare, asupra genezei și proprietăților lui. La acest strat se referă și studiul de față, bazat pe bogatul material existent în arhiva Serviciului de pedologie din Comitetul geologic. Considerăm, totuși, că studiile pedologice pot aduce completări și precizări în ceea ce privește depozitele de suprafață și că folosirea datelor pedologice poate fi utilă la întocmirea unei hărți a Cuaternarului.



1. Loess și depozite loessoide. Indiferent de originea lui, loessul tipic (20, 21) prezintă următoarele caractere: este o rocă neconsolidată de culoare gălbuiie, fără nici o urmă de stratificare și cu o mare uniformitate în întreg orizontul. Are o compoziție granulometrică prăfoasă (predomină particulele de 0,05–0,01 mm, în care argila — < 0,005 mm — deține un procent redus), de aceea la pipăit este făinos. Particulele grosiere lipsesc complet. Prezintă o mare porozitate (40–50% și peste), nu are plasticitate sau dacă o are, ea este foarte slabă, se îmbibă foarte ușor cu apă. În stare uscată se desface ușor prin presarea între degete. În loess se dezvoltă în condiții optime procesele de tasare (de unde abundența crovurilor); de asemenea, loessul este ușor erodat. Conține carbonați, răspândiți uniform în masa rocii, dar și acumulați sub forma de concrețiuni (păpuși de loess). Loessul își schimbă greu aspectul, își pierde greu porozitatea, se cimentează greu, etc.

Depozitele loessoide sunt și ele roci neconsolidate, dar spre deosebire de loess, pot avea culori variate: galbenă, roșcată, cenușie, etc., porozitatea variată, pot fi chiar stratificate, deci mai puțin uniforme. Compoziția lor granulometrică este variată: de la nisip lutos pînă la lut și argilă cu un procent mai scăzut de praf și mai ridicat de argilă; pot conține nisip grosier și chiar pietricele. Plasticitatea este variată în funcție de compoziția granulometrică: pot avea, aşadar, în caz de argilozitate pronunțată, o mare plasticitate și o mică permeabilitate. Coeziunea este de asemenea variată, în raport cu textura. Au o porozitate mică, adesea aceasta lipsește, microrelieful de sufoziune fiind mai puțin dezvoltat pe astfel de roci. Carbonații sunt răspândiți neuniform. Pot fi repede transformate prin procese secundare, care să le schimbe profund aspectul.

În ceea ce privește originea, ea poate fi diferită sau nu la cele două feluri de roci, prin loess și depozite loessoide înțelegîndu-se numai formațiuni litologice și nu formațiuni genetice. Totuși, V. A. OBRUCEV consideră loess tipic sau loess primar pe cel de origine eoliană (pe care îl împarte în două, apreciind în mod deosebit în formarea loessului, nu atât procesul de acumulare a materialului fin, ci mai ales procesul de transformare pedo-diagenetică în condiții climatice diferite; el face deosebire între loess eolian format în climat uscat și rece și loess format în climat uscat, dar cald). Separă apoi și o categorie de loessuri secundare de origine deluvială, proluvială, aluvială, etc. și în clasificările genetice sovietice mai noi (E. V. SANȚER, C. A. IACOVLEV) loessul tipic figurează, în general, în seria depozitelor eoliene, alături de nisipurile eoliene, de cenusile vulcanice și de praful meteoric, în timp ce depozitele loessoide apar și în seria rocilor acvatice (mai ales de tip proluvial), ca și în cea a depozitelor cu origine problematică.

2. Textura loessului și a depozitelor loessoide. Din cele expuse mai sus se constată că pentru loess este caracteristică o anumită compoziție granulometrică, după cum caracteristică este și absența totală a particulelor grosiere. Acestea sunt



două trăsături importante care diferențiază loessul de depozitele loessoide. În această privință, M. POPOVĂȚ (17, p. 12–13), studiind compoziția granulometrică a unor profile de sol formate pe loess din țara noastră ¹⁾, ajunge la concluzia că există o asemănare destul de evidentă între textura loessului din România și cea a loessului din țările vecine și că textura formației tipice ²⁾ este reprezentată printr-un diametru mediu de 0,03 mm și un grad de omogeneitate de 60%. Compoziția granulometrică în % este redată în tabloul 1, pe care-l reproducem din același autor (17, p. 12):

TABLOUL 1

Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
Nisip grosier	2 – 1	—	—
	1 – 0,5	—	—
Nisip mediu	0,5 – 0,2	0 – 1,7	0,7
	0,2 – 0,1	0,5 – 5	2,4
Nisip fin	0,1 – 0,05	2,5 – 17	10,0
	0,05 – 0,02	30 – 55	41,5
Praf și argilă	< 0,02	30 – 55	45,4

Întrucât în analizele granulometrice de care dispunem nu s-a făcut și o fracționare a nisipului, ne vom folosi, pentru comparare, de tabloul 2, simplificat după cel de mai sus.

TABLOUL 2

Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
Nisip grosier	2 – 0,2	0 – 1,7	0,7
Nisip fin	0,2 – 0,02	45 – 60	5,39
Praf și argilă	< 0,02	30 – 55	45,4

3. Textura depozitelor în Cîmpia Română. Prelucrînd materialul analitic existent la Comitetul Geologic, în vederea definitivării hărții pedologice a Cîmpiei Române, am constatat, făcînd abstracție de depozitele nisipoase de care ne vom

¹⁾ Profile situate în Cîmpia Munteniei, Cîmpia Olteniei și podișul Dobrogei.

²⁾ Pentru Europa centrală și estică, avînd în vedere că în Europa vestică loessul ocupă o arie restrînsă.



ocupa mai tîrziu, că în adevăr există diferențieri texturale între rocile neconsolidate care acoperă Cîmpia Romînă de Est și care sînt cuprinse sub denumirea de loess și depozite loessoide. În același timp, am constatat și o variație a conținutului în nisip grosier la aceleași depozite. Din transpunerea pe hartă a întregului material au rezultat anumite grupări și anume:

I. După compoziția granulometrică:¹⁾

- Luturi nisipoase,
- Luturi,
- Luturi argiloase,
- Argile.

II. După conținutul în nisip grosier:²⁾

- | | |
|-------------|-------------------------|
| Depozite cu | $< 0,1$ nisip grosier, |
| Depozite cu | 0,1–1% nisip grosier, |
| Depozite cu | 1–5% nisip grosier, |
| Depozite cu | peste 5% nisip grosier. |

În harta alăturată (vezi planșa) este reprezentată atît textura depozitelor cît și conținutul în nisip grosier, luîndu-se în considerare compoziția granulometrică a orizontului superior al profilului de sol, și cea a unei probe de adîncime (la 1,5–2,5 m), care reprezintă roca, eventual slab afectată de procesul de solificare.

În general, nu sînt diferențe mari între cele două orizonturi. Pe suprafetele întinse compoziția granulometrică a orizontului A și a orizontului de la baza profilului de sol este asemănătoare, încadrînd cele două orizonturi în aceeași clasă texturală. În anumite sectoare textura devine însă din ce în ce mai nisipoasă spre baza profilului, astfel încît orizontul A aparține unei clase texturale, iar roca alteia. Nu s-au întîlnit în Cîmpia Romînă de Est cazuri în care roca de solificare să fie mai argiloasă decît orizontul A al solului³⁾.

În mare, harta arată că de la linia Valea Săratei – Obîrșia Mostiștei spre est domină net depozitele cu textură lutoasă, roci cu textură mai fină întîlnindu-se cu totul excepțional. La vest de linia menționată, cea mai mare suprafață este acoperită cu depozite fine (predominant lut – argiloase). Numai pe terasele inferioare ale

¹⁾ Aprecierea texturii s-a făcut atît după triunghi, cît și după sistemul Kacinski, constăndu-se o asemănare destul de mare între cele două sisteme. Însă KACINSKI consideră ca avînd textură argiloasă sururile cu un procent de peste 60 particule $< 0,01$ mm. Noi am coborit limita inferioară a depozitelor argiloase la 55% particule $< 0,01$ mm, încrucișând acestea conțin un procent ridicat de material fin: peste 40% particule $< 0,002$ mm.

²⁾ Gruparea aceasta a reieșit din transpunerea materialului pe hartă.

³⁾ Ar fi fost posibil și acest lucru, dacă s-ar fi putut forma sururi podzolice, iar atunci diferențierea ar fi fost o urmare directă a procesului de solificare. Dacă totuși se întîlnesc asemenea cazuri este sigur că solul s-a format pe un depozit bistratificat.

rîurilor depozitele loessoide au o textură mai grosieră. Cele mai puțin răspândite sunt rocile cu textură luto-nisipoasă, care acoperă marginea estică a cîmpiei sau formează fîșii înguste de tranziție de la depozitele loessoide spre nisipurile de pe marginea nordică a interfluiilor. De asemenea, depozitele argiloase au o repartiție restrînsă.

Depozitele menționate conțin un procent variat de nisip grosier. Există depozite cu textură de lut sau lut argilos complet lipsite de particule grosiere (cu \varnothing de 0,2–2 mm), după cum există asemenea depozite în a căror compoziție granulometrică nisipul grosier participă într-un procent ridicat.

În cele ce urmează vom arăta compoziția granulometrică a depozitelor de suprafață din Cîmpia Română de est, așa cum rezultă din datele analitice de care dispunem¹⁾.

Depozitele argiloase prezintă compoziția granulometrică din tabloul 3.

TABLOUL 3

	Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
În orizontul A al solului La baza profilului de sol (150–250 cm adîncime)	Nisip grosier	2–0,2	0,1–2	0,5
	Nisip fin	0,2–0,02	20–33	28,5
	Praf și argilă	< 0,02	67–80	71,5
	particule	< 0,01	55–70	59
	particule	< 0,002	40–53	46
	Nisip grosier	2–0,2	0,1–2	0,5
	Nisip fin	0,2–0,02	22–41	30,5
	Praf și argilă	< 0,02	59–77	69,0
	particule	< 0,01	50–70	57
	particule	< 0,002	35–53	42

Rezultă din tabloul de mai sus că praful și argila dețin un procent ridicat în compoziția granulometrică a acestor depozite: în medie 70, deci cu 25% mai mult decît valoarea medie indicată de M. Popovăț, (tabl. 2) iar din acestea, peste 40% sunt particule fine (< 0,002 mm). Cantitatea de nisip grosier este foarte scăzută (apar sporadic particule grosiere) și se menține între aceleași limite pe întreg profilul de sol. În general, compoziția granulometrică este cu foarte puțin mai fină în orizontul de la suprafață al solului, decît la baza profilului de sol.

Depozitele argiloase sunt localizate în cîmpia subcolinară Mizil – Stîlpu, la marginea conului de împrăștiere al Prahovei și pe una din terasele Buzăului, la nord de oraș.

¹⁾ Analizele granulometrice au fost efectuate de colectivul de granulometrie al Serviciului de Pedologie al Comitetului Geologic (Prospecțiuni), sub conducerea ing. G.H. Giță.



Depozitele luto-argiloase sunt mai variate, datorită cantității de nisip grosier, pe care o conțin în procente diferite. Există asemenea depozite cu compoziția granulometrică din tabloul 4.

TABLOUL 4

	Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
În orizontul A al solului	Nisip grosier	2–0,2	0,01–0,1	0,05
	Nisip fin	0,2–0,02	30–40	36,0
	Praf și argilă particule	< 0,02	60–70	64,0
	particule	< 0,01	45–55	49,0
	particule	< 0,002	30–40	34,0
La baza profilului de sol, cind textura se menține lut- argiloasă (la 150–250 cm)	Nisip grosier	0–0,2	0,01–0,1	0,06
	Nisip fin	0,2–0,02	30–45	38,0
	Praf și argilă particule	< 0,02	55–70	62,0
	particule	< 0,01	45–55	47,0
	particule	< 0,002	30–40	33,0
La baza profilului de sol, cind textura devine lutoasă (la 150–250 cm)	Nisip grosier	2–0,2	0,01–1	0,06
	Nisip fin	0,2–0,02	40–50	43,0
	Praf și argilă particule	< 0,02	50–60	57,0
	particule	< 0,01	38–45	42,0
	particule	< 0,002	27–32	29,0

Din tablou se constată că aceste depozite conțin un procent de praf și argilă superior valorii medii (tabl. 2) chiar atunci cind compoziția lor granulometrică se transformă în cea corespunzătoare luturilor¹⁾ (luturi cu procent ridicat de particule < 0,002 mm), la baza profilului de sol. Conținutul în argilă (< 0,002 mm) scade relativ puțin pe profil (în limitele a 4%), iar nisipul grosier este total absent pe întreaga grosime a stratului analizat.

Depozitele cu textură de lut-argilos atât la baza profilului cât și în orizontul A al solului acoperă cîmpia de la nord de București (cîmpia de la obîrșia Mostiștei) și cîmpia de la sud de Argeș (Burnasul), iar cele care au o textură de lut la baza profilului, numai orizonturile superioare ale solului fiind lut argiloase, se întîlnesc în cîmpia Mostiștei.

Alte depozite lut-argiloase conțin o cantitate redusă de nisip grosier, așa cum rezultă din tabloul 5:

¹⁾ Lut, după clasificarea lui KACINSKI, pentru că după clasificarea americană se încadrează tot în clasa luturilor argiloase, avînd un conținut mai mare de 27% argilă < 0,002 mm.

TABLOUL 5

	Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
În orizontul A al solului	Nisip grosier	2–0,2	0,1–1	0,3
	Nisip fin	0,2–0,02	30–40	36,7
	Praf și argilă	< 0,02	60–70	63,0
	particule	< 0,01	45–55	49,0
	particule	< 0,002	30–42	34,0
La baza profilului de sol cind textura se menține lut-argiloasă (la 150–250 cm adâncime)	Nisip grosier	2–0,2	0,1–1	0,3
	Nisip fin	0,2–0,02	25–42	35,7
	Praf și argilă	< 0,02	58–75	64,0
	particule	< 0,01	45–55	50,0
	particule	< 0,002	30–44	35,0
La baza profilului de sol cind textura devine lutoasă (la 150–250 cm adâncime)	Nisip grosier	2–0,2	0,1–1	0,3
	Nisip fin	0,2–0,02	40–47	42,7
	Praf și argilă	< 0,02	53–60	57,0
	particule	< 0,01	40–45	43,0
	particule	< 0,002	28–31	30,0

Din tablou se constată că nu există altă diferență între compozitia granulometrică a acestor luturi argiloase și a celor de mai înainte, decât aceea că în aceste depozite apar sporadic particule grosiere. Cantitatea de nisip grosier este foarte mică, în adevară, dar se menține constantă pe profil sau uneori crește către bază.

Asemenea depozite sunt caracteristice pentru interfluviile Dîmbovița – Argeș și Argeș – Neajlov, cîmpia subcolinară, ca și pentru marginile interfluviului Dîmbovița – Ialomița (inclusiv parte din terasele inferioare de pe stînga Dîmboviței și Argeșului).

În sfîrșit, pe terasa Teleajenului (între Bucov și Valea Călugărească) și în partea vestică a interfluviului Argeș – Dîmbovița depozitele lut-argiloase conțin un procent mai ridicat de nisip grosier. Compoziția lor granulometrică este redată în tabloul 6.

TABLOUL 6

	Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
În orizontul A al solului	Nisip grosier	2–0,2	1–5	2,2
	Nisip fin	0,2–0,02	30–42	35,8
	Praf și argilă	< 0,02	56–67	64,0
	particule	< 0,01	45–55	49,0
	particule	< 0,002	29–39	34,0
La baza profilului (la 150–250 cm adâncime)	Nisip grosier	2–0,2	1–5	2,4
	Nisip fin	0,2–0,02	32–40	37,6
	Praf și argilă	< 0,02	56–67	60,0
	particule	< 0,01	45–55	47,0
	particule	< 0,002	31–39	33,0



Rezultă din tablou că proporția între cantitatea de particule de diferite mărimi este asemănătoare cu cea din tablourile precedente (tabl. 4 și 5), cu excepția procentului de nisip care crește pînă la 5%. În acest caz se constată și o creștere a cantității de nisip grosier de la suprafață spre baza profilului de sol (adesorci se trece, în adîncime la pietrișuri).

Depozitele lutoase nu sînt nici ele uniforme în întreaga cîmpie, ci prezintă un conținut variat de nisip grosier. Unele sînt complet lipsite de particule groziere, prezentînd compoziția granulometrică din tabloul 7.

TABLOUL 7

	Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
În orizontul A al solului	Nisip grosier	2–0,2	0,01–0,10	0,04
	Nisip fin	0,2–0,02	40–55	49,0
	Praf și argilă	< 0,02	45–60	51,0
	particule	< 0,01	30–45	38,0
	particule	< 0,002	20–30	26,0
La baza profilului de sol, cînd textura se menține lutoasă (la 150–250 cm adîncime)	Nisip grosier	2–0,2	0,01–0,10	0,03
	Nisip fin	0,2–0,02	45–60	54,0
	Praf și argilă	< 0,02	40–55	46,0
	particule	< 0,01	30–40	32,0
	particule	< 0,002	18–25	21,0
La baza profilului de sol cînd textura devine lut-nisipoasă (la 150–250cm adîncime)	Nisip grosier	2–0,2	0,01–0,10	0,05
	Nisip fin	0,2–0,02	55–65	59,0
	Praf și argilă	< 0,02	35–45	41,0
	particule	< 0,01	20–30	27,0
	particule	< 0,002	15–18	17,0

Rezultă din tablou că acestea sînt depozitele a căror compoziție granulometrică se asemănă foarte bine cu cea indicată drept corespondătoare loessului în tabloul 2. Conținutul în praf și argilă se încadrează în valorile limite, dar depășește valoarea medie indicată, cu excepția rocilor cu textură de lut nisipos, la care coboară sub această valoare. Se constată, de asemenea, că parte din aceste depozite își schimbă puțin compoziția granulometrică de la suprafață pînă la adîncimea la care ne referim, dar altă parte trec în laturi nisipoase, cu < 20% argilă (< 0,002 mm). Conținutul în nisip grosier rămîne neschimbăt dela suprafață pînă la baza profilului de sol.



Depozite lutoase total lipsite de nisip grosier acoperă cea mai mare parte a Cîmpiei Brăilei și partea sud-estică a interfluviului Ialomița—Dunăre, iar cele lut nisipoase, care în orizontul A al solului prezintă o textură de lut, sănt caracteristice terasei Brăilei și cîmpiei înalte Hagieni, adică marginii estice a Cîmpiei Romîne.

Pe toate cele trei interfluvii ale Cîmpiei Romîne de est (pe o suprafață mai restrînsă în Cîmpia Brăilei și pe una mai întinsă pe celelalte două interfluvii), se întîlnesc depozite lutoase cu material grosier sporadic. Ele au compoziție granulometrică din tabloul 8.

TABLOUL 8

	Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
În orizontul A al solului	Nisip grosier	2—0,2	0,1—1	0,5
	Nisip fin	0,2—0,02	40—55	45,5
	Praf și argilă particule	< 0,02	45—60	54,0
	particule	< 0,01	30—45	39
	particule	< 0,002	20—30	28
La baza profilului de sol cînd textura se menține lutoasă (la 150—250 cm adîncime)	Nisip grosier	2—0,2	0,1—1	0,5
	Nisip fin	0,2—0,02	40—60	50,5
	Praf și argilă particule	< 0,02	40—60	49,0
	particule	< 0,01	30—40	34
	particule	< 0,002	17—28	21
La baza profilului de sol cînd textura devine lut-nisipoasă (la 150—250 m adîncime)	Nisip grosier	2—0,2	0,1—1	0,5
	Nisip fin	0,2—0,02	55—65	58,5
	Praf și argilă particule	< 0,02	35—45	41,0
	particule	< 0,01	20—30	26
	particule	< 0,002	15—19	17

Compoziția lor granulometrică se deosebește de cea arătată în tabloul anterior numai prin aceea că prezintă un oarecare conținut de nisip grosier. De obicei, aceste depozite trec în jos în nisipuri lutoase și nisipuri, cu un conținut din ce în ce mai ridicat de nisip grosier.

Însfîrșit, pe cele două interfluvii (Călmățui-Ialomița și Ialomița-Dunăre), ca și pe terasele rîurilor de la sud de București, depozitele lutoase conțin un procent mai ridicat de nisip grosier, care crește din ce în ce spre baza profilului (pe terase depozitele acestea acoperă pietrișuri, la adîncimi nu prea mari). În general însă compoziția lor granulometrică este asemănătoare cu cea indicată în tablourile 7 și 8 ,după cum reiese din tabloul 9.



TABLOUL 9

	Fracțiuni	Diametrul grăunților mm	Valori limite %	Valori medii %
În orizontul A al solului	Nisip grosier	2—0,2	1—5	2,7
	Nisip fin	0,2—0,02	36—49	42,0
	Praf și argilă particule	< 0,02	47—59	55,3
	particule	< 0,01	35—45	42,0
	particule	< 0,002	28—32	29,0
La baza profilului de sol (150—250 cm)	Nisip grosier	2—0,2	1—5	3,2
	Nisip fin	0,2—0,02	48—58	45,0
	Praf și argilă particule	< 0,02	38—59	52,8
	particule	< 0,01	30—41	39,0
	particule	< 0,002	22—29	26,0

Depozitele luto-nisipoase au o repartitie restrinsa in Cimpia Romina de est. În afara de cele mentionate mai sus și care acoperă marginea estică a cîmpiei, nu se mai întîlnesc altele decît în imediata vecinătate a nisipurilor sau în asociație cu ele. În acest ultim caz conțin un procent foarte ridicat de nisip grosier (uneori pînă la 20%) și trec repede în jos în nisipuri.

Textura depozitelor luto-nisipoase total lipsite sau cu foarte puțin nisip grosier a fost redată în tablourile 7 și 8. Cea a luturilor nisipoase care fac tranziția spre nisipuri este variată în ceea ce privește conținutul în nisip grosier. De altfel, depozitele respective sunt puternic modelate de vînt, încît există o variație a texturii și în suprafață. Relieful, în acest caz, este constituit din dune alcătuite dintr-un material mai grosier, care alternează cu depresiuni în care s-a acumulat material mai fin, dar care conține un procent ridicat de nisip grosier. De obicei, materialul de pe coama dunelor prezintă o textură nisipo-lutoasă, iar pe pantele lor și în depresiuni se întîlnesc luturi nisipoase sau chiar luturi.

Spre exemplificare dăm și compoziția granulometrică a unui asemenea depozit lut nisipos (tabl. 10).

TABLOUL 10

< 0,002	< 0,01	0,002—0,02	0,02—0,2	0,2—2
17,0	23,0	12,5	59,2	11,3



4. Raporturi între sol și textura depozitelor. Materialul analitic de care dispunem se referă la un strat gros de cca 2,50 m. Procesul de solificare a afectat acest strat pe o grosime mai mică sau mai mare, variabilă în funcție de condițiile bioclimatice în care acest proces s-a dezvoltat. Astfel, în porțiunea de cîmpie la care ne referim se succed de la ESE spre WNW zonele de stepă, antestepă și pădure, corespunzătoare din punct de vedere pedologic cernoziomurilor, cernoziomurilor levigate și solurilor silvestre (brun-roșcate sau cenușii). Se înțelege deci că pe aceeași direcție se succed soluri cu profil din ce în ce mai profund, respectiv stratul asupra căruia se manifestă procesul de alterare ca urmare a acțiunii factorilor pedogenetici este din ce în ce mai gros. Spre exemplu, profilul unui cernoziom nu se dezvoltă pe o grosime mai mare de 1,5 m (chiar mai puțin), pe cînd al unui sol brun-roșcat de pădure poate să depășească 2,5 m. Rezultă, aşa dar, că trecerea de la depozitele mai nisipoase din E către cele mai argiloase din vestul cîmpiei este legată într-o oarecare măsură și de modificările survenite în condițiile bioclimatice, respectiv în procesul de solificare.

Pe de altă parte, alterarea materialului mineral este mai intensă în procesul de formare a solurilor silvestre, datorită cantității mai mari de precipitații care cade în această zonă, decît în cel de formare a cernoziomurilor, soluri de climă mai uscată. În orice sol materialul care constituie orizonturile superioare ale profilului de sol este supus unei alterări mult mai intense decît cel din orizonturile inferioare. Aproape fără excepție, la solurile zonale se observă o trecere de la o textură mai fină în orizontul A sau B la una mai nisipoasă în orizontul C, trecere care se face uneori între limite restrinse ce nu determină încadrarea celor două orizonturi în clase texturale diferite. Alteori însă solul, deși format pe un depozit inițial uniform ca textură, prezintă diferențe importante între orizonturi. Astfel se explică faptul că pe marginea estică a cîmpiei (pe terasa Brăilei și în cîmpia înaltă) textura de la suprafață este diferită de cea de la baza profilului de sol: lut în orizontul A, lut nisipos în orizontul D, solul respectiv fiind un cernoziom carbonatic, format în condiții climatice destul de uscate (400–500 mm cantitate medie de precipitații). Diferențierea texturală nu este mare; se trece de la un lut cu 21–25% particule $< 0,002$ mm (un lut situat în partea inferioară a clasei texturale respective) la un lut nisipos cu 16–18% asemenea particule. Totuși, ea se produce între limitele care corespund trecerii de la o clasă texturală la alta. În același fel se poate explica și diferența texturală dintre orizontul A — lut argilos — al solurilor din cîmpia Mostiștei și orizontul D — lutos — al acelorași soluri.

Totuși, nu putem presupune că alterarea datorită procesului de solificare este cauza unică a schimbării compoziției granulometrice a depozitelor de suprafață de la E spre W în partea estică a Cîmpiei Române. Pe de o parte, uniformitatea compoziției granulometrice pe profil la solurile lut argiloase din Burnas sau din cîmpia de la nord de București este o dovedă că și roca inițială a avut aceeași



compoziție sau una foarte apropiată. Pe de altă parte, în această parte a cîmpiei se întîlnesc soluri aparținînd mai multor tipuri genetice, care însă nu se deosebesc între ele din punct de vedere al texturii. Cernoziomurile levigate și solurile silvestre brun-roșcate din cîmpia din jurul Bucureștilor au o textură asemănătoare (nu numai la suprafață, ci și la baza profilului; numai între compozitia granulometrică a orizonturilor B ale celor două tipuri de sol există diferențe), după cum tot astfel se asemăna între ele, din punct de vedere al texturii, cernoziomurile mediu levigate și solurile silvestre cenușii din cîmpia subcolinară Mizil-Stîlpu. Fără a subaprecia rolul procesului de solificare în alterarea materialului, considerăm totuși că au existat inițial diferențe între compozitia granulometrică a depozitelor de suprafață din partea estică a cîmpiei, adică inițial depozitele de suprafață au avut o compozitie din ce în ce mai fină de la E spre W și NW cîmpiei.

5. Loess și depozitele loessoide în Cîmpia Romînă de est. Rămîne de văzut acum, în ce măsură putem vorbi de loess în această parte a Cîmpiei Romîne. Înțînd seama de compozitia granulometrică arătată în tablourile de mai înainte constatăm

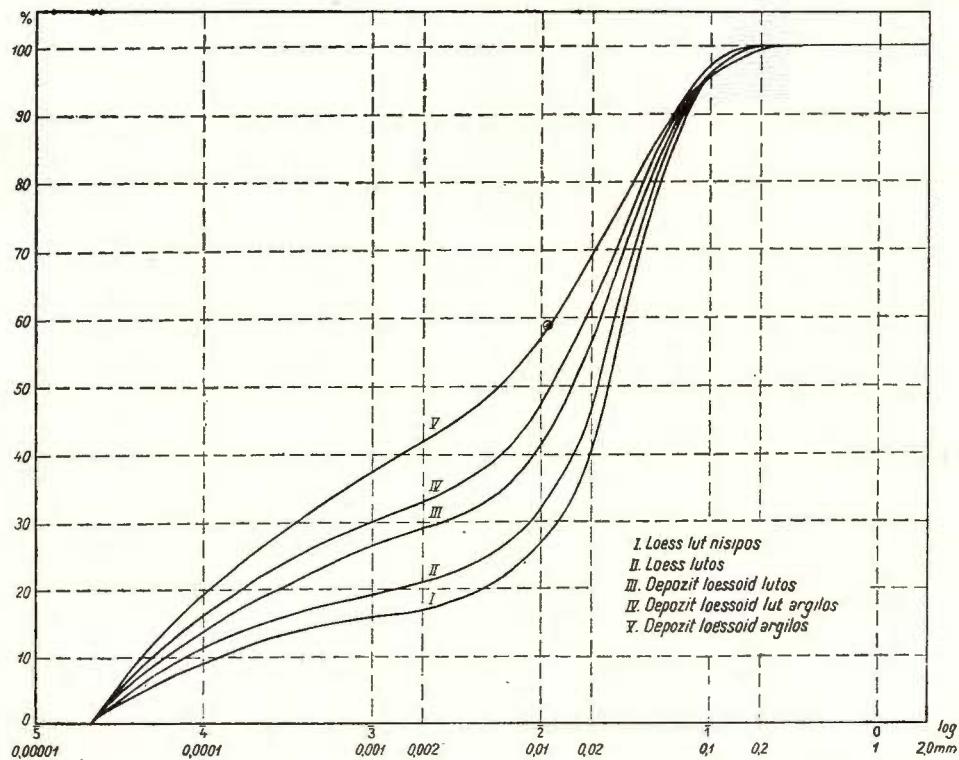


Fig. 1. – Curbele de însumare la loessul și depozitele loessoide din Cîmpia Romînă de E.

că în cîmpie există depozite cu un procent foarte scăzut de material grosier (respectiv cu $< 1\%$ nisip grosier). Ele au însă o compoziție granulometrică variată. Cea mai apropiată de compoziția granulometrică a loessului tipic este textura depozitelor luto-nisipoase care acoperă marginea estică a Cîmpiei Romîne, aşa cum arată și curbele de însumare reprezentate în fig.

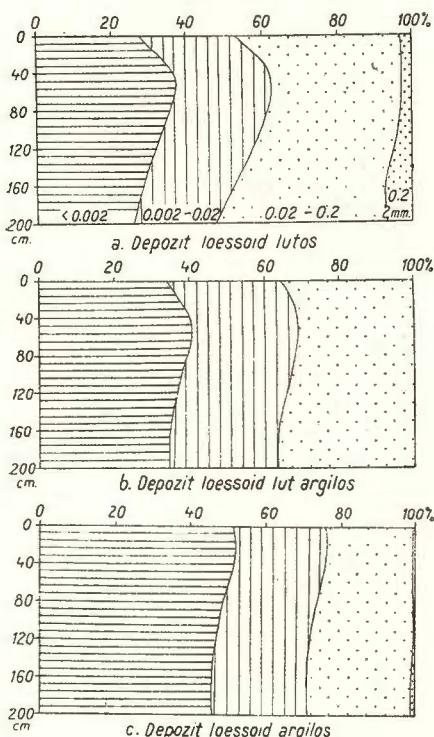


Fig. 2. — Compoziția granulometrică a depozitelor loessoide din cîmpia subcolinară și din cîmpia Bucureștilor.

nind mult mai afinat, cu o capacitate mare pentru aer, fără plasticitate, etc.

În consecință, considerăm că putem denumi loess depozitele cu textură luto-nisipoasă sau lutoasă și cu nisip grosier $< 1\%$. Cele cu textură mai fină – lut-argiloasă sau argiloasă – ca și cele care, indiferent de compoziția granulometrică, au un procent de nisip grosier peste 1, intră în categoria depozitelor loessoide. Repetăm, în cazul de față nu este vorba de o subîmpărțire pe criterii genetice, ci numai de una de ordin litologic.

Ca repartiție geografică, din hartă constatăm că loessul acoperă cea mai mare parte a cîmpiei de la E de valea Săratei. Marginea nordică a interfluviilor care

1. Destul de asemănătoare este și compoziția granulometrică a depozitelor lutoase, care acoperă cea mai mare parte a cîmpiei de la E de linia Sărata-Obîrșia Mostiștei. Ele conțin de asemenea o cantitate foarte scăzută de nisip grosier ($< 1\%$). Atât depozitele luto-nisipoase, cât și aceste depozite lutoase prezintă bine exprimate și celelalte caractere ale loessului, adică afinare, plasticitate slabă, porozitate, etc. Dacă crește însă procentul de particule fine, textura depozitelor devenind lut argiloasă sau argiloasă (fig. 2 și curbele cumulative din fig. 1), materialul pierde parțial și celelalte caractere ale loessului: este din ce în ce mai puțin afinat, devine plastic, nu mai este poros, crovorile nu mai sunt, caracteristice (de regulă se transformă în padine cu diametru uneori de 1–2 km, dar rare). Chiar culoarea depozitului se schimbă, devenind gălbui mai închisă, uneori slab roșcată (datorită în parte și conținutului mai scăzut de CO_3Ca pe care îl conțin aceste roci). În egală măsură creșterea procentului de nisip grosier face să se schimbe caracterele rocii, în acest caz materialul deve-

nind mult mai afinat, cu o capacitate mare pentru aer, fără plasticitate, etc.

constituie această parte a cîmpiei este acoperită cu depozite loessoide cu un procent din ce în ce mai ridicat de nisip grosier, care trec apoi în nisipuri. La vest de linia Sărata—Obîrșia Mostiștei, cîmpia este acoperită la suprafață cu depozite loessoide cu o textură mai fină decît a loessului, cu sau fără nisip grosier.

6. Originea loessului și a depozitelor loessoide. Din studierea hărții alăturate (pl. I), constatăm pe fiecare din cele trei interfluvii — care constituie cîmpia de la est de valea Sărății—Obîrșia Mostiștei, aceeași succesiune de depozite de la nord

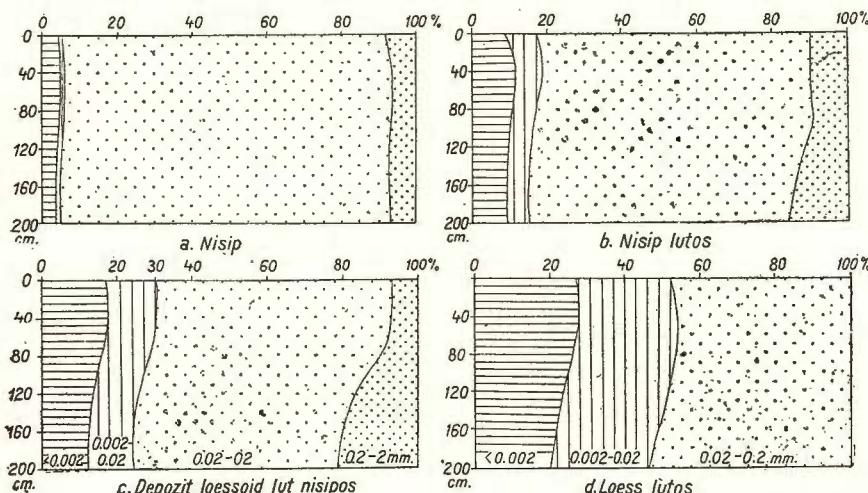


Fig. 3. — Compoziția granulometrică a depozitelor din cîmpia Brăilei (succesiune de la N la S, între Rîmnicel și Urleasca).

la sud: nisipuri și nisipuri lutoase care nu formează o unitate continuă, apoi depozite loessoide luto-nisipoase cu mult nisip grosier și în sfîrșit depozite loessoide lutoase cu particule grosiere în cantitate din ce în ce mai mică, pînă la loess cu textură de lut pe marginea sudică a interfluviului (fig. 3). Pe de altă parte, mărimea ariei de repartiție a depozitelor loessoide cu nisip grosier $> 1\%$, ca și a loessului, este direct proporțională cu extinderea nisipurilor. Astfel, în cîmpia Brăilei, unde nisipurile și nisipurile lutoase ocupă o suprafață restrînsă, restrînsă este și aria de repartitie a depozitelor loessoide (chiar neseparabilă la scara la care prezentăm noi harta) și a loessului cu $0,1-1\%$ nisip grosier. Cea mai mare parte a cîmpiei este acoperită cu loess (cu nisip grosier $< 0,1\%$). În schimb, în cîmpia dintre Călmățui și Ialomița, unde nisipurile ocupă o suprafață mult mai mare, depozitele loessoide cu nisip grosier sunt și ele mai răspîndite (pe alocuri apar dune nisipoase în chiar centrul interfluviului). Din datele de care dispunem rezultă chiar că pe acest

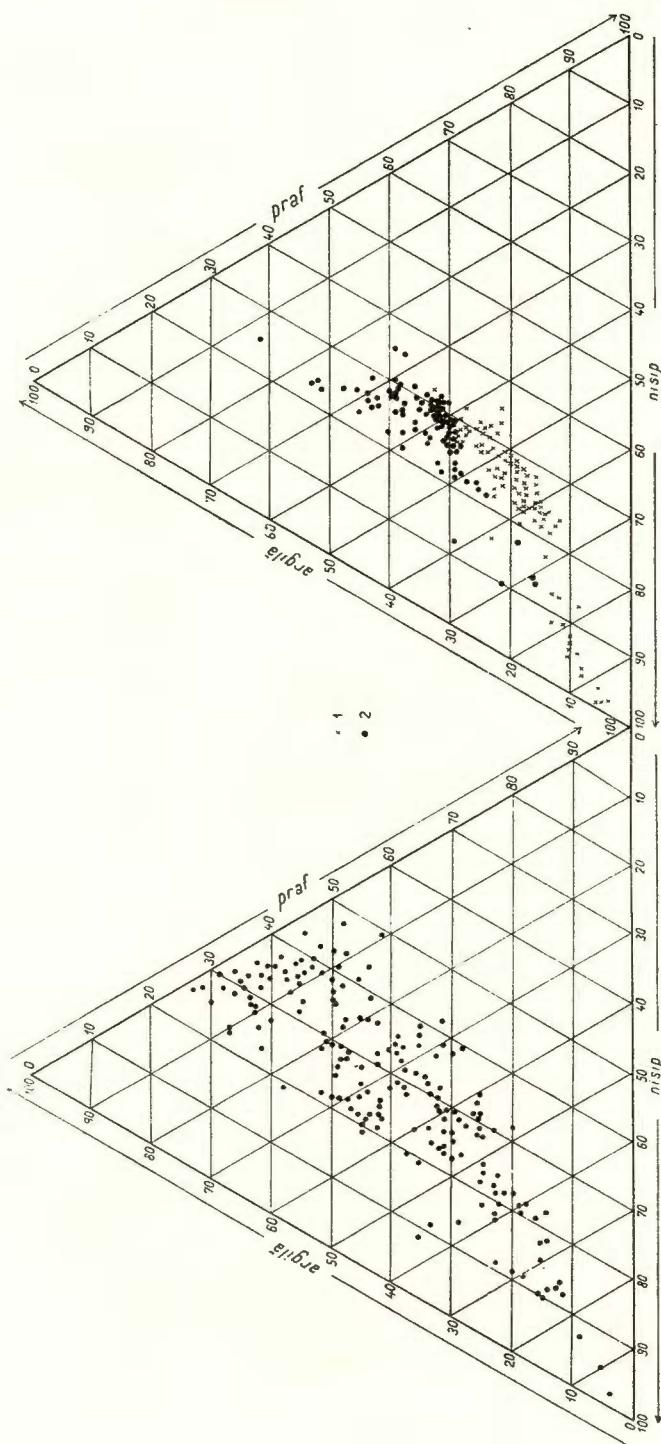


Fig. 4. – a) Compoziția granulometrică a depozitelor aluvionare; b) Compoziția granulometrică a loessului, depozitelor loessoide și nisipurilor.
 I, în cimpia de la E de linia Sărata–Obirșia Mostiștei; —, în cimpia de la W de linia Sărata–Qbirșia Mostiștei

interfluviu nu se întâlnește loess cu nisip grosier < 0,1% (ci numai cu 0,1–1% nisip grosier), iar pe interfluviul Ialomița-Dunăre, unde de asemenea nisipurile ocupă suprafețe neînsemnate, și depozitele loessoide cu nisip grosier sunt mai puțin răspândite. Rezultă deci, că pe de o parte, există o legătură genetică între diferitele depozite care se succed pe fiecare interfluviu de la nord la sud. Pe de altă parte, o astfel de triere a materialului nu poate fi legată decât de acțiunea vîntului. În consecință, datele privind compoziția granulometrică a depozitelor de suprafață vin să confirme părerea lui MURGOCI că loessul din Bărăgan este de origine eoliană. De asemenea, sursa acestui material nu trebuie căutată prea departe: ea este constituită — cum spune G. MURGOCI (13) — din aluviunile rîurilor mari care străbat cîmpia. Puternicele vînturi de N și NE au spulberat și triat materialul, elementele grosiere rămînînd în marginea nordică a fiecărui interfluviu, iar materialul fin fiind transportat din ce în ce mai departe. Cantitatea cea mai mare de nisipuri provine¹⁾ din aluviunile vechiului Buzău care curgea pe valea Călmățuiului, o cantitate mai mică din aluviunile Ialomiței și o cantitate foarte mică din aluviunile Siretului (nisipurile din cîmpia Brăilei provin din aluviunile Siretului, iar nu din cele ale Buzăului, actualul curs al acestui rîu fiind recent în acest sector).

Privind harta, constatăm că la vest de linia valea Sărătei—Obîrșia Mostiștei succesiunea depozitelor nu mai este aceeași. În acest sector acțiunea vînturilor de N și de NE se resimte mult mai puțin. Astfel, pe lîngă faptul că textura depozitelor este mai fină, pe marginile nordice ale interfluviilor apar numai fîșii înguste cu depozite loessoide cu 0,1–1% particule grosiere (uneori practic nu se pot separa asemenea fîșii). Depozite loessoide cu material grosier > 1% apar în cadrul interfluviilor din această parte a cîmpiei pe terase sau pe cîmpia propriu-zisă. Uneori ele conțin un procent destul de ridicat de nisip grosier și chiar pietricele. În sfîrșit, putem spune că depozitele de suprafață din cîmpia din jurul Bucureștilor se apropie, prin multe din caracterele lor, de depozitele cîmpiei subcolinară. Ori, originea depozitelor loessoide din cîmpia subcolinară trebuie legată de activitatea fluvială caracteristică unor asemenea cîmpii. Putem presupune că tot așa cum azi porțiuni din această cîmpie sunt acoperite cu depozite proluvial-deluviale, în trecut activitatea aceasta s-ar fi putut desfășura în sectoarele în care azi solurile sunt formate pe depozite loessoide. Originea proluvial-deluvială a depozitelor din cîmpia subcolinară este clară și este foarte probabil ca și depozitele de la nord și sud de București să aibă aceeași origine (10, 11, 12). Pentru anumite sectoare (ca de ex. pentru Burnas sau pentru partea sud-estică a interfluviului Argeș-Dîmbovița) putem lua în considerare într-o măsură mai mică sau mai mare și acțiunea vîntului. În general însă, depozitele de suprafață ale cîmpiei din jurul Bucureștilor trebuie să le legăm de depozitele cu

¹⁾ Mai bine zis, de-a lungul marginii cîmpului dinspre Călmățui sunt scoase la zi depozite nisipoase pe o suprafață mai mare.

textură fină (dar care conțin întotdeauna un anume procent de particule grosiere) care acoperă cea mai mare parte a Cîmpiei Romîne de vest (5).

În sfîrșit, înscrierea într-un triunghi a compoziției granulometrice a diferitelor depozite de suprafață din Cîmpia Romînă de est, scoate în evidență anumite caractere ale acestor depozite (fig. 4). Astfel, constatăm că aluviunile se înscrui în acest triunghi într-un fascicol larg, mai ales pentru porțiunea care cuprinde depozitele cu textură fină. Procentul de praf este variabil între 20–50% la aluviunile argiloase și între 10–40% la cele cu 20–30% argilă $< 0,002$ mm. Spre deosebire de aluviuni, loessul și depozitele loessoide au un conținut de praf aproximativ constant, indiferent de conținutul în argilă. Într-adevăr, constatăm că, atât depozitele loessoide cu 15% argilă $< 0,002$ mm, cât și cele cu 50% fracțiuni de această mărime, au un conținut de praf cuprins între 20–30%. Puține puncte se situează în afara acestor limite. Loessul și depozitele loessoide formează un fascicol bine delimitat între 20–30% praf și 15–55% argilă. Se constată de asemenea că depozitele cîmpiei de la est de linia Sărata–Obîrșia Mostiștei se situează în partea inferioară a acestui fascicol, adică au un procent mai scăzut de argilă, iar cele de la vest de această linie în partea superioară, avînd deci o textură mai fină, aşa cum s-a arătat mai înainte. Putem presupune din această grupare în limite atât de restrînse în ceea ce privește conținutul în praf, anumite legături genetice rezultate fie din existența unei surse comune de proveniență a materialului (respectiv din aluviunile rîurilor carpatice), fie din procese asemănătoare de transformare prin diageneza¹⁾.

Același triunghi arată că o dată cu scăderea cantității de argilă (cu \varnothing particulelor $< 0,002$ mm) la mai puțin de 15%, scade și conținutul în praf, respectiv se constată o scădere proporțională a cantității de particule prăfoase și argiloase, atunci cînd acestea din urmă dețin un procent mai mic decît 15. Începînd cu nisipurile, care nu au mai mult de câteva procente de argilă și praf, pînă la luturile nisipoase (cu cca 15% particule $< 0,002$ mm) depozitele se înscrui în triunghi într-un fascicol orientat pe o anumită direcție, rezultată din creșterea paralelă a argilei și prafului. Mai departe însă, cantitatea de praf rămîne relativ constantă (între 20–30%, aşa cum am arătat mai sus), indiferent de creșterea procentului de particule argiloase, fascicolul în care se înscrui punctele schimbîndu-și orientarea.

Totuși, există o anumită continuitate între depozitele nisipoase și cele loessoide (mai ales între primele și depozitele loessoide cu textură mijlocie de la E de linia Sărata–Obîrșia Mostiștei), care presupune o legătură genetică între cele două feluri de depozite. Este caracteristică însă atât aluviunilor, cât și loessului și depozitelor loessoide, lipsa unor variante prăfoase. În adevăr, depozite predominant prăfoase (cu peste 50% praf) lipsesc din Cîmpia Romînă de est.

¹⁾ Din acest punct de vedere, ca și din altele, pentru a ajunge la rezultate mai precise sunt necesare și alte analize, în primul rînd mineralogice, de care nu dispunem în momentul de față.

7. Alte roci în Cîmpia Română de est. În afara loessului și depozitelor loessoide, în Cîmpia Română de est se mai întâlnesc roci nisipoase și aluviuni.

Rocile nisipoase. Sub această denumire sunt cuprinse rocile în a căror compoziție granulometrică argila și praful (împreună) reprezintă un procent foarte scăzut, uneori chiar sub 3%. În funcție de compoziția lor granulometrică se deosebesc nisipuri nelegate (curgătoare), care practic nu conțin particule fine și nisipuri slab legate, în care procentul de argilă și praf ajunge pînă la 10. Tot în categoria rocilor nisipoase sunt considerate și nisipurile lutoase, cu un procent de 10–20% material fin (praf și argilă). Rocile nisipoase de la suprafața cîmpiei nu prezintă o stratificare. Se separă totuși uneori un orizont depus recent peste unul mai vechi, mai mult sau mai puțin solificat. Culoarea lor este variată: gălbui-albicioasă la nisipurile cu carbonați sau gălbui ușor roșcată la cele fără carbonați. În adevăr, în Cîmpia Română se întâlnesc atât nisipuri carbonatice cât și necarbonatice.

Nisipurile carbonatice din cîmpie se deosebesc însă net de nisipurile carbonatice de origine marină, întrucît primele nu sunt cochlifere. Sunt nisipuri fluviatile supuse deflației care le-a modelat și a creat un relief de dune. Materialul spulberat a fost transportat și redepus în altă parte. Nisipurile necarbonatice sunt nisipuri remaniate. Ele provin din erodarea unor soluri deja spălate de carbonați (probabil din erodarea orizonturilor A și B ale cernoziomurilor levigate care se formează pe depozitele nisipoase carbonatice). Materialul a fost redepus, constituind strate groase de nisip necarbonatic. În general, nisipurile carbonatice (care mai precis sunt, din punct de vedere al compoziției granulometrice, nisipuri legate și nisipuri lutoase) ocupă suprafețe restrînse. Ele sunt stabile, solificate, eroziunea eoliană afectînd numai coamele dunelor. Nisipurile necarbonatice ocupă suprafețe întinse mai ales pe marginea nordică a interfluviului Călmățui-Ialomița. Ele constituie unitățile cu nisipuri mobile, fiind de altfel mult mai ușor spulberate, dată fiind cantitatea redusă de material fin pe care o conțin. Dăm, spre exemplu, compoziția granulometrică a două probe dintr-un asemenea nisip (tabl. 11).

TABLOUL 11

Adîncime în cm	< 0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2
2–20	4,4	1,2	86,2	8,2
130–150	3,9	1,5	87,4	7,3

Depozitele fluviatile constituie o altă categorie de roci neconsolidate, care ocupă suprafețe întinse în Cîmpia Română de est. Față de uniformitatea relativă a rocilor descrise mai sus, ele prezintă o mare variație texturală, atât în suprafață,



cît și în adîncime. Domină însă depunerile de material fin, deoarece în această parte a cîmpiei sînt cuprinse cursurile mijlocii și inferioare ale rîurilor, caracterizate prin viteza de curgere și putere de transport mai scăzute decît în cursul superior, unde sînt depuse aluvionurile constituite din material grosier.

În cadrul acestei categorii deosebim:

D e p o z i t e d e a l u v i o n a r e , r e s p e c t i v d e p o z i t e d e p u s e d e r i u r i i n l u n c i . În general rîurile din Cîmpia Romînă au lunci largi, în cadrul cărora vechile cursuri sînt însemnate prin tot atîtea grinduri constituite din depozite psamitice, iar între grinduri, în depresiunile care ocupă suprafețe mari, domină depozitele pelitice. În aceste lunci depozitele aluviale cu textură mijlocie acoperă suprafețe restrînse, ca și pietrișurile care se întîlnesc la zi numai în albia cîtorva rîuri din cîmpia subcolinară (a Teleajenului, spre exemplu). Dintre rîurile mai importante ale Cîmpiei, Buzăul este acela care aduce astăzi aluvioni, în cea mai mare parte cu o compoziție granulometrică nisipoasă. În schimb, în lunca veche — azi părăsită a Buzăului — lunca Călmățuiului — domină net depozitele aluviale argiloase în care apare sporadic material grosier¹⁾.

D e p o z i t e l e p r o l u v i a l e sînt caracteristice cîmpiei subcolinare, în care apele curgătoare, mai ales cele cu caracter torențial, desfășoară o intensă activitate. O serie întreagă de conuri de împrăștiere, de vîrste diferite, se însîră între Prahova și Buzău. Dintre acestea, conul de împrăștiere al Prahovei se situează într-o categorie aparte, fiind cel mai vechi și constituit, în același timp, din depozite psefítice, care apar la zi pe o suprafață întinsă. Pietrișurile conului sînt acoperite cam din dreptul liniei Brazi—Tătărani—Corlătești, de depozite fine argiloase loessificate, groase de 2—3 m. Celealte conuri de împrăștiere, mult mai tinere ca vîrstă, unele din ele în curs de formare, sînt constituite din depozite mai fine: pietrișurile lipsesc, iar nisipurile ocupă, în general, o suprafață restrînsă. În schimb, suprafețe mari din cîmpia subcolinară sînt acoperite cu depozite argiloase. Așa se explică de altfel și forma teșită a acestor conuri formate dintr-unul sau mai multe grinduri nisipoase cu coame înguste, dar cu pante prelungi, constituite mai puțin din depozite aleuritice, cît mai ales din material fin argilos. În învelișul de sol aceste conuri de vîrstă actuală sau subactuală se pun în evidență prin soluri tinere, care nu au evoluat încă pînă la stadiul zonal.

Studierea compoziției granulometrice a depozitelor neconsolidate prezintă o deosebită importanță atât din punct de vedere științific, cît și practic. Textura este, cum am arătat, unul din criteriile de bază în diferențierea loessului și depozitelor loessoide. De ea depind o serie întreagă de proprietăți care dau rocii un caracter mai mult sau mai puțin loessoid. Pe de altă parte, cunoașterea compoziției rocilor este indispensabilă în elaborarea proiectelor de lucrări hidroameliorative. Astfel,

¹⁾ Ne referim la stratul de 1—2 m grosime de la suprafață.



DEPOZITE DE SUPRAFAȚĂ ÎN CÎMPIA ROMÂNĂ DE EST

(alcătuită pe baza materialului existent la Serviciul de Pedologie (Prospectiuni) al Comitetului Geologic)

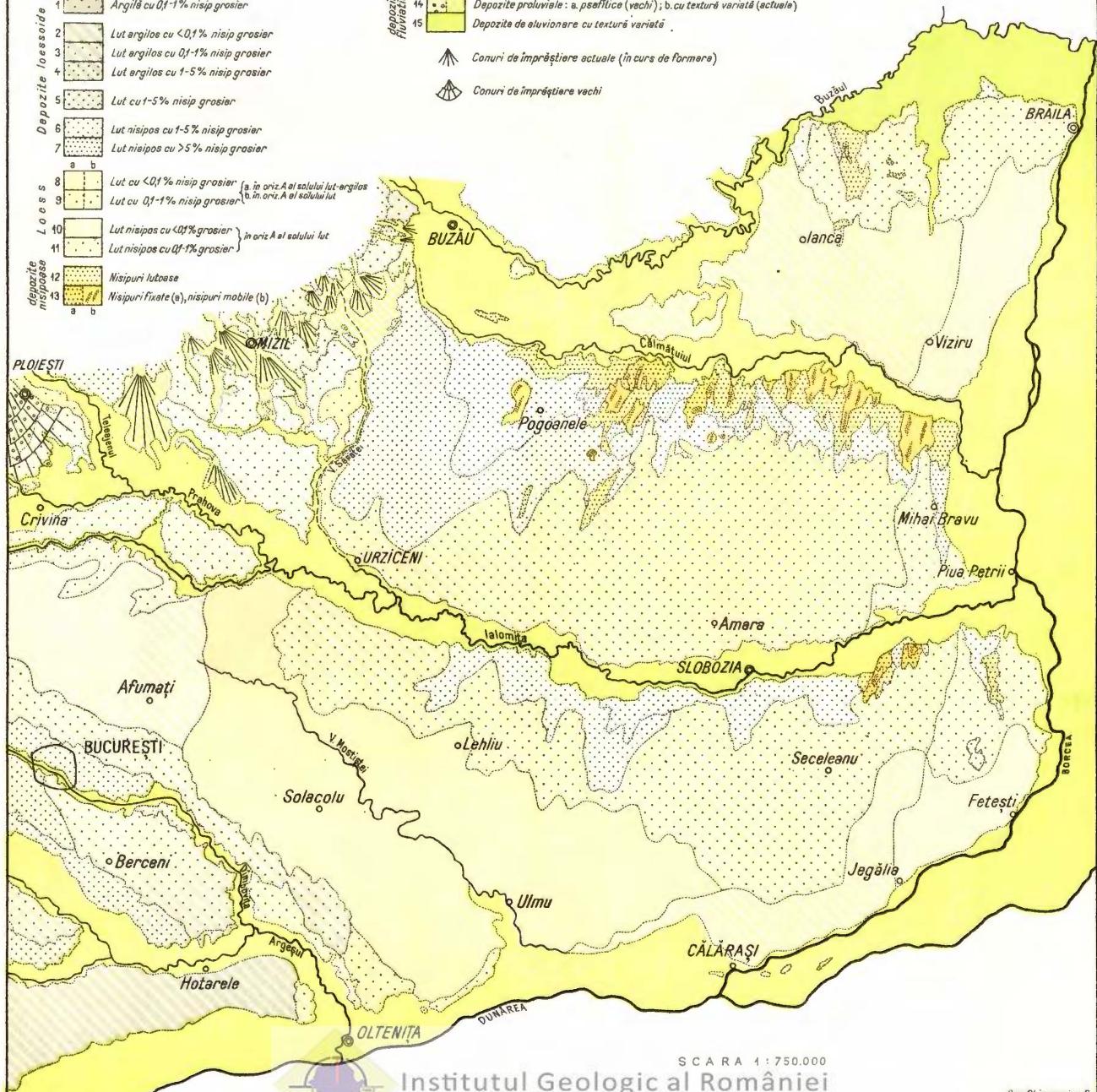
LEGENDA

Depozite loessoidice	1 Argilă cu 0,1-1% nisip grosier
Lut	2 Lut argilos cu <0,1% nisip grosier
	3 Lut argilos cu 0,1-1% nisip grosier
	4 Lut argilos cu 1-5% nisip grosier
	5 Lut cu 1-5% nisip grosier
Loess	6 Lut nisipos cu 1-5% nisip grosier
	7 Lut nisipos cu >5% nisip grosier
Depozite meiosapte	8 Lut cu <0,1% nisip grosier {a. în oriz. A și solul lui lut-argilos b. în oriz. A și solul lui lut}
	9 Lut cu 0,1-1% nisip grosier
	10 Lut nisipos cu <0,1% grosier } în oriz. A și solul lui lut
	11 Lut nisipos cu 0,1% grosier }
Nisipuri	12 Nisipuri lutești
	13 Nisipuri fixate (a), nisipuri mobile (b)
a b	

Depozite fluviale
Depozite de eluvionare cu textură variată

Conuri de împreștiere actuale (în curs de formare)

Conuri de împreștiere vechi



SCARA 1:750.000

Institutul Geologic al României

în cazul Cîmpiei Romîne de est, proiectele de irigare vor ține seama de varietatea texturală a depozitelor. Construirea canalelor de irigație în sectoarele în care roca de solificare este constituită din nisipuri nu va fi indicată, dată fiind marea permeabilitate, a rocii. În schimb, cea mai mare parte a Cîmpiei fiind acoperită de depozite cu textură mijlocie, oferă, din acest punct de vedere, condiții optime de irigare. Rezultatele obținute de unitățile agricole socialiste în lucrările de irigare a unor suprafețe mai mult sau mai puțin restrînse din cîmpie — spre exemplu irigarea aproape în întregime a terasei Călărași — sunt convingătoare. De altfel, irigarea întregii Cîmpii Romîne de est constituie unul din obiectivele principale ale construcției socialiste în țara noastră. În vederea realizării acestui obiectiv sunt necesare însă studii complexe, între altele studierea variației texturale a depozitelor nu numai în suprafață ci și în adâncime.

BIBLIOGRAFIE

1. ASVADUROV H. Cercetări pedologice în cîmpia înaltă Hagieni—Fetești. *D. S. Comit. Geol.*, XLII, (1954—1955), București 1959.
2. ASVADUROV H. Cercetări pedologice în sectorul Mihăilești—Bălăria—Grădiștea, *D. S. Comit. Geol.*, XLII (1954—1955), București 1959.
3. BRĂTESCU C. Criterii pentru determinarea vîrstei teraselor quaternare, « Omagiu lui C. Kirițescu », București 1936.
4. CONEA ANA, TUTUNEA C., MULCĂ N. Solurile cîmpiei dintre Olt și Argeș. *D. S. Comit. Geol.*, XLIV (1956—1957), București 1962.
5. CONEA-RĂDULESCU ANA, TUTUNEA C. Cercetări pedologice în sectorul sudic al interfluviului Argeș-Dâmbovița. *D. S. Comit. Geol.*, XLII (1954—1955), București 1959.
6. ENCULESCU P. Loessul din România și solurile zonale ce s-au format pe socoteala sa, *Bul. agr.* nr. 7—10, București 1929.
7. FLOREA N. Cercetări pedologice în partea sud-vestică a Cîmpiei Brăilei. *D. S. Comit. Geol.*, XLI (1953—1954), București 1957.
8. FLOREA N., PREDEL FL., MUNTEANU I. Cercetări pedologice între Mostiștea și Argeș. *D. S. Comit. Geol.*, XLII (1954—1955), București 1959.
9. GOGOAŞĂ T. Cercetări pedologice în partea estică a cîmpiei Vlăsia (raionul Snagov). *Comit. Geol.*, XLII (1954—1955), București, 1959.
10. LITEANU E. Geologia zonei orașului București. *Comit. Geol., Studii tehn. econ. seria E (Hidrogeologie)*, nr. 1, București 1952.
11. LITEANU E., I. Geologia ținutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării; II. Procese morfogenetice holocene în bazinul inferior al Argeșului. *Comit. Geol., Studii tehn. econ., seria E (Hidrogeologie)*, nr. 2, București 1953.
12. LITEANU E. Harta cuaternarului din partea extracarpatică a R.P.R. *Anal. Rom.-Sov.*, seria geologie-geografie, nr. 1 (42), 1960.
13. MURGOCI G. Climatul în România și regiunile învecinate în timpul Cuaternarului tîrziu, 1910. Opere alese, București 1957.
14. NAUM TR. GRUMĂZESCU H. Problema loessului. *Probl. de Geogr.*, I, București 1954.



15. OANCEA C. Cercetări pedologice în nordul interfluviului Dîmbovița-Moșnițea. *D. S. Comit. Geol.* XLII (1954–1955), București 1959.
16. OPREA C. V., CONTREA A. Contribuții la cunoașterea formării și răspândirii loessului în partea de vest a țării. *Stud. Cercet. științ., seria Științe agricole*, III/1–2, Timișoara 1956.
17. POPOVĂȚ M., La texture du loess, *Bul. soc. rom. Geol.* III, București 1937.
18. PRICĂJAN A. Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița, *Comit. Geol., Studii tehn. econ., seria E Hidrogeologie*, nr. 5, București 1961.
19. SPIRESCU M., Cercetări pedologice în Bărăgan, la vest de valea Jegăliei. *D. S. Comit. Geol.* XLI (1953–1954), București 1957.
20. * * * Metodicescoie rucovodstvo po izuchenii o gheologicheskoj sémke cetverticinih, otlojenij, Moscova 1954.
21. * * * Kratkoie poleva rucovodstvo po complexnoi gheologicheskoj sémke cetverticinih otlojenij, Moscova 1957.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ОТЛОЖЕНИЯМИ НА ПОВЕРХНОСТИ ВОСТОЧНОЙ РУМЫНСКОЙ РАВНИНЫ

АНА КОНЯ, НАДЯ ГИЦУЛЕСКУ, П. ВАСИЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Исследуя гранулометрический состав отложений на поверхности Восточной Румынской Равнины, авторы установили что они вариируют от песка до глины. В то же самое время установлена и вариация количества грубо-зернистого песка, содержащегося в этих отложениях. Установив гранулометрический состав, как основной критерий для классификации некоторых рыхлых пород, авторы выделили:

песчаные породы (рис. 4), пески и супеси, содержащие 1–10% частиц $< 0,002$ мм, которые имеют в этой равнине увеличенный процент грубозернистого песка;

лесс и лессовидные отложения (рис. 2, 3, 4) с текстурой от легко-суглинистой до глины и с разнообразным процентом грубозернистого песка.

Принимая во внимание гранулометрический состав и содержание грубо-зернистого песка, и исходя из предпосылки, что между лессом и лессовидными отложениями существуют меньше генетических различий, в особенности, петрографических, авторы приходят к выводу, что могут быть названы «лессом» отложения суглинистой и легко-суглинистой структуры, имеющие очень сниженный процент ($< 1\%$) грубозернистого песка. Отложения с мелкозернистой текстурой (тяжелые суглинки и глины), а также отложения со средней текстурой, имеющие процент превышающий 1% грубозернистых частиц, выделяются в категорию лессовидных отложений. В то же самое время они представляют и остальные характерные черты последних.



Эти отложения перекрывают междуречие Румынской Восточной Равнинны (чертеж I) со следующим чередованием: на окраинах междуречий — пески и супеси, затем — лессовидные отложения с большим количеством песка и на юге междуречья — лесс. Распространение лессовидных отложений (суглинистых и легко суглинистых — с грубозернистым песком $> 1\%$) прямо пропорционально величине ареала распространения песков. Такое чередование предполагает определенную генетическую связь между этими отложениями. В заключение, авторы утверждают что эти отложения золотого происхождения.

На западе определенной линии (В. Сэрата—В. Мостиштей) поверхностная седиментация образовалась из лессовидных отложений, тонкой текстуры (тяжелые суглинки и глины). Только на нижних террасах, они представляют глинистую текстуру, но содержат повышенный процент грубозернистого песка. По происхождению — они выделены как принадлежащие пролювио-делювию.

В поймах и на конусах выноса отложения поверхности образованы из текстурно разнообразных аллювий.

Общая характеристика отложений поверхности Румынской Восточной Равнинны — это полное отсутствие некоторых пылеватых вариантов. Лесс и лессовидные отложения содержат 20—30% пыли (безразлично от содержания глины $< 0,002$ мм), а аллювий редко доходит до 50% пыли (см. треугольники на рис. 4).

CONSIDÉRATIONS SUR LES DÉPÔTS DE SURFACE DANS LA PLAINE ROUMAINE DE L'EST

PAR

ANEA CONEA, NADIA GHITULESCU, P. VASILESCU

(Résumé)

En étudiant la composition granulométrique des dépôts de surface de la Plaine Roumaine de l'est, les auteurs constatent qu'elle varie depuis les sables jusqu'aux argiles. En même temps ils ont observé une forte variation de la teneur en sable grossier de ces dépôts. Considérant la composition granulométrique comme critérium fondamental pour la classification des sédiments meubles, les auteurs distinguent:

Dépôts sableux (fig. 3) (sables et sables limoneux) qui contiennent 1—10% particules $< 0,002$ mm et accusent toujours une teneur élevée en sable grossier.

Loess et dépôts loessoïdes (fig. 1, 2, et 3) à texture allant du limon sableux jusqu'à l'argile et une teneur variée en sable grossier. Basés sur la composition

granulométrique et la teneur en sable grossier, ainsi que sur l'idée qu'entre le loess et les dépôts loessoïdes les différences sont moins d'ordre génétique que d'ordre pétrographique, les auteurs arrivent à la conclusion que l'on peut accorder le nom de « loess » aux dépôts à texture limoneuse et limono-sableuse, à teneur très réduite en sable grossier ($< 1\%$). Les dépôts à texture fine (limon argileux et argile) ou moyenne, dans lesquels la proportion des particules grossières est supérieure à 1%, sont considérés comme des dépôts loessoïdes. En même temps, ils doivent accuser aussi les autres caractères spécifiques pour ces dépôts.

Ces dépôts recouvrent les plaines interfluviales de la Plaine Roumaine de l'est (pl. I), se succédant dans l'ordre suivant: aux bords nord des plaines interfluviales apparaissent les sables et les sables limoneux; suivent les dépôts loessoïdes riches en sable grossier et, enfin, dans le sud des plaines interfluviales vient se déposer le loess. L'extension en surface des dépôts loessoïdes (limoneux et limoneux-sableux à $> 1\%$ sable grossier) est directement proportionnelle à l'aire de répartition des sables. Une telle succession nous impose la conclusion qu'il existe un rapport génétique entre les dépôts et que ces dépôts mêmes sont d'origine éolienne.

À l'ouest de la ligne Valea Sărată—Valea Mostiștei les roches de surface sont constituées par des dépôts loessoïdes à texture fine (limono-argileuse et argileuse). Ce n'est que sur les terrasses inférieures qu'ils accusent une texture limoneuse, avec une teneur élevée en sable grossier. Leur origine est considérée proluviale-déluviale.

Dans les plaines alluviales, ainsi que dans les cônes de déjection, les dépôts de surface sont constitués par des alluvions à texture variée.

L'absence de toute variante poussiéreuse est une autre caractéristique générale des dépôts de surface de la Plaine Roumaine de l'est. Le loess et les dépôts loessoïdes contiennent 20—30% de poussière (indifféremment de la teneur en argile $< 0,002$ mm) et dans la composition granulométrique des alluvions la poussière accuse rarement une proportion de 50% (v. triangles, fig. 4).

ON THE SURFACE DEPOSITS IN EASTERN RUMANIAN PLAIN

BY

ANA CONEA, NADIA GHITULESCU, P. VASILESCU

(Abstract)

Studying the texture of the surface deposits in Eastern Rumanian Plain, the authors state that it ranges from sands to clays. At the same time, they also note a variation of the bulk of coarse-grained sand in these deposits. On account of the texture considered as the fundamental criterion for the classification of unconsolidated rocks, they distinguish:



Institutul Geologic al României

Sandy deposits (fig. 3) (sands and loamy sands), which contain 1–10% grains $< 0,002$ mm and always have a high percentage of coarse-grained sand;

Loess and loessoid deposits (fig. 1, 2, 3) with a texture ranging from sandy loam to clay and a varied percentage of coarse-grained sand. Bearing in mind both the texture and the content of coarse-grained sand and considering that between loess and loessoid deposits there are more petrographical than genetical differences, the authors reach the conclusion that one could name "loess" the deposits with loam and sandy loam texture, having a very low percentage of coarse-grained sand ($< 1\%$). The fine-textured deposits (clay-loam and clay) or even the medium-grained ones containing up to more than 1% coarse grains are interpreted as loessoid deposits. At the same time, they have to present also the other typical features of these deposits.

They cover the interfluves in Eastern Rumanian Plain (pl. I) presenting the following sequence: sands and loamy sands on the northern margin of the interfluves; then the loessoid deposits with a great bulk of coarse sand and ultimately, loess in the southern part of the interfluves. The distribution of loessoid deposits (loam and sandy loam with coarse sand $> 1\%$) is directly proportional with the area of the distribution of sands. Such a sequence assumes a genetic relationship between these deposits. It is concluded that they are of eolian origin.

To the West of the Valea Sărata and Valea Mostiștei the surface rocks consist of loessoid, fine-textured deposits (clay-loam and clay). Only on the lower terraces they have a loamy texture but contain a high percentage of coarse-grained sand. They suggest a proluvial-deluvial origin.

In the alluvial plains and the alluvial cones the surface deposits consist of different textured alluvial deposits.

A general feature of the surface deposits in Eastern Rumanian Plain is the lack of silt. Loess and loessoid deposits contain 20–30% silt (indifferent of the content of $< 0,002$ mm clay) and the alluvium only rarely reaches up to a 50% silt content (see triangles on fig. 4).





Institutul Geologic al României

SOLUL PODZOLIC DE LA SĂSAR—BAIA MARE ȘI EFECTUL AMELIORATIV AL MARNĂRII

DE

N. CERNESCU, ELENA GÂȚĂ, ELENA STOICA, P. PAPACOSTEA, ELENA POPA

A) Introducere

Pentru ameliorarea fertilității solurilor puternic podzolite, plugarii din regiunea Baia Mare aplică marnarea solului asociată cu gunoirea, încă de acum cîteva decenii.

Sub denumirea populară de « policău » sau « polochin », se folosește ca amendament, atât argile marnoase, cît și luturi nisipoase (cu conținut variabil de carbonat de calciu), recoltate din depozitele sedimentare ale regiunii¹⁾.

Deși rezultatele obținute de țărani sînt cunoscute de mult agronomilor și altor specialiști care au cercetat regiunea, înainte de anul 1953 nu s-a întreprins un studiu științific mai adîncit pentru precizarea influenței pe care o are aplicarea amendamentului marnos asupra însușirilor fizico-chimice și biologice ale solului. Serviciul de Pedologie al Comitetului Geologic a întreprins în anul 1953 primele cercetări de teren și laborator, ale căror rezultate au fost consemnate într-un raport preliminar succint înaintat forurilor superioare. În cele ce urmează sînt redate rezultatele cercetărilor de laborator execute în cadrul Comitetului Geologic după 1953, confrunțate cu unele observații de teren și unele rezultate obținute în casa de vegetație de către Catedra de Pedologie, din Institutul Agronomic « Nicolae Bălcescu » (asistent ȘTEFAN PUIU).

¹⁾ În agrochimie, sfera noțiunii de « marnă » are un conținut deosebit de cel atribuit de geologi și petrografi. În agrotehnica îngrășămintelor, se înțelege prin marnă, un material pămîntos format în natură, ce conține carbonat de calciu în amestec intim cu diferite componente detritice (nisip, praf, argilă) în proporții variabile (A. N. Nostitz). Conținutul de carbonat de calciu trebuie să depășească în general 5%; valoare comercială au însă numai marnele cu peste 20% carbonat de calciu. În geologie se înțelege prin marnă un depozit argilo-calcaros cu 40—50% carbonat de calciu sau carbonat de magneziu și peste 50% din suma componentelor detritice, formată din argilă. În lucrarea de față se folosește denumirea de « marnă » în sensul agrochimic.



După o expunere a condițiilor naturale de formare și a caracterelor morfologice, fizice și chimice ale solului podzolic de pe terasa râului Săsar (teritoriul satului Săsar), se arată modificările determinate în însușirile solului prin aplicarea amendamentului marnos și influența acestor modificări asupra fertilității.

B) Condițiile naturale în regiunea cercetată

1. *Geomorfologie, litologie, hidrogeologie.* Din punct de vedere fizico-geografic, teritoriul cercetat aparține « Depresiunii Baia Mare », a cărei axă o constituie R. Săsar și în continuare R. Lăpuș (între confluența R. Săsar cu R. Lăpuș și confluența R. Lăpuș cu R. Someș). Depresiunea Baia Mare apare adâncită în depozitele sedimentare ale Ponțianului, acoperite în părțile joase cu depozite cuaternare (aluvioni, depozite de terasă și depozite proluviale). Spre nord și nord-est, la cote ce depășesc în general 350 m, apare formația eruptivă (dacite și trahite).

a) Depozitele ponțiene sunt formate din strate argilo-marnoase de culoare cenușie, ce alternează cu strate de nisipuri și luturi fin-nisipoase, gălbui, cu un conținut redus de CO_3Ca (cca 10–25%). Ele apar la zi și spre marginea depresiunii, la cote mai ridicate, și pe versanții văilor ce și-au adâncit albia pînă sub nivelul inferior al învelișului de sedimente cuaternare.

Au fost analizate opt probe de « marnă » din diferitele puncte de unde țăranii au scos material pentru amendarea solurilor (în deosebi de la Dîmbul Morii).

Rezultatele analizei prezentate în tabloul 1 indică o variație între limite destul de largi, atât în ceea ce privește conținutul de carbonați¹⁾, cât și în ceea ce privește alcătuirea granulometrică. Conținutul de carbonați este cuprins între 13–20%, în mediu 16,4%. Procentul de argilă fizică ($< 0,01$ mm) oscilează în jurul mediei de 53,1% între 32–85%. Textura materialului folosit²⁾ prezintă o gamă de tranziții începînd de la lut mediu (proba 4) spre lut greu (probele 3 și 5), argilă usoară (proba 6) și argile mijlocii sau grele (probele 7 și 8). Înînd seama de definițiile petrografice, după procentul redus de carbonați, se poate vorbi mai curînd de « argile marnoase » decît de marne propriu zise. Este interesant de semnalat corelația dintre argilozitatea materialului și procentul de CO_3Ca . Probele 1, 2 și 3, cu textură de lut mediu – lut greu, sunt mai bogate în carbonați (17–20%), în timp ce probele 4–8, cu textură de argilă usoară – argilă grea, sunt mai sărace în CO_3Ca (13–18%).

Sătenii folosesc de preferință ivirile de « marnă » (policău) cu colorit vineteiu și luciu gras, bogate în argilă, dar mai sărace în carbonați, după cum reiese din datele de mai sus.

¹⁾ Toată cantitatea dozată de CO_2 a fost calculată drept CO_3Ca ; în realitate, cca 17–34% (în mijlociu 25%) din CO_2 se găsește legat ca CO_3Mg și CO_3Fe .

²⁾ Denumirea clasei texturale corespunde sistemului Sibîrîev-Kacinschi, bazat pe raportul dintre argila fizică ($< 0,01$ mm) și nisipul fizic (0,01–2 mm).



TABLOUL 1

Alcătuirea granulometrică a problemelor de marnă pomiciană (politică, polochină), folosită la amendarea solului podzolic pe teritoriul satului Săsar (Baia Mare)

Nr. probei	La 100 g material uscat la 105°					La 100 g material uscat la 105°, fără humus și carbonatii					
	Argilă < 0,002 mm	Praf 0,002–0,02 mm	Nisip fin 0,02–0,2 mm	Nisip grosier 0,2–2 mm	Humus %	Carbonați (CO ₂ Ca)	Argilă fizică < 0,01 mm	Praf < 0,002 mm	Nisip fin 0,002–0,02 mm	Nisip grosier 0,02–2 mm	Argilă fizică < 0,01 mm
1	34,07	36,52	17,27	0,02	2,17	16,20	56,62	38,76	41,52	19,66	0,02
2	37,76	36,16	12,92	0,03	1,35	15,58	60,70	43,47	41,62	14,88	0,03
3	22,39	34,29	29,15	0,03	1,75	18,67	41,76	26,09	39,94	33,94	0,03
4	19,51	23,99	40,86	0,05	0,85	17,30	31,89	23,11	28,43	48,41	0,05
5	19,80	32,47	30,62	0,02	1,88	18,38	38,40	23,88	39,16	36,94	0,02
6	31,84	35,98	20,13	0,07	1,19	15,46	50,55	36,17	40,88	22,88	0,07
7	48,45	19,91	17,75	0,06	2,06	15,35	60,07	56,23	23,11	20,60	0,06
8	56,27	31,40	0,52	0,00	1,60	13,26	84,78	63,79	35,62	0,59	0,00
Media	33,76	31,32	21,15	0,04	1,60	16,40	53,09	38,93	43,79	24,77	0,04
											61,29



TABLOUL 2

Analiza extrasului în acid clorhidric a probei de marnă 8

Analist: ELENA GÂTĂ

(g/100 g material uscat la 105°)

SiO ₂	=	16,12
R ₂ O ₃	=	13,48
CaO	=	5,52
MgO	=	2,71
K ₂ O	=	1,08
Na ₂ O	=	0,47
SO ₃	=	0,46
P ₂ O ₅	=	0,15
CO ₂	=	5,83
Humus	=	1,60
Azot	=	0,10
(urme de sulfură)		
CO ₃ Ca	=	9,5%
CO ₃ Mg	=	0,8%
CO ₃ (Fe, Mn)	=	3,3%

TABLOUL 3

*Analiza apei dintr-o fântină de pe terasa rîului Săsar (Oglinda apei
în puț la cca 3 m)*

Analist: ELENA GÂTĂ

Ioni determinați.	Miligrame la 1 litru	Milivali la 1 litru	
		anioni	cationi
SiO ₃ [—]	56,0	2,23	—
SO ₄ [—]	91,0	1,89	—
Cl [—]	19,6	0,55	—
CO ₃ H [—]	181,8	2,98	—
Ca ⁺⁺	75,4	—	3,77
Mg ⁺⁺	3,9	—	0,32
Na ⁺ + K ⁺	66,6	—	2,90
 Total:	494,3	7,65	6,99

Reziduul fix 105 °C = 495 mg/l Duritatea permanentă = 3,15 g

Reziduul fix 180 °C = 471,5 mg/l Duritatea temporară = 8,34 g

pH = 7,3 Oxidabilitatea = 5,12 mg

O₂/l



Analiza chimică a extrasului în acid clorhidric conc. a probei 8 din marna folosită la Săsar este redată în tabloul 2.

Bioxidul de carbon (5,83%) este legat de CaO, MgO și FeO (MnO) în proporții corespunzătoare la 9,5% CO₃Ca, 0,79% CO₃Mg și 3,25 CO₃Fe.

Din datele cuprinse în tabloul 2, rezultă că elementele de nutriție minerală a plantei (potasiu, fosfor, calciu, magneziu) sunt în cantități ce nu depășesc pe cele conținute obișnuit într-un sol argilo-marnos. Procentul ridicat de SO₃ (0,47%) se explică prin prezența sulfurii de fier în marna de la Săsar, care prin oxidare trece în sulfat.

După criteriile folosite la aprecierea rezervei de substanțe nutritive a solului, proba 8 are un conținut mijlociu de fosfați, este bogată în potasă, dar mai ales în calce și magnezie.

Corespunzător conținutului de argilă mai redus, celealte probe de marnă sunt probabil mai sărace în potasă; dat fiind procentul mai ridicat de carbonați, vor fi însă ceva mai bogate în calce și magnezie.

b) Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin aluviunile ce acoperă albia majoră a râurilor Săsar și Lăpuș, precum și prin depozitele sistemului de terase, bine dezvoltat în deosebi pe stînga văii Lăpușului și a văii Săsarului. Depozitele de terasă, cu o stratificație orizontală, apar așezate discordant peste depozitele ponțiene slab înclinate (5–10°); grosimea depozitelor cuaternare variază în punctele observate, între 2–6 m. În malul abrupt al râului Săsar se poate observa următoarea succesiune de strate:

- 0–1,60 m lut nisipos cu orizonturi diferențiate datorită procesului de solificare: lut mediu
lут ușor în primii 50–60 cm; trece în jos într-un lut greu (cca 30 cm grosime)
la o argilă usoară (cca 80 cm grosime);
- 1,60–4 m pietriș și bolovaniș (grosime cca 80 cm), amestecat cu nisip și puțină argilă;
- Sub 4 m apare depozitul ponțian argilo-marnos, în general alterat și decalcarizat în partea lui superioară.

c) Stratul acvifer freatic. Stratul de pietriș poate fi observat în majoritatea deschiderilor naturale la adîncimi și cu grosimi variabile. Stratul de pietriș constituie obișnuit un orizont de acumulare a apei (strat acvifer). Oglinda apei freatică în puțuri (nivelul hidrostatic) variază cu adîncimea la care se găsește stratul de pietriș. În comuna Mocira se găsesc puțuri cu oglinda apei la 1,20–1,50 m; în satul Săsar la 4–7 m.

Datele analizei apei (tabl. 3) recoltate dintr-un puț de pe teritoriul satului Săsar (casa parohială) indică o mineralizare foarte slabă (0,5 g/litru), de tipul bicarbonatocalcic. Diferența de 0,66 milivali dintre suma anionilor și suma cationilor este datorită probabil bicarbonatului feros, a cărui prezență poate fi constatătă în toate apele slab mineralizate din regiune. Este semnificativ de asemenea conținutul de



Mg, extrem de redus. Slaba mineralizare a apei reflectă sărăcia în cationi bazici de schimb în solul percolat de apa din precipitații, ce alimentează stratul acvifer.

2. *Clima*. Din datele meteorologice de la stațiunea din orașul Baia Mare, rezultă că Depresiunea Baia Mare aparține provinciei climatului temperat central-european (Cfbx), cu influențe subatlantice. Valoarea normală a mijlocii anuale a precipitațiilor este de 1014 mm, iar mijlocia anuală a temperaturii este de 9,2°C. Iernile sunt blînde, iar verile nu prea călduroase. Temperatura mijlocie a lunii celei mai reci nu coboară sub -3°, iar cea a lunii celei mai calde este cuprinsă între 20–22°C. Indicele de ariditate [precipitații : (temp.+ 10)] este de 53 și indică condiții de umiditate excesivă.

3. *Vegetația naturală* (după I. ȘERBĂNESCU). În sectorul cercetat, la sud de rîul Săsar, peisajul geobotanic al Depresiunii Baia Mare a fost constituit în trecut din vegetația pădurilor cu *Quercus robur* (stejar), al căror caracter mezofitic este indicat de existența exemplarelor relicte de ferigă (*Dryopteris filixmas*), ce pot fi întâlnite la umbra pîlcilor de pădure încă existente sau chiar în umbra gardurilor. Într-un anumit stadiu de evoluție, în luminișurile și poienile pădurilor, transformate treptat în dumbrăvi, se dezvoltă o vegetație ierboasă, printre ale cărei componente floristice predomină probabil *Festuca rubra*, care se menține astăzi numai în pîlcuri sau indivizi izolați în cuprinsul ariilor ocupate de asociațiile de plante ierboase actuale. Datorită podzolirii solului sub învelișul pădurii, odată cu formarea orizontului B (greu permeabil), reducerea drenajului intern al solului a determinat declanșarea procesului de înmlăștinare superficială (îndeosebi în perioadele bogate în precipitații).

Odată cu accentuarea podzolirii și a înmlăștinării de suprafață, asociația de *Festuca rubra* a fost înlocuită treptat prin diferitele faciesuri ale asociației de *Agrostis canina*, care predomină astăzi în bună parte în pajiștile naturale și chiar în culturile din cuprinsul teritoriului amintit, pe forme de relief variate.

Procesul de înmlăștinire s-a accentuat în deosebi după defrișarea pădurilor; din fostele masive păduroase se păstrează astăzi numai pîlcuri sau benzi izolate de *Quercus robur* pe izlazul dintre Baia Mare și Mocira sau exemplare izolate în cuprinsul vîtrelor de sat. Prin favorizarea sau stînjenirea drenajului, structura geologică a subsolului, ca și formele sau gradul de fragmentare a reliefului au determinat o diversitate de condiții în ceea ce privește intensitatea procesului de înmlăștinare și ca urmare o accentuată diferențiere a învelișului vegetației ierboase din pajiștile naturale.

Pe relieful plan sau chiar ușor depresionar nefragmentat și ca atare lipsit de drenaj extern, al terasei rîului Săsar, străbătute de șoseaua Recea – Baia Mare, predomină o vegetație acidifilă de locuri sărace puternic înmlăștinate. Cea mai mare



parte a suprafeței izlazului străbătut de șoseaua Recea—Baia Mare este acoperită cu asociația de *Juncus effusus*, cu *Agrostis canina*, *Nardus stricta*, *Sieglungia decumbens*, *Rumex acetosella* etc., cu *Politrichum commune* și mușchi scunzi, care acoperă solul dintre tufele formate de plantele ierboase. Datorită stagnării apei în profil și temporar chiar la suprafață, solul podzolic, puternic debazificat, prezintă aspecte de intensă gleizare și pe alocurea este acoperit la suprafață cu un strat gros pînă la cîțiva cm de humus brut acid (turbos). Înmlăștinarea este datorită nu numai condițiilor favorabile stagnării apei din precipitații, dar și apropierii de suprafață a unui strat acvifer (cca 3 m), cu fluctuații mari ale oglinzi apei freatice (profilul 4). Pe aceeași formă de relief, acoperind suprafețe mai mari sau mai mici între Recea și Mocira sau în apropiere de Baia Mare (de o parte și de alta a liniei ferate), se întâlnește asociația încheiată de *Nardus stricta*; *Nardus stricta* apare și ca petece reduse, izolate în cuprinsul asociațiilor de *Juncus effusus* și de *Agrostis canina*. Suprafața cea mai mare ocupată de *Nardus stricta* se găsește în fața gării Baia Mare, pe cîmpul străbătut de șoseaua Baia Mare — Nebuna de Sus. Aci formează o asociație încheiată, bine dezvoltată, în care apar sporadic numai tufe firave de *Juncus effusus*. Asociația de *Nardus stricta*, în condițiile de aci, pare să fie termenul final de evoluție al asociațiilor de *Juncus effusus* sau de *Agrostis canina*.

Relieful mai ridicat al teraselor superioare ale rîului Săsar prezintă aspecte de înmlăștinare mai puțin accentuată, datorită drenajului intern și extern mai bun. Textura mai usoară a depozitelor aluvial-proluviale, pe seama cărora s-a format solul, ca și prezența la adîncimi nu prea mari a stratelor de pietriș, asigură o permeabilitate mai bună a profilului, chiar și după individualizarea orizontului B, insuficientă totuși pentru a exclude complet aspectele de înmlăștinare superficială. Drenajul extern este asigurat prin fragmentarea acestui relief, străbătut de valea Cășilor, valea Cărbunarilor și vîlcelele sau văugile afluente lor. Solul format în aceste condiții este un sol podzolic pseudogleizat (profilele 3, 5, 6 și 7) puternic debazificat, cu profil bine diferențiat, bogat în separațiuni feri-manganice concreționate (bobovine) sau sub formă de pete.

În pajiștile naturale (izlazuri) care acoperă acest relief predomină faciesurile variate ale asociației de *Agrostis canina* cu *Juncus effusus*, *Juncus macer*, *Deschampsia caespitosa*, *Sieglungia decumbens*, etc., pe alocuri cu petece sau indivizi izolați de *Nardus stricta*. *Agrostis canina* apare și ca buruiană, în culturile care acoperă bună parte din suprafața reliefului amintit; predominant de asemenea în vegetația pîrloagelor.

Dealurile despădurite din depresiunea Baia Mare sunt acoperite astăzi cu livezi de pomi fructiferi, vii și finețe. Clima temperată și umedă permite dezvoltarea castanului domestic (*Castanea sativa*).

Luncile și terasele rîurilor Săsar și Lăpuș sunt acoperite cu culturi de porumb, secără, ovăz, grâu, cartofi, legume. Parte din terase și luncă sunt folosite ca izlaz și finețe.

Valoarea economică a izlazurilor de pe luncă și terase este cu totul redusă, datorită suprafețelor întinse acoperite de plante cu valoare furajeră redusă sau chiar fără valoare furajeră (*Juncus effusus*, *Nardus stricta*).

Finețele de pe solurile formate pe seama depozitelor argilo-marnoase cu o compoziție floristică mai variată, cu o valoare furajeră mai bună. Nu vom insista asupra lor, ele depășind cadrul acestui studiu cu obiectiv bine determinat.

C) Solul și geneza lui

Învelișul de soluri al depresiunii Baia Mare este diferențiat în raport cu caracterul litologic al sedimentului-mamă, situația pe formele de relief (pante, coame, terase), vîrsta reliefului și influența apei din stratul acvifer.

Pe depozitele levantine argilo-marnoase s-au format pseudorendzine și soluri brune pseudorendzinice; pe depozitele levantine luto-nisipoase, soluri brune și soluri brune în diferite stadii de podzolire; pe depozitele teraselor mai vechi apar soluri puternic podzolite (podzoluri secundare), în timp ce pe terasa luncii se întâlnesc soluri brune de luncă slab podzolite. Pe relieful plan al teraselor, posibilitatea de stagnare a apei din precipitații în profilul solului a determinat apariția predominantă a varietăților pseudogleizate; adâncimea mică a apei freatic (1–4 m) influențează de asemenea evoluția solului, condiționând seria genetică a solurilor gleice și semigleice cu orizont de glei tipic.

În cele ce urmează se va da o descriere detaliată numai a solului puternic podzolic, de pe terasa superioară a rîului Săsar, din cuprinsul satelor Săsar, Recea, Mocira, care formează obiectul studiului de față.

1. Caracterele morfologice ale profilelor studiate¹⁾ (de pe terasa superioară a rîului Săsar):

Profilul 3, sol dernopodzolic pseudogleizat, din izlazul Recea—Baia Mare (sud de aeroport); în marginea unei rîpi.

A₁g 0–20 cm, lut mediu (praf — nisip fin); cenușiu-slab gălbui, cu pete ruginii; separații de hidroxid feric pe rădăcioare; structură fin șistosă (pulverulent-microgrăunțos); afinat la suprafață, mai compact spre adâncime; slab înțelenit.

A₂g 20–44 cm, lut mediu (praf — nisip fin); cenușiu deschis cu nuanță gălbui; separații ferimanganice punctiforme; structură macroșistoasă rău definită; se desface ușor în aglomerate bulgăroase friabile; afinat, slab compact.

A₂B_g 44–60 cm, lut greu (praf — nisip); cenușiu albicioas, cu pete ruginii și brune argiloase (separații ferimanganice); aglomerate bulgăroase care se desfac în glomerule friabile; concrețiuni ferimanganice bine consolidate, cu diametre pînă la 3–4 mm; în partea superioară concrețiunile apar mai bogate în oxizi ferici, spre bază în oxizi manganici.

¹⁾ Caracterizarea texturii este dată după sistemul Kacinsky; în paranteză se indică fracțiunile granulometrice predominante.

- BA_{2g}** 60–75 cm, lut greu (argilă-praf); cenușiu marmorat cu frecvențe pete ruginii și negre-brunii (separații ferimanganice ca pete neconsolidate); bulgăros-colțurat prismatic nuciform; suprafața elementelor structurale pudrată cu silice; între elementele structurale depunerile în cuiburi de material prăfos fin nisipos antrenat din A. **Bg** sub 75 cm, argilă ușoară; cenușiu-gălbui murdar, marmorat cu pete ruginii (nu apar separații ferimanganice ca concrețiuni consolidate); structura prismatică mare; compact greu permeabil.

Profilul 4, sol dernopodzolic puternic pseudogleizat, cu orizont de glei în adâncime; izlazul Săsar Baia Mare.

- A_{1g}** 0–12 cm, lut mediu (praf – nisip fin); pulverulent; cenușiu; rădăcini frecvențe; depunerile de hidroxizi ferici pe traseul rădăcinilor.
A_{1'g} 12–29 cm, lut mediu (praf – nisip fin) pulverulent; cenușiu-gălbui; separări de hidroxizi ferici punctiforme.
A_{2g} 29–60 cm, lut greu (praf-argilă); structură șistoasă; colorit marmorat (pete ruginii frecvențe, pe fond cenușiu), rare acumulări ferimanganice punctiforme.
B_{1g} 60–85 cm, argilă ușoară (argilă-praf); structură prismatic-nuciformă, cu elemente colțurate; colorit marmorat (fond cenușiu deschis cu pete brune-ruginii); acumulări ferimanganice neconsolidate, ca pete.
B_{2g} 85–130 cm, argilă ușoară (argilă-praf); structură prismatică, colorit marmorat (fond brun-ruginiu cu vine cenușii);
Bg sub 130 cm, argilă ușoară (argilă-praf); structură columnoidă, colorit marmorat (apar pete vine-albăstrei) care trădează o trecere spre un orizont de glei.

În puțuri, oglinda apei este obișnuită la 3–4 m și se ridică în perioadele umede pînă la 2 m.

După ploi mari și primăvara (după topirea zăpezilor), apa din precipitații ajunge să stagneze pe suprafața solului, fapt ce explică prezența vegetației de locuri înmlăștinate. Influența apei din precipitații stagnante în profil determină pseudogleizarea, care este deosebit de accentuată în deosebi în primii 80 cm; sub 130 cm se resimte influența umidității capilar-ascendente din stratul acvifer, iar mai în adâncime apare orizontul de glei freatic.

Profilul 5, sol dernopodzolic cultivat, marnat în anul 1951 (probele recoltate în anul 1953).

- A_{1g}** 0–15 cm, lut greu (praf – nisip fin); structură microgrăunțoasă nestabilă; colorit pestriț (cenușiu-bruniu cu pete vine-albăstrei, datorită «marnei» imperfect amestecate cu solul); fragmentele de marnă fac efervescență cu HCl, nu însă și masa solului; rădăcini frecvențe.
A_{1g} 15–29 cm, lut greu (praf – nisip fin); structură nedefinită; cenușiu-bruniu cu pete ruginii (separații de hidroxizi ferici).
A_{2g} 29–49 cm, lut greu (praf-argilă) structură în microbulgări ușor friabili, cu tendințe de șistozitate.
A_{2Bg} 49–64 cm, argilă ușoară (argilă-praf); aglomerate nuciforme neregulate care se desfac în elemente colțurate neregulate; cenușiu cu pete ruginii; slab compact, rădăcini frecvențe.



Bg 64–110 cm, argilă ușoară (argilă-praf); structură prizmatic-columnoidă, cu elemente structurale bine consolidate, marmorat (cenușiu-vinețiu cu pete ruginii), separații ferimanganice punctiforme, compact.

Profilul 6, sol dernopodzolic pseudogleizat cultivat, marnat de 20 ani (probele recoltate în 1953).

A₁ 0–15 cm, lut greu (praf – nisip fin); microgrăunțos, cenușiu-bruniu.

A_{1g} 15–35 cm, lut mediu (praf – nisip fin); pulverulent, slab șistos; cenușiu-gălbui; separații punctiforme ferimanganice;

A_{2g} 35–52 cm, lut mediu (praf – nisip fin); aglomerate bulgăroase care se desfac în glomerule colțurate friabile, de mărimea alunei; cenușiu cu pete ruginii frecvente; concrețiuni ferimanganice (bobovine), poros (canalicule pe urma rădăcinilor).

A_{2Bg} 52–73 cm, argilă ușoară (praf – argilă); structură nuciformă (puțin stabilă), marmorat (alternanțe de pete ruginii și pete cenușii); concrețiuni ferimanganice (bobovine), macropori.

Bg sub 75 cm, argilă grea (argilă-praf); structură prizmatic-columnoidă; cenușiu-vinețiu cu pete ruginii, concrețiuni ferimanganice, compact.

Profilul 7, sol dernopodzolic pseudogleizat, sub pîrloagă înierbată cu *Agrostis canina*.

A₁ 0–12 cm, lut greu (praf – nisip fin); pulverulent microgrăunțos, cenușiu-bruniu, țelină.

A_{1g} 12–29 cm, lut greu (praf – nisip fin); pulverulent, slab șistos, cenușiu-bruniu cu pete ruginii, compact.

A_{2g} 29–50 cm, lut greu (praf – nisip fin); pulverulent-microgrăunțos, cu tendințe de șistozitate; cenușiu cu pete ruginii, poros.

A_{2Bg} 50–72 cm, argilă ușoară (praf – argilă); nuciform-bulgăros; marmorat (alternanță de pete cenușii cu pete ruginii), concrețiuni ferimanganice (bobovine), macroporos.

Bg sub 72 cm, argilă ușoară (argilă – praf); prizmatic; marmorat, concrețiuni ferimanganice, compact, (la 2,8 m apare pietrișul, stratul acvifer la 8–9 m).

Profilul 7 este în general foarte asemănător profilului 6.

2. Diferențierea texturală și chimică a substratului mineral în profilul solului de tip podzolic. Din descrierile profilelor 3–7 și rezultatele analizei granulometrice pe orizonturi (tabl. 4), rezultă că solul de tip podzolic de la Săsar – Baia Mare a suferit un proces de eluvionare mecanică. Conținutul de argilă (fracțiunea sub 0,002 mm) este redus în orizontul A la aproape jumătate, față de orizontul B. Corespunzător apare o îmbogățire reziduală a orizontului A în fracțiunea praf (0,02–0,002 mm) și în deosebi în fracțiunea nisip fin (0,2–0,02 mm).

Paralel cu diferențierea texturală s-a produs și o diferențiere chimică accentuată a orizonturilor profilului de sol, după cum rezultă din datele privitoare la analiza globală (tabl. 5 și 6), analiza extrasului în HCl conc. (tabl. 7 și 8) și cele privitoare la capacitatea de schimb cationic și complexul cationilor schimbători (tabl. 10 și 11).

Mecanismul diferențierii chimice și texturale a orizonturilor poate fi prezentat în linii mari astfel: dat fiind clima umedă, regimul hidric al solurilor din regiunea Baia Mare este excesiv transpercolativ, cea mai mare parte din an. Datorită acestui



TABLOUUL 4
Alcătuirea granulometrică a solului podzolic de la Săsar (Baia Mare)

Profilul	Adin- cimea cm	g/100 g sol uscat la 105°C						g/100 g sol uscat fără humus					
		Hu- mus	2–0,2 mm	0,2–0,02 mm	<0,002 mm	Total	<0,001 mm	0,01 mm	2–0,2 mm	0,2–0,02 mm	<0,002 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
4 neamendat; islaz	0–12	3,33	1,7	34,1	40,4	21,4	100,9	17,6	42,9	1,7	34,9	41,4	22,0
	12–29	1,77	2,4	32,5	42,5	23,0	102,1	18,7	45,4	2,3	32,4	42,3	22,9
	35–55	0,54	1,5	30,0	40,9	28,5	101,4	24,4	45,1	1,4	29,8	40,5	28,2
	60–85	0,36	0,7	27,0	34,0	39,7	101,7	34,9	57,8	0,7	26,6	33,5	39,2
	85–105	0,31	0,8	24,0	35,8	39,4	100,3	35,3	59,7	0,8	24,0	35,8	39,4
7 amendat; prüfagă întelenită	130–150	0,34	1,1	14,5	40,6	45,5	102,0	42,1	62,4	1,1	14,2	39,9	44,8
	0–12	4,40	1,3	31,4	41,5	24,9	103,5	20,7	46,8	1,3	31,7	41,8	25,1
	12–29	3,36	1,2	31,0	42,2	26,4	104,1	22,1	46,7	1,2	30,8	41,8	26,2
	29–50	1,80	1,6	30,4	42,0	27,5	105,3	22,8	50,0	1,3	30,0	41,4	27,1
	50–72	0,85	2,5	25,7	40,7	31,6	101,3	27,2	53,0	2,5	25,6	40,5	31,4
5 amendat cu marnă;	72–90	0,47	1,2	22,4	34,2	43,5	101,7	39,2	61,5	1,2	22,1	33,7	42,9
	0–15	4,77	1,5	29,1	37,7	27,4	100,47	23,3	47,4	1,6	30,4	39,4	28,6
	15–29	3,88	1,5	27,1	39,8	31,1	103,38	26,8	52,3	1,5	27,2	40,0	31,3
	29–49	2,71	1,8	26,8	38,1	34,4	103,81	39,9	55,1	1,8	26,5	37,7	34,0
	49–64	1,46	4,3	25,4	36,3	35,8	103,26	31,6	55,7	4,2	24,9	35,7	35,2
6 amendat cu marnă;	64–79	0,93	2,8	23,6	32,7	41,6	101,63	37,6	59,0	2,7	23,5	32,5	41,3
	79–86	0,78	0,9	17,1	35,6	48,4	102,78	51,5	65,0	0,9	16,8	34,9	47,4
	0–17	3,53	1,5	27,6	40,0	26,7	99,3	21,6	48,9	1,5	28,8	41,8	27,9
	17–32	1,7	30,5	42,0	24,0	101,2	19,5	19,5	46,8	1,7	31,3	42,8	24,4
	32–52	1,72	2,0	30,5	42,4	25,0	101,6	19,5	48,8	2,0	30,5	42,4	25,0
55–75	0,65	2,5	27,4	38,1	31,9	100,5	26,5	53,9	2,4	27,4	38,2	32,0	26,6
	75–95	0,42	1,4	20,8	33,0	46,0	101,6	41,0	65,5	1,41	20,5	32,6	45,5



TABLOUL 5

*Rezultatele analizei totale a solului podzolic de la Săsar (Baia Mare)
(g/100 g sol uscat la 105°C)*

Analist: A. KISSYK

Profilul:	Profilul 7 (nemarnat)			Profilul 6 (marnat)		
	0–12	29–50	72–90	0–17	32–52	75–95
Adîncimea (cm):	A ₁ ^a	A ₂ g	Bg	A ₁ ^{am}	A ₂ g	Bg
Orizontul:						
SiO ₂	72,75	74,87	65,73	70,20	73,96	65,90
Al ₂ O ₃	9,63	10,45	14,04	9,92	10,28	13,49
Fe ₂ O ₃	3,17	3,57	5,75	3,77	3,96	5,55
TiO ₂	1,07	1,21	1,16	0,98	1,10	1,08
MnO	0,04	0,05	0,05	0,07	0,04	0,05
CaO	0,62	0,64	0,73	1,18	0,78	0,83
MgO	0,74	0,85	0,93	1,27	0,90	0,95
P ₂ O ₅	0,11	0,07	0,05	0,09	0,05	0,03
K ₂ O	0,80	0,74	0,68	1,47	1,17	1,05
Na ₂ O	1,31	1,29	1,14	1,56	1,43	1,21
SO ₃	0,13	0,15	0,15	0,19	0,16	0,12
Pierdere la calcinare	10,03	6,93	10,60	0,39	6,55	10,05
Total	100,40	100,82	101,01	100,09	100,38	100,31
Apă 105°C	1,56	1,60	4,13	1,96	1,66	3,67
Apă 1 000°C	6,06	4,52	5,48	4,47	3,79	4,99

TABLOUL 6

*Rezultatele analizei totale a solului podzolic de la Săsar (Baia Mare)
(Rapoarte moleculare)*

Profilul:	Profilul 7 (nemarnat)			Profilul 6 (marnat)		
	0–12	29–50	72–90	0–17	32–52	75–95
Adîncimea (cm):	A ₁ ^a	A ₂ g	Bg	A ₁ ^{am}	A ₂ g	Bg
Orizontul:						
SiO ₂	12,81	12,15	7,96	12,00	12,21	8,29
Al ₂ O ₃	1	1	1	1	1	1
Fe ₂ O ₃	0,210	0,218	0,262	0,233	0,246	0,263
TiO ₂	0,140	0,147	0,105	0,126	0,137	0,102
MnO	0,006	0,007	0,005	0,010	0,006	0,005
CaO	0,117	0,111	0,094	0,216	0,138	0,112
MgO	0,194	0,206	0,168	0,324	0,221	0,178
P ₂ O ₅	0,008	0,005	0,003	0,006	0,004	0,001
K ₂ O	0,090	0,077	0,052	0,160	0,123	0,085
Na ₂ O	0,223	0,203	0,134	0,259	0,229	0,147
SO ₃	0,017	0,018	0,014	0,025	0,020	0,011
SiO ₂ :R ₂ O ₃	10,62	10,20	6,30	9,73	9,79	6,55



TABLOUL 7

Rezultatele analizei complexului A de alterare la solul podzolic de la Săsar (Baia Mare)

(g/100 g sol uscat la 110°)

Analist: ELENA STOICA

Profilul:		Profilul 7 (nemarnat)					Profilul 6 (marnat)				
Adîncimea (cm): 0–12		12–29	29–50	50–72	72–90	0–17	17–32	32–52	55–73	75–95	
Orizontul:	A ₁ ^a	A _{1g} ⁿ	A _{2g}	A _{2Bg}	Bg	A ₁ ^{am}	A _{1g} ⁿ	A _{2g}	A _{2Bg}	Bg	
SiO ₂	8,96	8,80	8,33	10,15	17,72	9,37	7,61	7,42	10,20	17,48	
Al ₂ O ₃	5,13	5,25	5,56	6,11	10,81	5,09	4,74	4,81	6,83	10,35	
Fe ₂ O ₃	2,78	2,74	3,27	5,11	5,86	3,18	2,85	3,08	4,75	5,73	
TiO ₂	0,16	0,18	0,22	0,32	0,23	0,20	0,21	0,25	0,14	0,18	
MnO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,09	0,04	0,03	0,02	0,02	0,06	
CaO	0,11	0,12	0,13	0,23	0,37	0,71	0,27	0,17	0,14	0,40	
MgO	0,43	0,45	0,45	0,49	0,86	0,68	0,48	0,53	0,54	0,82	
K ₂ O	0,25	0,23	0,27	0,39	0,47	0,34	0,29	0,27	0,32	0,48	
Na ₂ O	0,25	0,19	0,21	0,14	0,17	0,26	0,20	0,22	0,10	0,20	
SO ₃	0,15	0,15	0,13	0,11	0,10	0,16	0,16	0,14	0,11	0,10	
P ₂ O ₅	0,11	0,01	0,05	0,03	0,05	0,10	0,07	0,04	0,04	0,04	
Total:	18,35	18,19	18,64	23,09	36,73	20,06	16,85	16,95	23,29	35,84	

TABLOUL 8

Rezultatele analizei complexului A de alterare la solul podzolic de la Săsar (Baia Mare)

Rapoarte moleculare (Al₂O₃ = 1)

Analist: ELENA STOICA

Profilul:		Profilul 7 (nemarnat)					Profilul 6 (marnat)				
Adîncimea (cm): 0–12		12–29	29–50	50–72	72–90	0–17	17–32	32–52	55–73	75–95	
Orizontul:	A ₁ ^a	A _{1g}	A _{2g}	A _{2Bg}	Bg	A ₁ ^{am}	A ₁ ⁿ	A _{2g}	A _{2Bg}	Bg	
SiO ₂	2,97	2,85	2,54	2,82	2,78	3,13	2,72	2,83	2,68	2,87	
Al ₂ O ₃	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Fe ₂ O ₃	0,346	0,334	0,376	0,45	0,346	0,40	0,385	0,41	0,44	0,35	
TiO ₂	0,05	0,054	0,06	0,05	0,03	0,06	0,07	0,08	0,026	0,03	
MnO	0,006	0,006	0,006	0,001	0,012	0,012	0,009	0,006	0,005	0,009	
CaO	0,04	0,041	0,042	0,058	0,062	0,255	0,103	0,064	0,037	0,070	
MgO	0,213	0,218	0,206	0,174	0,201	0,338	0,256	0,280	0,200	0,206	
K ₂ O	0,054	0,047	0,053	0,058	0,047	0,072	0,067	0,062	0,047	0,05	
Na ₂ O	0,08	0,06	0,06	0,032	0,025	0,08	0,07	0,07	0,023	0,03	
SO ₃	0,04	0,037	0,03	0,017	0,012	0,04	0,04	0,03	0,02	0,003	
P ₂ O ₅	0,016	0,014	0,007	0,002	0,004	0,01	0,01	0,006	0,002	0,003	
SiO ₂ :R ₂ O ₃ ..	2,20	2,13	1,85	1,94	2,06	2,23	1,96	1,87	1,186	2,119	



TABLOUL 9

Conținutul de humus, azot și raportul C:N în profilele solului podzolic de la Săsar – Recea (Baia Mare)
 (g/100 g sol uscat la 105°C)

Profilul	Adâncimea cm	Humus	Azot	C:N
4 nemarnat; izlaz	0—12	3,33	0,128	14,00
	12—29	1,77	0,089	11,14
	35—55	0,54	0,048	7,62
	60—85	0,36	0,042	5,80
	85—104	0,31	0,038	5,52
	130—150	0,34	—	
5 marnat de 5 ani	0—15	4,77	0,277	11,79
	15—29	3,88	0,238	10,57
	29—49	2,71	0,170	10,79
	49—64	1,46	0,096	10,30
	64—79	0,93	0,089	7,41
	79—86	0,78	—	—
6 marnat de 20 ani	0—17	3,53	0,219	10,91
	17—32	3,00	0,180	11,28
	32—52	1,72	0,105	11,10
	55—75	0,65	0,045	9,79
	75—95	0,42	0,041	6,94
7 nemarnat; pîrloagă	0—12	4,40	0,243	12,26
	12—29	3,36	0,188	12,11
	29—50	1,80	0,123	9,91
	50—72	0,85	0,065	8,85
	72—90	0,47	0,057	5,58



TABLOU 10

*Alcătuirea capacitatei de schimb cationic la solul podzolic de la Săsăr (Baia Mare)
(profile nemarnate)*

Analisti: ELENA ȘTOICA, L. ȘTOICA

Profil	Adincimea cm	pH						Miliechiv./100 g sol						Procente din T				Grad de saturare
		H ₂ O	KCl	Al sch.	Ca	Mg	K	Na	H	T (S+H)	Ca	Mg	K	Na	H			
4	0 – 12	4,01	3,64	6,1	0,39	0,09	0,02	0,14	13,30	13,94	2,79	0,60	0,14	1,00	95,47	4,43		
	12 – 29	4,18	3,66	5,5	0,37	0,16	0,04	0,10	9,41	10,08	3,58	1,54	0,40	0,98	93,50	6,50		
	35 – 55	4,50	3,56	7,6	0,70	0,52	0,06	0,35	11,50	13,13	5,33	3,96	0,46	2,66	87,59	12,41		
	65 – 80	4,75	3,39	8,8	4,38	2,34	0,22	0,41	14,15	21,50	20,40	10,90	1,05	1,95	65,70	34,30		
	85 – 100	5,14	3,41	4,2	7,52	3,63	0,32	0,60	10,78	22,85	32,90	15,89	1,40	2,63	47,18	52,82		
	100 – 140	5,94	4,02	0,2	13,72	5,94	0,57	0,69	5,24	26,16	52,50	22,63	2,18	2,64	20,05	79,95		
7	0 – 12	4,28	3,55	6,1	1,02	0,52	0,07	0,38	14,03	16,02	6,34	3,23	0,44	2,37	87,62	12,38		
	12 – 29	4,31	2,52	5,8	0,81	0,37	0,07	0,31	12,51	14,07	5,60	2,60	0,50	2,20	89,10	10,90		
	29 – 50	4,56	3,68	4,6	1,28	0,54	0,03	0,27	9,26	11,38	11,20	4,75	0,23	2,32	81,50	18,50		
	50 – 72	4,69	3,58	4,2	3,20	0,96	0,03	0,27	8,43	12,89	24,72	7,41	0,25	2,12	65,50	34,50		
	72 – 90	5,06	3,46	6,6	8,80	2,21	0,08	0,34	13,21	24,64	35,67	8,95	0,32	1,36	53,70	46,30		



TABLOUL 11

*Alcătuirea capacitatii de schimb cationic la solul podzolic de la Săsar (Baia Mare)
(profile marnate)*

Analist: ELENA STOICA, L. STOICA

Profil	Adâncimea cm	pH		Miliechiv. la 100 g sol						Procente din T				Grad de saturatie		
		H ₂ O	KCl	Al sch.	Ca	Mg	K	Na	H	T (S+H)	Ca	Mg	K	Na		
6	0–17	7,74	6,59	0	13,02	2,61	0,62	0,30	—	16,55	78,70	15,75	3,75	1,80	—	100,00
	17–32	5,83	4,33	0	6,33	0,84	0,25	0,50	6,36	14,27	44,30	5,85	1,75	3,50	44,60	55,40
	32–52	4,79	3,76	2,86	2,31	0,46	0,11	0,20	5,11	8,19	28,20	5,62	1,34	2,44	62,40	37,60
	55–73	4,82	3,59	5,83	4,24	1,54	0,21	0,14	7,62	13,75	30,75	11,30	1,53	1,02	55,40	44,60
	74–95	5,14	3,54	4,89	9,66	4,15	0,26	0,40	11,23	25,70	37,80	16,13	0,97	1,50	43,80	56,20
5	0–15	6,90	6,22	0	13,25	3,20	1,07	0,41	3,79	21,72	61,00	14,72	4,93	1,89	17,46	82,54
	15–29	4,47	3,58	4,35	3,24	1,03	0,46	0,43	14,00	19,16	16,88	5,37	2,39	2,24	73,12	26,88
	29–49	4,47	3,51	6,20	2,22	0,66	0,16	0,46	15,08	18,58	11,96	3,55	0,86	2,48	81,15	18,85
	49–64	4,56	3,49	6,45	3,31	1,08	0,22	0,40	11,48	16,49	20,04	6,55	1,33	2,43	69,65	30,35
	64–79	4,79	3,48	7,93	6,93	2,60	0,34	0,29	13,08	23,24	29,84	11,18	1,46	1,25	56,27	43,73
	79–86	4,98	3,45	8,32	9,00	4,23	0,24	0,95	14,27	29,49	33,24	14,34	0,81	3,22	48,39	51,61



fapt, complexul argilo-humic tinde să fie debazificat. Cationii bazici schimbători (și îndeosebi cei de calciu) sînt înlocuîti cu cationii de hidrogen, datorită conținutului apei de percolare în acid carbonic liber, iar în stadiile de evoluție mai înaintată, și conținutului de acizi fulvici liberi (raportul acizi huminici : acizi fulvici = 0,4—0,6).

După datele tabloului 10, gradul de saturație în cationi bazici (V) în orizontul A al profilului 4, recoltat din izlaz, reprezintă numai 4,4—6,5% din capacitatea totală de schimb cationic (T) și în A₂ 12,4%; în cuprinsul orizontului B crește depășind 30%, pentru a ajunge spre baza profilului la cca 80%. Înlocuirea cationilor bazici prin hidrogen a determinat o reacție puternic acidă în orizontul A₁ (pH = 4,0—4,2), care se atenuează în adîncime, pe măsură ce crește gradul de saturare în baze, atingînd valoarea pH = 6 spre baza profilului.

Odată cu îndepărterea cationilor bazici coagulanți (Ca, Mg) sub acțiunea de coloizi protectori a substanțelor humice, particulele de argilă sînt antrenate ca disperziuni coloide cu apa de percolare (eluvionare mecanică) și redepuse la nivelul orizontului B; se diferențiază astfel orizontul A argilo-iluvial cu o textură mai grosieră și orizontul B argilo-iluvial compact și greu permeabil.

Fracțiunile mai grosiere (praf, nisip) acumulate rezidual în orizontul A (podzolic) sînt în general bogate în SiO₂ (cuarț primar sau secundar și silice amorfă criptocristalină); fracțiunea argiloasă acumulată în orizontul B este relativ mai bogată în sescvioxizi de Al și Fe. Migrarea argilei spre adîncime determină aşa dar și o diferențiere chimică a profilului, fapt ce reiese din datele analizei globale (tabl. 5 și 6). Conținutul total de SiO₂ este mai ridicat în orizontul A (72,7—74,9%) față de B (65,7—65,9%), în timp ce conținutul total de Al₂O₃ și de Fe₂O₃ apare mai ridicat în B față de A. În orizontul A raportul SiO₂: R₂O₃ este de 10,6—10,2 pentru profilul 7 (nemarnat) și de 9,7—9,8 pentru profilul 6 (marnat), în timp ce în orizontul B coboară la 6,3 (profil 7), respectiv 6,5 (profil 6). Rapoartele moleculare din tabloul 6 indică de asemenea o acumulare relativă (față de Al₂O₃) în orizontul A (profil 7) a TiO₂, K₂O, MgO, P₂O₅ și SO₃, în timp ce Fe₂O₃ prezintă o acumulare relativă în orizontul B. Raportul CaO: Al₂O₃ la profilul 7 (nemarnat) variază prea puțin.

Rezultatele analizei complexului A de alterare (extrasul în HCl conc.) reflectă de asemenea procesul de diferențiere chimică a profilului, ca urmare a diferențierii texturale (tabl. 7 și 8). Conținutul total în complex A de alterare, la profilele analizate (profil 7 și 8) este dublu în orizontul A, față de orizontul B (18, 35% față de 36,7%, resp. 16,9% față de 35,8%), în concordanță cu proporțiile de argilă în orizonturile A și B ale profilelor cercetate. Raportul SiO₂: R₂O₃ prezintă o variație pe profil relativ redusă față de cea ce s-a constatat la analiza globală: 2,2—1,85. Este de admis, aşa dar, că procesul de translocare a particulelor de argilă din A în B are loc fără o migrare fracționată a componenților (N. CERNESCU).

Se constată totuși din tabloul 8 că raportul SiO₂: R₂O₃ prezintă valori mai ridicate (2,2—2,1) în partea superioară a orizontului A (0—30 cm), față de partea



inferioară a același orizont și de tranziția spre B. Între 30—70 cm se observă valorile minime de 1,85—1,94, în timp ce spre adâncime, în orizontul B valoarea raportului se ridică din nou (2). În zona de minimum (29—72 cm) a raportului $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, raportul $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3$ prezintă un maximum relativ (0,38—0,45). Se constată de asemenea o frecvență mai mare de separațiuni ferimanganice (bobovine), fapt ce se reflectă și în datele analizei granulometrice (tabl. 4), în procentul mai ridicat de nisip grosier (2—0,2 mm). Întrucât la analiză s-a luat numai pămîntul fin (particulele < 2 mm), bobovinele cu diametrul > 2 mm au fost separate, ele sunt însă destul de numeroase.

Acumularea în zona amintită este datorită condițiilor de migrare și separare a sescvioxizilor, determinate de individualizarea orizontului B, greu permeabil.

Drenajul intern al solului fiind redus, în perioadele umede ale anului apa se înfiltrează cu greu spre adâncime și ajunge să îmbibe întregul profil și să stagnze chiar temporar la suprafața solului. În solurile cultivate sau aflate sub pajiști, după defrișare, procesul de îmlăștinare a solului prin apa stagnantă în profil se accentuează. Se produc astfel procese de reducere cu mobilizarea fierului și manganului ca $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Fe}$ și $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Mn}$, solubili în apă.

Perioadele de umezire excesivă și de stagnare a apei în profil pot fi urmărite de perioade în care umezirea profilului devine normală (sub capacitatea de apă în cîmp) și se ajunge chiar la uscarea completă a orizonturilor superioare. Uscorea temporară a suprafeței determină restabilirea unui curent capilar ascendent al soluției de sol. În orizontul A, cu o textură mai grosieră, porozitatea necapilară fiind bine dezvoltată, se restabilește mai ușor un regim de aerobioză. Bicarbonații de Fe^{++} și Mn^{++} ajunși în zona superioară de aerare, sunt oxidați pe cale chimică sau biologică (bacterii chemotrofe); din soluția capilar-ascendentă se separă astfel hidroxizii ferici și manganici, formând concrețiuni, pete difuze sau pelicule de gel pe suprafața grăunților de nisip. Se explică astfel acumularea relativă de Fe_2O_3 (sol. în HCl conc.) spre baza orizontului A și în partea superioară a orizontului B, zonă în care raportul $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ în complexul A de alterare prezintă valori minime.

Datele analizei nu indică și o acumulare relativă a oxidului de mangan, fapt ce se explică prin stabilitatea mai accentuată a bicarbonatului manganos în comparație cu cel feros, față de acțiunea de oxidare; în general, ionii bivalenti de mangan sunt oxidați abea după ce ionii fierului bivalent din aceeași soluție au fost complet oxidați și ca atare pot fi spălați mai ușor din profil cu apa de percolare. Pe de altă parte, există tendință că hidroxidul manganic să se separe în concrețiuni mai mari, bine consolidate, în general cu diametru de peste 2 mm. Bună parte din bicarbonatul manganic ajunge să fie separat din apa de percolare spre baza profilului și chiar în afară de profil, prin procese biologice. Se explică astfel existența orizonturilor bogate în concrețiuni și chiar cimentate uniform, care apar spre baza profilelor



solurilor podzolice sau chiar în substrate mai profunde (ortstein manganic). Local pot să apară condiții de oxidare și în masa orizontului B, acolo unde aerul poate pătrunde mai ușor de-a lungul golorilor rămase pe urma rădăcinilor descompuse și prin crăpăturile mai mari sau cele ce iau naștere prin desprinderea elementelor structurale (la un anumit grad de uscare a orizontului B). Datorită existenței acestor microzone de oxidare localizată, profilul (în deosebi orizontul B) prezintă un aspect pestriț-marmorat (Go); pete cenușii alternează cu pete ruginii și brunii, iar în masa solului apar diseminate concrețiuni ferimanganice.

La solurile podzolice formate pe substrate argiloase, greu permeabile, în condiții de relief în care drenajul extern este practic absent (locuri plane și forme ușor depresionare), din cauza stagnării îndelungate a apei în profil și la suprafața solului, acumulările ferimanganice ca concrețiuni sau pete difuze lipsesc complet, datorită persistenței proceselor de reducție care determină gleizarea uniformă a profilului pe întreaga adâncime (stagnoglei după E. MÜCKENHAUSEN). În partea joasă a izlazului cu aspect depresionar, ce se întinde între orașul Baia Mare și comunele Mocira, Recea și Săsar, apar astfel de soluri podzolice, lipsite de separațiuni ferimanganice, cu gleizare uniformă pe întreaga adâncime a profilului.

3. Humusul și azotul în profilele cercetate. Conținutul de humus, natura lui, precum și felul cum apare distribuit în diferitele orizonturi ale profilului de sol, este expresiunea directă a procesului bioacumulativ, determinat de modul de manifestare al micului circuit biologic. Schimbarea unuia sau altuia dintre factorii activi în micul circuit biologic (vegetația superioară și microorganismele) aduce după sine schimbări substanțiale în regimul proceselor de acumulare și distrugere a substanțelor humice.

Curbele din fig. 1, ce descriu variația conținutului de humus cu adâncimea (tabl. 9), referitoare la profilele 3 și 4 recoltate din izlazul Recea—Săsar—Baia Mare, prezintă înfățișarea specifică solurilor de tip podzolic, evolute sub vegetația pădurii de foioase. Conținutul de humus mai ridicat în partea superioară a orizontului podzolic (suborizontul A₁) scade foarte repede în adâncime. În primii 2–3 cm ai orizontului A, conținutul de humus atinge 4–5% (în mijlociu pe primii 15 cm, cca 3,5%); sub adâncimea de 30 cm nu depășește însă 1%. Vegetația ierboasă a izlazului a modificat prea puțin profilul de humus al solului format sub pădure, datorită slabiei înțeleniri și timpului prea scurt de când ea a înlocuit pădurea încheiată (parte din pădurea ce acoperea izlazul a fost defrișată numai cu cca 30 ani în urmă).

Curbele de distribuție a humusului, referitoare la profilele 5, 6, 7 (fig. 1) recoltate din terenurile cultivate (marnate sau nemarnate), prezintă cu totul altă înfățișare.



Procentul de humus de cca 3,5—4,5% în stratul arat se menține la peste 3% pînă la adîncimea de 25 cm și abea sub adîncimea de 59—65 cm, cobaoră sub 1%. Mersul curbelor este asemănător celui ce se observă la solurile evoluate sub vegetația ierboasă. În preajma satelor Săsar—Mocira—Recea, cu sute de ani în urmă, pădurea a fost înlocuită prin pajîști, care mai tîrziu au fost treptat destelente și luate în cultură. Sub influența vegetației ierboase și a plantelor de cultură cu sistem radicular puternic fasciculat, s-a dezvoltat suborizontul de acumulare a humusului (A_1), acoperind întregul orizont eluvial (A) și chiar parte din orizontul de transiție A/B; suborizontul podzolic (A_2), cu conținut redus de humus, practic a dispărut.

În solurile cultivate, guanoarea continuă și specificul biological plantelor de cultură au contribuit într-o și mai largă măsură la transformarea amintită, prin aportul complementar de substanțe humice, prin ridicarea saturăției solului în cationi bazici și prin influența pe care cultivarea a avut-o asupra activității microorganismelor din sol. Accentuarea procesului bioacumulativ față de cel podzolic-eluvial a determinat transformarea solului silvestru podzolic (podzol secundar) într-un sol dernopodzolic.

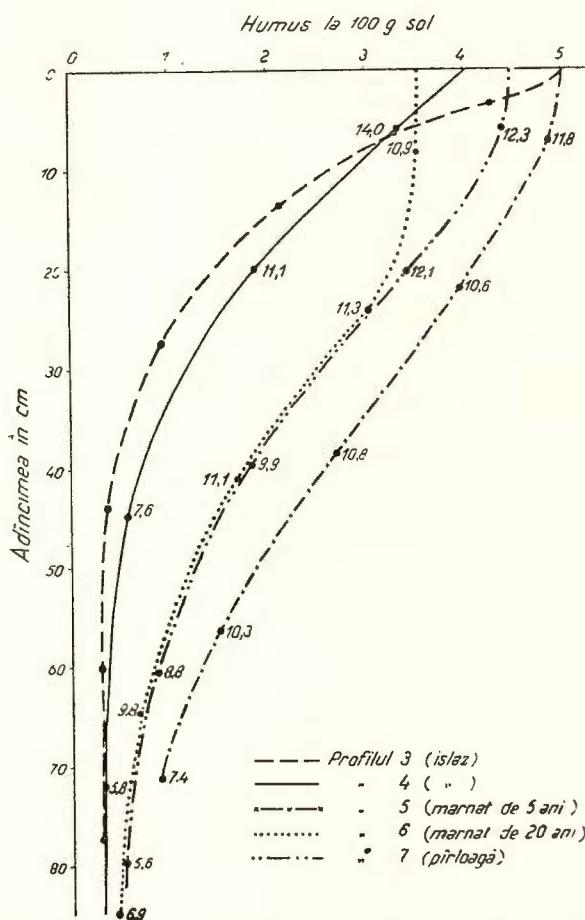


Fig. 1. — Variația în adîncime a conținutului de humus și a raportului C: N în profilul solului de tip podzolic de la Săsar / Baia Mare, marnat și nemarnat; cifrele de pe curbe se referă la raportul molecular C: N.

Curba de distribuție a humusului în profil, corespunzătoare profilului 6 (sol marnat de 20 ani), prezintă un mers deosebit față de profilele 7 (nemarnat, din pîrloagă, cu *Agrostis canina*) și 5 (marnat de 3 ani). Procentul mai redus de humus în primii 25 cm la profilul 6 (3,5—3,0%), față de profilul 7 (4,4—3,4%)

se explică prin intensificarea proceselor oxidative, biochimice, sub influența amendamentului marnos, procese ce determină mineralizarea substanțelor humice.

La profilul 5, recoltat de pe un teren apropiat, marnat numai cu 3 ani în urmă, scăderea conținutului de humus nu se resimte încă, în timp ce la profilul 6, marnat de 20 ani, conținutul de humus a scăzut cu 10%. Curba corespunzătoare profilul 7 (pîrloagă înțelenită sub *Agrostis canina*) prezintă un mers paralel cu al curbei profilului 5.

Intensa mineralizare a humusului în solul amendat cu marnă exercită pentru moment o influență pozitivă asupra fertilității solului, prin mobilizarea elementelor de nutriție a plantei (azot, fosfor). Pentru a nu se ajunge la scăderea fertilității este necesar ca prin gunoare continuă și printr-un asolament corespunzător să fie favorizată refacerea rezervei de humus.

Regularitățile constatate pentru humus sunt valabile și pentru azot, în ceea ce privește atât conținutul procentual, cât și distribuția în adâncime (tabl. 9 și fig. 2). Profilul 4 din izlaz, sărac în humus, este sărac și în azot, comparativ cu profilele solurilor cultivate (profilele 5, 6, 7). În profilul 4 din izlaz, procentul redus de azot scade repede în adâncime, în timp ce la profilele 5, 6, 7, conținutul de azot se menține mai ridicat, pînă spre 50 cm. La profilul 6, marnat de 20 ani, în orizontul arat apare un procent mai redus de azot (0,22% N), corespunzător conținutului mai redus de humus, față de profilul 7 ridicat din pîrloaga învecinată (0,24% N); explicația acestei diferențe a fost dată mai sus.

Raportul C: N în orizontul superior apare mai ridicat la solul din izlaz (14,0), față de solurile cultivate și în deosebi față de cele marnate (11—12), ceea ce indică

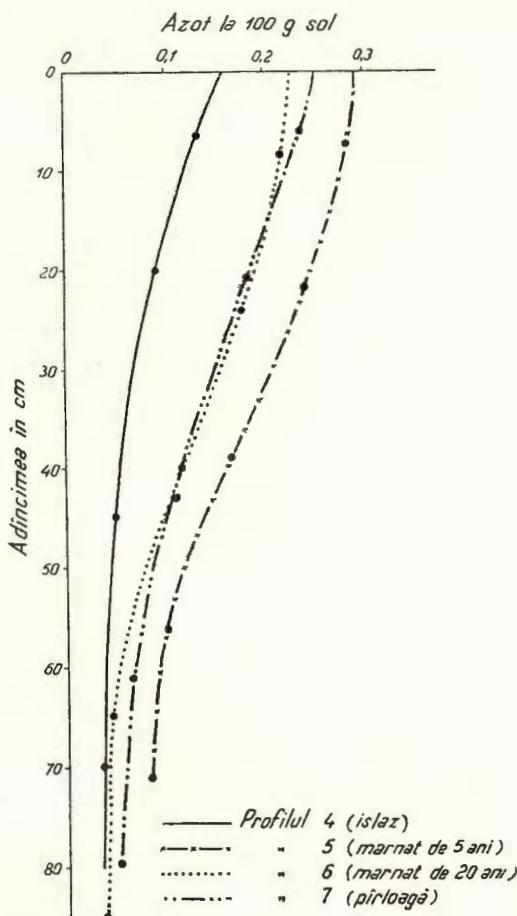


Fig. 2. – Variația în adâncime a conținutului de azot în profilul solului de tip podzolic de la Săsar / Baia Mare, marnat și nemarnat.

o îmbogățire a humusului în azot, datorită schimbării condițiilor biologice în solurile cultivate (pe adâncimea de 0–30 cm, humusul conține: 4,4% N, prof. 4; 5,6% N, prof. 7; 6,0% N, prof. 5 și 6).

După criteriile agrochimiștilor germani (G. WIEGNER) la conținutul de 0,22–0,28% azot în stratul arabil, solurile cultivate de la Săsar—Recea pot fi considerate ca fiind bogate în azot. Conținutul relativ ridicat de azot în humus (5,6–6,1 g N la 100 g humus) care se reflectă și în valoarea raportului C:N (10–12), indică existența formelor de azot ușor mobilizabile (cca 25% din azotul total este hidrolizabil în mediu alcalin). De îndată ce aciditatea excesivă a solului este neutralizată prin amendare cu marnă, procesele biooxidative (nitrificare) se intensifică și începe o mobilizare activă a azotului în forme accesibile plantelor. Îngrășăminte minerale azotate și gunoiul de grajd sunt totuși necesare pentru a preîntâmpina scăderea în timp a rezervei de azot (am arătat că la solul marnat de 20 ani, această scădere este deja apreciabilă).

Solul din izlaz, neameliorat prin cultură, are un conținut moderat de azot total (0,13%), iar humusul este mai sărac în azot (3,8% N la 100 g sol; raportul C:N = 14). Ca urmare, va reacționa mai bine la îngrășăminte azotate, în deosebi după neutralizarea prin amendare.

D) Influența marnării asupra însușirilor solului

1. *Reacția solului și gradul de saturatie în baze.* Caracterul podzolic al solului de la Recea—Săsar se manifestă și printr-un grad de saturatie în cationi bazici scăzut, fapt ce se reflectă în reacția puternic acidă a solului (tabl. 10 și fig. 3). Este interesant de remarcat diferența dintre profilele 4 și 7 neamendate cu marnă. Între 0–55 cm, gradul de saturatie în cationi bazici schimbători (V) și capacitatea de schimb cationic sunt comparativ mai ridicate la profilul 7 (recoltat dintr-o pîrloagă), față de profilul 4 (recoltat din izlaz); V = 10,9–18,5 și T = 11,4–16,0 la prof. 7, față de V = 4,4–12,4 și T = 13,9–10,1 la prof. 4. Sub 55 cm, valorile V și T corespunzătoare celor două profile sunt apropiate.

Deosebirile amintite sunt cauzate de intensificarea procesului bioacumulativ în condițiile solului cultivat (prof. 7), precum și de acțiunea gunoierii continue. Odată cu dezvoltarea puterii suborizontului humifer A₁ și creșterea procentului de humus în orizontul podzolic al prof. 7, se ridică valoarea T și gradul de saturatie (V), iar aciditatea actuală (pH) este diminuată; ele rămân totuși sub valorile optime corespunzătoare plantelor obișnuite în cultură.

Datorită intenzei debazificării a complexului argilo-humic, aluminiul ajunge să poată fi deplasat la tratarea cu săruri neutre. Pentru aluminiul deplasat s-au obținut între 0–1 m, valori de 4,2–8,8 miliechiv./100 g sol (în A₁: 5,5–6,1 miliechiv). Pe lîngă carența de cationi bazici necesari nutriției plantei și reacția puternică



acidă, existența de aluminiu mobil (toxic pentru plante) este o cauză ce determină nivelul scăzut al fertilității naturale a solurilor podzolice.

Prin marnare, gradul de saturație în baze se ridică apreciabil în orizontul arat și reacția devine neutră—slab alcalină (tabl. 11, profilele 5 și 6); totodată dispare și aluminiul deplasabil. După 20 ani de la marnare, stratul arat (0–17 cm) din parcela corespunzătoare profilului 6 se menține încă saturat în baze ($V = 100$) și reacția este slab alcalină ($pH = 7,74$). Inițial s-a putut găsi în sol un surplus de carbonat (de Ca și Mg), peste ceea ce ar fi fost strict necesar neutralizării complete a acidității hidrolitice, surplus datorit folosirii unei cantități excesive de amendament. Surplusul de carbonați a exercitat o acțiune de tamponare a acidului carbonic, împiedicînd pătrunderea din nou a ionilor de hidrogen în complexul argilohumic. Prin bicarbonații dizolvăți în apa de precipitație, s-a realizat și neutralizarea parțială a suborizonturilor mai profunde ale solului, pînă sub 70 cm, astfel cum reiese din compararea curbelor de variație în profil, a gradului de saturăție (V) și a saturăției în Ca, Mg, K, redate în fig. 3–6 pe baza datelor din tablourile 10 și 11.

La profilul 5 (marnat numai de 3 ani), efectul de neutralizare se resimte numai pînă la 30 cm; totodată, nivelul de neutralizare este mai redus pe această adâncime la profilul 5 față de profilul 6 (între 15–30 cm; $V = 26,9$ la prof. 5 și 55,40 la prof. 6). Este interesant de remarcat faptul că în orizontul arat la prof. 5 gradul de saturăție (V) este numai de 82,54 și $pH = 6,9$, deși se constată încă prezența a 0,9% carbonat de Ca și Mg. La examinarea mai atentă a materialului se observă o lipsă de omogenitate; apar încă fragmente de marnă în masa solului. Nerealizarea unui amestec intim între amendament și sol determină existența unor zone parțial sau

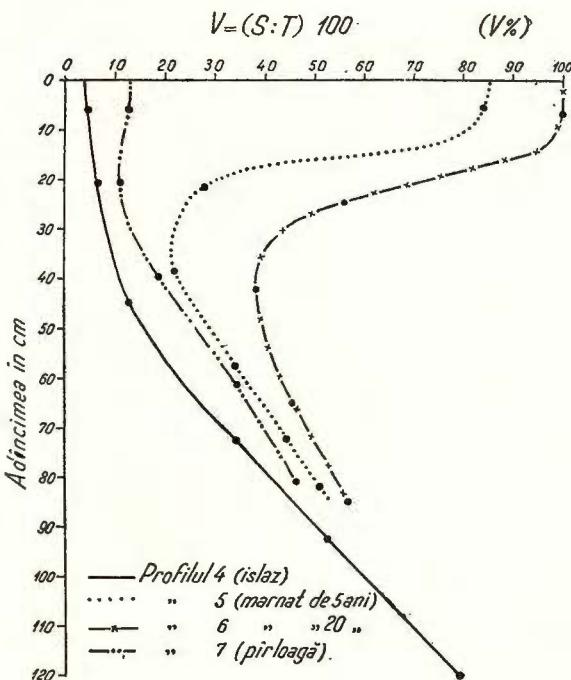


Fig. 3. — Variația în adâncime a gradului de saturare în cationi bazici schimbători: $V = (S:T) 100$, în profilul solului de tip podzolic de la Săsar / Baia Mare, marnat și nemarnat.

de loc neutralizate, din care se pot elibera prin schimb ioni de hidrogen, datorită cărui fapt gradul de saturare (V), cît și valoarea pH apar mai scăzute. Cantitatea mai redusă de amendament marnos ar putea fi și ea o cauză a celor amintite.

După cum se constată din tablourile 10 și 11 și fig. 4–6 amendarea cu material marnos ridică în primul rînd saturarea în calciu ($V_{Ca} = 78,7$ resp. 61%)

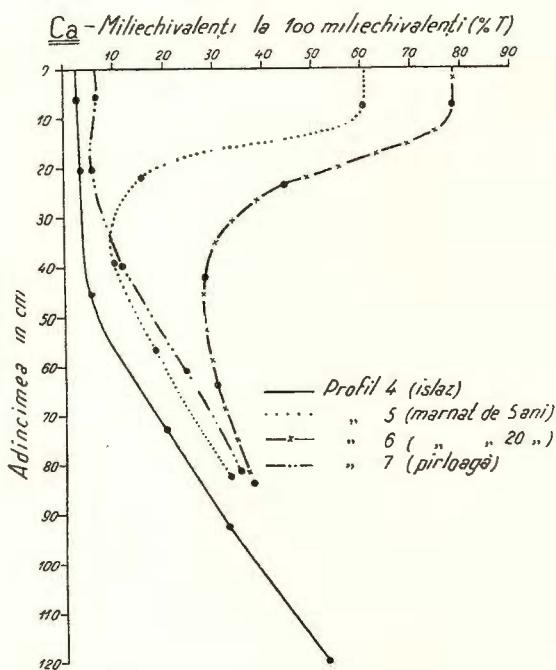


Fig. 4. — Variația în adâncime a saturației în cationi schimbători de Ca: ($Sc: T$) 100, în profilul solului de tip podzolic de la Săsar/Baia Mare, marnat și nemarnat.

și în Mg ($V_{Mg} = 15,7-14,7$); într-o măsură mai redusă crește și saturația în K ($V_K = 3,8\%$, resp. 4,93%).

Semnificarea agroproductivă a schimbării saturației în diferiți cationi necesari nutriției plantei și a reacției va fi discutată în cele ce urmează.

2. Conținutul de potasiu al solului. Solul podzolic de pe terasa rîului Săsar (Baia Mare) prezintă o deficiență marcată în ceea ce privește conținutul de potasiu. Din datele analizei globale (tabl. 5) rezultă că însăși materialul mineral parental (roca de solificare) este relativ sărac în K_2O (cca 0,7% K_2O în profilul 7 și cca 1% K_2O în profilul 6), în comparație cu solurile formate de ex. pe loess (la care conținutul total de K_2O atinge și chiar depășește 3%).

În condițiile climei umede și vegetației de pădure sub care a evoluat solul, procesul eluvial predominând asupra celui bioaccumulativ, formele mobile ale potasiului sunt spălate continuu, astfel că în complexul de alterare al orizontului A podzolic (0–50 cm), procentul de K_2O este redus la 0,23–0,27; în orizontul B argilo-iluvial (50–90 cm) se ridică la 0,40–0,47 (tabl. 7). În orizontul podzolic al profilelor nefiltrate cu marnă, conținutul procentual al solului în potasiu schimbător este de 0,02–0,06 miliechiv. (profilul 4) și 0,07–0,03 miliechiv. (profilul 7). Raportat la capacitatea totală de schimb cationic (T), revine o saturație V_K de 0,14–0,46%, resp. de 0,23–0,44% (tabl. 10). Pentru comparație amintim că solurile formate pe loess, care, după cum se știe, sunt bogate în K accesibil nutriției plantelor, conțin

cca 1% K_2O în complexul de alterare, iar saturația complexului în K schimbător (V_K) este de 2,7%, valori ce nu sunt atinse la solurile de la Baia Mare nici chiar în orizontul B argiloiluvial ($V_K = 0,3-2\%$). Rezultatele cercetărilor întreprinse prin metoda cu *Aspergillus niger* (tabl. 12) confirmă datele analizei chimice privitoare la carența potasiului asimilabil. La solurile nemarnate (prof. 4 și 7), pe întreaga adâncime cercetată a profilului, greutatea miceliilor obținute în culturile cu *Aspergillus niger* se află sub 1,37 g (limita superioară pentru solurile sărace în potasiu).

Efectul marnării se remite și într-o simțitoare ameliorare a regimului potasiului accesibil plantelor. Din examinarea datelor privitoare la profilele solurilor marnate (tabl. 11 și fig. 5) se observă un conținut de potasiu schimbător apreciabil mai ridicat, saturația în K schimbător (V_K) atingând în cuprinsul orizontului podzolic (0–52 cm) la prof. 6 – 3,75–1,34%, iar la prof. 5 – 4,93–0,86%. Metoda cu *Aspergillus niger* (tabl. 12) indică dispariția carenței potasiului, greutățile miceliilor corespunzătoare probelor de suprafață (0–30 cm) depășind 1,75 g, valoarea limită a grupei solurilor bogate în potasiu accesibil plantelor; carență se menține numai pentru probele de adâncime. Ridicarea conținutului de potasiu schimbător și al celui accesibil nutriției plantei se datorează în primul rînd aportului de potasiu, prin aplicarea amendamentului marnos, fapt ce reiese atât din rezultatele analizei globale a solului, cât și din rezultatele analizei complexului de alterare (tabl. 5 și 7). Conținutul total de K_2O solubil în HCl se ridică prin marnare cu cca 20% în stratul arabil (0–17 cm), ceea ce reprezintă un aport de cca 1300 kg/ K_2O solubil în HCl conc. la ha. Valoarea amintită corespunde ca ordine de mărime celei calculate pe baza indicațiilor aproximative date de țărani (conținutul de K_2O solubil în HCl conc. corespunzător la 100.000–150.000

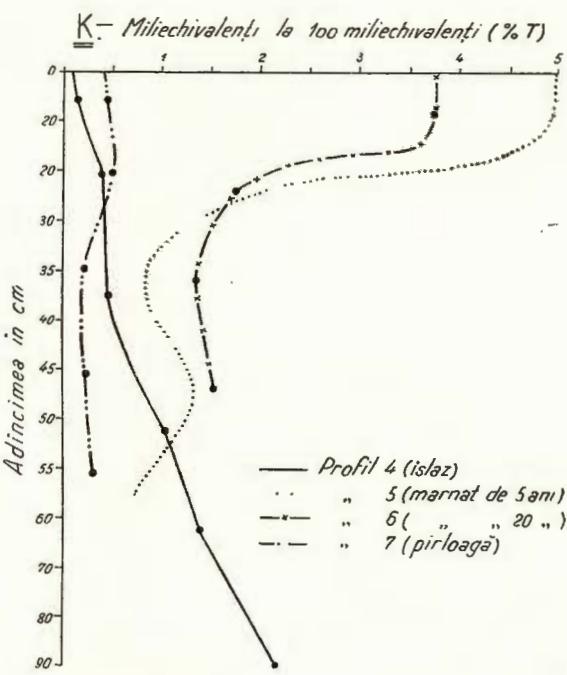


Fig. 5. — Variația în adâncime a gradului de saturație în cationi schimbători de K: ($S_K : T$) 100, în profilul solului de tip podzolic de la Săsar / Baia Mare, marnat și nemarnat

kg marnă cît se dă la ha, ajunge la 1000—1500 kg, în cazul unui material mai bogat în argilă).

Concentrarea potasiului accesibil plantelor în orizontul superior al solului este datorită și unei eficiențe mai bune a gunoiului de grajd în solul marnat, ca și efectului bioacumulativ al vegetației mai bogate, în cadrul unui asolament în care, pe lîngă prășitoare și păioase, se cultivă după marnare și leguminoase perene (trifoi, lucernă).

3. *Conținutul de magneziu al solului.* Comparativ cu solurile formate pe loess, la care procentul de MgO depășește în general 1,5% și chiar 2%, conținutul total de Mg în profilul 6 este relativ scăzut: 0,74—0,85% în orizontul podzolic și 0,93 în orizontul iluvial. Apare coborât în aceeași măsură și conținutul de MgO solubil în HCl: 0,43—0,45% MgO în orizontul podzolic și 0,86% MgO în orizontul iluvial.

În mijlociu, numai cca 56% din conținutul total de MgO al orizontului podzolic (A) este solubil în HCl conc., în timp ce în orizontul B argilo-iluvial acest procent se ridică la 86—90%. Datorită alterării intense a silicătilor feromagnezieni și a eluvionării accentuate a produselor rezultante, orizontul podzolic (A) și cel argiloiluvial se deosebesc așa dar nu numai prin conținutul de MgO, total sau solubil în HCl conc., ci și prin proporțiile în care se găsesc aceste două forme. În orizontul A se mențin încă numai minerale magneziene stabile, a căror alterabilitate redusă nu poate să compenseze pierderile de Mg prin schimb cationic și spălare sub acțiunea apei încărcate cu acid carbonic. Astfel cum reiese din tabl. 10 și fig. 6, în orizontul podzolic, saturația complexului adsorptiv în Mg schimbător (V_{Mg}) coboară în general sub 5%, putind ajunge chiar sub 1%. În orizontul argiloiluvial, datorită alterabilității mai accentuate a mineralelor existente și aportului de Mg de la suprafață, se menține un nivel mai ridicat de saturație în Mg; în general V_{Mg} depășește 7—8%, pînă la peste 20%.

Dat fiind conținutul redus de Mg schimbător la profilele 4 și 7 (nemarnate), este de presupus o accentuată carentă a magneziului. Metoda cu *Aspergillus niger* (tabl. 12) arată că pentru adîncimea 0—30 cm greutatea miceliilor este mult sub 1,75 g, limita superioară a solurilor sărace; pînă la adîncimea de 30—50 cm, această limită nu este depășită.

Pentru adîncimile 50—90 cm, în concordanță cu creșterea conținutului de Mg schimbător, greutatea miceliilor depășește 3,25%, ceea ce indică un conținut bogat de Mg accesibil plantelor. Alte profile cercetate (Satul Nou de Jos) indică în orizontul superior cel mult un conținut moderat, fapt ce se explică prin modificările produse prin modul de folosință.

Este probabil ca în condițiile amintite efectul favorabil al marnării să fie datorită și ameliorării regimului magneziului accesibil plantelor. Din datele privitoare la profilele 5 și 6, (tabl. 11 și fig. 6) se remarcă cum odată cu creșterea gradului de saturație (V = 85—100) în cationi bazici în orizontul arabil, conținutul de Mg



schimbător crește simțitor, ajungînd să reprezinte 14–16% din capacitatea de schimb cationic; efectul marnării se resimte într-o măsură mult mai redusă în orizontul podzolic de sub stratul arat, în care saturăția solului cu Mg (V_{Mg}) se menține la 4–6%. Corespunzător, metoda cu *Aspergillus niger* (tabl. 12) indică un conținut foarte

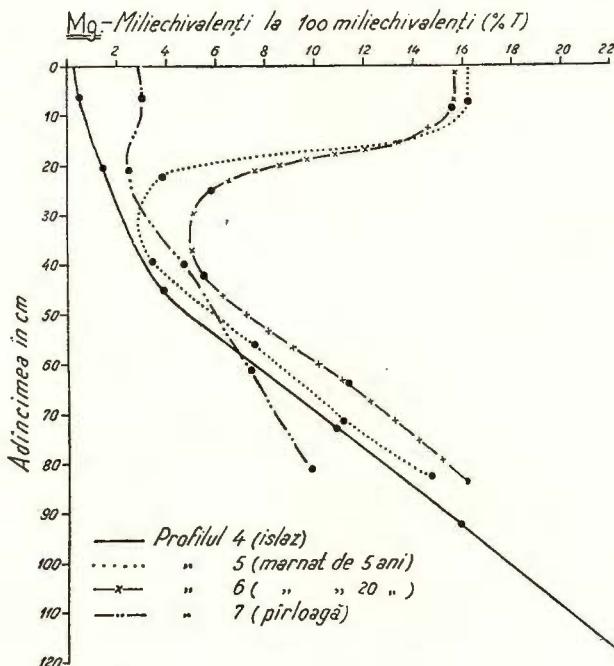


Fig. 6. — Variația în adâncime a saturăției în cationi de Mg schimbători: ($SMg : T$) 100, în profilul solului de tip podzolic de la Săsar / Baia Mare, marnat și nemarnat:

bogat de Mg accesibil plantelor, greutatea miceliilor pentru orizontul de suprafață depășind 3,5 g; pentru 17–52 cm, greutatea miceliilor (1,75–2,75 g) indică un conținut moderat de Mg accesibil plantelor, iar în adâncime unul foarte bogat. Așadar, în mod evident, efectul pozitiv al marnării constă și într-o ridicare a conținutului de Mg accesibil plantelor.

Aplicarea amendamentului marnos determină creșterea atât a conținutului total de MgO , cât și a celui solubil în HCl conc. din orizontul arat al solului podzolic cu cca 60%, ceea ce corespunde la o cantitate de cca 6200 kg MgO solubil în HCl conc. la ha, fapt ce explică și creșterea apreciabilă a saturăției solului în Mg schimbător.

4. Conținutul de fosfor al solului. La cele două profile studiate (6 și 7) conținutul total de P_2O_5 este de 0,09 g%, resp. 0,11 g% în orizontul arat și scade în adâncime la cca 0,03 g%, resp. 0,05 g%. Întreg conținutul de P_2O_5 este practic

TABLOUL 12

Caracterizarea solului podzolic (marnat și nemarnat) de la Săsar (Baia Mare), în raport cu conținutul de K, P, Mg accesibil nutriției plantei, determinat prin metoda cu A. niger
Analiști: P. PAPACOSTEA și EL. POPA

Profil	Adîncimea cm	K		P		Mg	
		Greutatea a 3 micelii g	Califi- care ¹⁾	Greutatea a 3 micelii g	Califi- care ¹⁾	Greutatea a 3 micelii g	Califi- care ¹⁾
4 nemarnat	0 – 12	1,03	s'	0,73	m	0,65	s
	12 – 29	0,96	„	0,70	„	0,84	„
	33 – 55	0,98	„	0,53	s	2,10	m
	60 – 85	1,21	„	0,47	„	3,08	b
	85 – 105	1,14	„	0,43	„	3,29	„
	130 – 150	1,19	„	0,25	„	3,73	f.b.
7 nemarnat	0 – 12	0,76	„	1,10	m	0,34	s
	12 – 29	0,65	„	1,00	„	0,29	„
	29 – 50	0,92	„	0,65	s	0,60	„
	50 – 72	0,48	„	0,57	„	3,29	b
	72 – 90	1,21	„	0,51	„	3,63	f.b.
5 marnat	0 – 15	2,45	f.b.	0,36	s	3,56	f.b.
	15 – 29	1,83	b.	0,80	m	3,24	b.
	29 – 49	1,33	m	0,69	s	2,85	m
	49 – 64	1,25	s	0,44	„	3,51	f.b.
6 marnat	0 – 17	1,78	b.	1,36	b.	3,43	b
	17 – 32	1,05	s	0,71	m	2,53	m
	32 – 52	0,99	„	0,50	s	1,81	m
	55 – 73	1,03	„	0,37	„	3,26	b
	75 – 95	1,24	„	0,30	„	3,30	s

¹⁾ Calificarea în raport cu conținutul solului în elementul considerat: s = sărac; m = moderat; b = bogat; f.b. = f. bogat.



solubil în acidul clorhidric conc. (0,11 %, resp. 0,10%). După normele de apreciere, solurile cercetate sunt moderat aprovizionate cu P_2O_5 în stratul arat și sărace în adâncime.

După conținutul de P_2O_5 accesibil plantelor, determinat prin metoda cu *Aspergillus niger* (tabl. 12), orizontul superior al profilului 7 este moderat aprovizionat (gr. miceliilor 1,0–1,1 g), iar al profilului 4, sărac (gr. miceliilor cca 0,8 g). Prin marnare apare o ușoară ameliorare; greutatea miceliilor pentru proba de suprafață a profilului marnat (profilul 6) nu depășește însă apreciabil valoarea obținută pentru profilul nemarnat (profilul 7).

Din datele extrasului în HCl rezultă că aplicarea marnei nu a determinat nici ridicarea conținutului total de P_2O_5 , ceea ce se explică prin faptul că procentul de P_2O_5 în marnă este sub cel corespunzător unui sol moderat bogat (0,15%). În adâncime, atât rezerva totală, cât și conținutul de P_2O_5 accesibil plantelor, sunt foarte reduse (valorile obținute pentru greutatea miceliilor de *A. niger* corespund solurilor sărace și foarte sărace).

Amendarea cu marnă poate să determine totuși o asimilare mai activă a fosforului de către plante. Ca urmare a neutralizării solului sunt intensificate prin marnare procesele microbiene, datorită cărora fosforul organic trece în forme minerale solubile, accesibile plantelor. Neutralizarea solului reduce și stabilitatea fosfațiilor de fier și aluminiu, care prezintă o solubilitate minimă în domeniul reacției acide; se mărește astfel mobilitatea fosforului mineral (ca ioni PO_4). Se cunoaște de asemenea rolul ionilor de magneziu în vehicularea ionilor PO_4 , prin asigurarea unei mobilități mai eficiente, rol oarecum antagonist celui al ionilor de Ca. Se citează în literatură efecte de dispariție a carenței de fosfor, ca urmare a administrării de Mg, ca SO_4Mg sau ca marnă magneziană (R. THUN). Deși nu avem un material experimental pentru demonstrarea acestui fapt, datele existente ne îndrituiesc să admitem influența favorabilă a magneziului asupra asimilării fosforului.

Este de semnalat că există o diferență mai grăitoare între probele de suprafață ale profilelor solurilor cultivate marnate sau nemarnate (profilele 5, 6, 7), față de cele necultivate din izlaz (profilul 4). Acestea din urmă sunt fără excepție sărace în P_2O_5 accesibil plantelor (metoda cu *A. niger*). Datorită, desigur, în primul rînd gunoierii continue a solurilor cultivate (fără de care în condițiile solurilor de la Baia Mare nu se pot obține recolte) s-a produs o ușoară ameliorare a solurilor care au fost luate în cultură de mai mult timp. Rezultă din cele amintite că la solurile de la Baia Mare trebuie aplicate în primul rînd îngrășăminte cu fosfor, pe fondul amendat; în orice caz este necesar și gunoiul de grajd.

5. Eficiența ameliorativă a marnării și concluzii de ordin practic. Dezvoltarea normală a plantelor de cultură necesită anumite proporții armonice între elementele de nutriție a plantei, aflate în soluția de sol. Concentrațiile elementelor de nutriție

în soluția de sol sînt determinate de reacții de solubilizare și de schimbul ce se petrece între ionii apei și cationii legați adsorptiv în complexul organomineral al solului. Pentru acest motiv, o compoziție echilibrată a soluției de sol se realizează numai dacă între cationii adsorbiți în sol există anumite raporturi.

Pe baza experiențelor cu lucernă, F. B. BEAR (1) deduce următoarea alcătuire optimă a capacitatei de schimb cationic (% din T):

Ca	Mg	K	H	V%
65	10	5	20	80
pH în extrasul apos = 6,5				

Solul podzolic de la Baia Mare prezintă în orizontul superior (0–30 cm) următoarea alcătuire procentuală a capacitatei de schimb cationic (valori medii):

	Ca	Mg	K	Na	H	V %	pH	(extras apos)
Profilul 4	3,19	1,06	0,29	1,00	94,48	5,5	4,1	
Profilul 7	6,00	2,9	0,47	2,28	88,36	11,6	4,4	

Așadar, și sub aspectul alcăturii capacitatei de schimb cationic apare o carență evidentă.

Amendarea cu marnă a stratului arat (0–17 cm) și îngrășarea cu gunoi determină o schimbare a proporțiilor procentuale dintre cationii schimbători, care se apropie de cele optime indicate de F. E. BEAR:

	Ca	Mg	K	Na	H	V	pH
Profilul 6	78,7	15,25	3,75	1,80	—	100	7,7
Profilul 5	61,0	14,72	4,93	1,89	17,46	82,54	6,9

După cum s-a amintit, dispare curența de K și Mg, iar ionii de H sunt înlocuiți prin Ca. Este înălțurată de asemenea acțiunea nocivă a acidității excesive și în deosebi mobilizarea de Al și Mn în cantități toxice pentru plante. Se ameliorează totodată și mobilitatea fosforului din sol. Este foarte probabil ca prin «marnare» să fie înălțurată și o eventuală curență a solului în ceea ce privește microelementele. Acest aspect nu a fost încă studiat.

Amendmentul marnos administrat în doze mari, în primii ani, ridică nivelul de neutralizare peste ceea ce este strict necesar (pH după marnare = 8,3, în loc de 6,5). Supracalcarizarea determină uneori insolubilizarea microelementelor, efect ce s-ar face resimțit în deosebi în primii ani după amendare. Spre deosebire de amendarea cu calce (var) sau calcar fin măcinat, efectul nociv de insolubilizare pare că totuși nu se produce în cazul marnării datorită condițiilor speciale de administrare a amendmentului. Amestecul intim al marnei cu masa solului se realizează treptat abia după câțiva ani. Ca urmare, neutralizarea nu este uniformă; în sol, zonele cu reacție neutră și chiar alcalină (suprasaturate) alternează cu mici zone în care se menține reacția acidă și în care microelementele pot fi mobilizate și adsorbite odată cu apa, prin porii radiculare pătrunși aci. Procesul de oxidare a sulfurii de fier și eventual a bicarbonaților de Mn și Fe din marnă, contribuie de asemenea în



parte la descompunerea parțială a carbonațiilor de Ca și Mg, grăbindu-se astfel procesul de înlăturare a excesului de carbonați. Treptat se tinde spre un raport mai echilibrat între Ca și H. La profilul 6, după 20 ani de la marnare, gradul de saturație în baze este de 100, în timp ce la profilul 5, după 3 ani de la marnare, gradul de saturație este 82,5%, iar procentele cu care diferenții cationi intervin în alcătuirea capacitații de schimb cationic se apropie de valorile optime indicate de BEAR.

Materialul folosit la amendare (« polochin » sau « policău ») modifică într-o oarecare măsură și textura solului, influențând astfel proprietățile hidrofizice. Pe terenurile cu o textură luto-nisipoasă, țăranii aplică un « policău » mai argilos, în timp ce pe terenurile mai argiloase folosesc un « policău » nisipos. După indicațiile date de țăranii, în cazul profilelor recoltate de pe teritoriul comunei Săsar s-a aplicat un material argilos, fapt ce determină, odată cu creșterea procentului de argilă în stratul arat (cca 3,2%), mărirea capacitații de schimb cationic (T) și a capacitații de tamponare. Ușoara îmbogățire în argilă, acumularea de humus activ determinată de ameliorarea activității biologice a solului, ca și efectul de coagulare al cationilor Ca și Mg, sunt factori ce contribuie la formarea unei structuri glomerulare în orizontul superior al solului; se ameliorează astfel regimul aerohidric în zona de dezvoltare maximă a sistemului radicular. Pe măsură ce bicarbonații de Ca și Mg sunt spălați spre adâncimea profilului, se ameliorează și permeabilitatea orizontului B, tot ca urmare a efectului de coagulare prin cationii bivalenți. Se diminuează astfel tendința de înmlăștinare a suprafeței solului, după ploi mari, și se favorizează acumularea apei în adâncimea profilului. Țăranii spun: «pe solul „policăit“ bucatele rabdă mai bine la secetă». Rezistența la secetă se datorează nu numai reglării regimului aerohidric al solului prin formarea de agregate structurale, ci și folosirii mai eficiente a apei de către plante. Este bine cunoscut că plantele pierd prin transpirație mai puțină apă cînd soluția de sol este mai concentrată în elemente de nutriție și în deosebi dacă compoziția soluției de sol este echilibrată, sub aspectul existenței unor proporții armonice între ionii elementelor de nutriție a plantei. Amendarea determină realizarea acestor condiții, fie direct prin aportul de substanțe solubile sau prin schimbul cationilor bazici din complex, fie prin mobilizarea mai activă a elementelor de nutriție conținute în humus, ca urmare a intensificării proceselor biochimice.

Așadar, acțiunea pozitivă a amendmentului marnos constă în primul rînd în neutralizarea acidității excesive a solului de tip podzolic, nocivă pentru cele mai multe plante de cultură. Dacă solul nu ar prezenta și alte deficiențe în ceea ce privește regimul elementelor de nutriție a plantei, s-ar putea obține recolte maxime neutralizînd aciditatea solului prin amendarea cu CO_3Ca (piatră de var fin măcinată) sau CaO (var nestins).

Experiențele în vase întreprinse de Șt. PUIU (10) au arătat însă (tabl. 13) că pe solul amendat cu marnă și gunoit, recoltele sunt de 6 ori mai mari, față de



cazul amendării numai cu CO_3Ca în cantitatea necesară pentru neutralizarea acidității; valoarea recoltei pe solul amendat cu marnă este apropiată numai de rezultatele experienței în care se administrează odată cu CO_3Ca și îngrășăminte minerale (azot, fosfor, potasiu), folosind pentru udare apa de robinet ce conține săruri de magneziu. Solul de tip podzolic de la Baia Mare, fiind deficent și în ceea

TABLOUL 13

*Efectul amendamentului cu CO_3Ca cu și fără adăos de îngrășăminte minerale, asupra fertilității solului podzolic de la Recea (Baia Mare), comparativ cu efectul marnării
După ȘT. PUIU*

Tratamentul	Felul recoltei	Producția în g la vas	Producția relativă	V%	pH
ne tratat (marton)	ovăz { boabe paie iarba de Sudan	1,54 4,56 2,60	100 100 100	{ 21,51 21,53	4,85 4,96
amendat cu CO_3Ca	ovăz { boabe paie iarba de Sudan	2,85 7,39 10,34	185 162 397	{ 95,85 89,80	7,95 6,75
amendat cu CO_3Ca + NPK	ovăz { boabe paie iarba de Sudan	18,56 24,90 —	1 205 546 —	{ 91,11 —	6,90 —
ne amendat + NPK	ovăz { boabe paie iarba de Sudan	15,81 21,80 —	1 026 478 —	{ 25,17 —	5,15 —
amendat cu marnă	ovăz { boabe paie iarba de Sudan	13,44 22,86 21,67	872 501 833	98,29	7,35

Experiențele de vegetație, în vase, au fost executate în anul 1955, în casa de vegetație a Institutului Agronomic «N. Bălcescu», de asistentul ȘTEFAN PUIU, candidat în științe, sub conducerea prof. N. CERNESCU (ȘTEFAN PUIU). (Studiu agropedologic al solurilor de tip podzolic — autoreferat al tezei de disertație).

ce privește fosforul, azotul, potasiul și magneziul, marnarea asociată cu gunoirea contribuie la atenuarea sau chiar înălțarea carentei elementelor amintite. Acțiunea complexă a marnării este, de altfel, semnalată și în lucrările de specialitate. Experiențele lui W. SELKE (1942) arată că la amendarea unui sol acid, cu textură ușoară, prin folosirea unui calcar dolomitic marnos (cenușiu), se obțin rezultate mai bune față de cazul folosirii unui calcar alb, sărac în impurități. Diferența de comportare



a celor două calcare este explicată de W. SELKE, prin efectul favorabil al carbonatului de magneziu și al celorlalte impurități conținute în calcarul cenușiu (dolomitic). Același cercetător a obținut plusuri apreciabile de recoltă, prin adăos de material loessic (cca 20.000 kg/ha) solului ce fusese amendat cu calce și magnezie și primise îngrășaminte minerale în cantități suficiente. Efectul complex de ameliorare prin amendarea cu material marnos a solurilor ușoare, acide și sărace în elemente nutritive, este cunoscut de altfel practicienilor de mult timp. După A. V. NOSTITZ (9), pe astfel de soluri în Germania s-a aplicat adesea în trecut pînă la 300.000—400.000 kg de argilă marnoasă la hecitar (cu cca 20% CO_3Ca), asociată cu îngrășămînt verde și gunoi de grajd. Pentru solurile mai grele se folosea material calcaros, mai nisipos.

Influența pozitivă a marnării asupra fertilității solului de tip podzolic (pămînt de căliniște) de la Recea — Săsar (reg. Baia Mare), reiese din datele încercărilor de vegetație, cuprinse în tabloul 13, executate în 1954—1955 la Institutul Agronomic «N. Bălcescu» de ȘTEFAN PUIU (10). Din aceste date, reiese că pe solul ameliorat prin amendare cu marnă, cu 18 ani mai înainte, producția de ovăz-boabe este de 8,7 ori mai mare față de solul nemarnat (13,44 g la vas, față de de 1,54). Neutralizarea acidității prin amendarea cu CO_3Ca a ridicat productia numai de 1,85 ori (2,85 față de 1,54 g boabe). Prin administrarea de îngrășaminte minerale (azot, fosfor, potasiu) pe fondul amendat cu carbonat de calciu (CO_3Ca) se obține o recoltă de ovăz-boabe superioară celei de pe solul amendat cu marnă și gunoit (15,81 g față de 13,4 g boabe la solul marnat).

Recolta mai mare la solul amendat cu CO_3Ca și îngrășat cu NPK, față de solul marnat, arată că prin marnare se atenuază carența în elemente nutritive fără a fi însă complet înlăturată.

Prin adăosul de îngrășaminte minerale în doze optime, pe fondul amendat, se obțin și în cazul marnării sporuri apreciabile de recoltă.

Rezultatele încercărilor în casa de vegetație indică în primul rînd o necesitate accentuată de îngrășaminte cu fosfor; urmează cele cu azot și apoi cele cu potasiu. Carența de magneziu nu reiese din rezultatele experiențelor, deoarece s-a folosit la udarea culturilor apa de robinet, care conține cantități suficiente de magneziu.

Observațiile și informațiile de pe teren confirmă faptul că producția pe terenurile neamendate și neîngrășate este foarte slabă. În regiunea cercetată, în condițiile terenurilor neamendate, dintre cerealele păioase se cultivă în deosebi secara și mai puțin ovăzul. Recolta de secară este de 200—300 kg/ha. Prin gunoire masivă, an de an (cca 35 care la ha), recolta de secară atinge pînă la 1000 kg/ha. Prin amendare și gunoire moderată, recolta de secară poate fi ridicată însă la cca 2000 kg/ha. O. K. KEDROV-ZIHMAN (1955) arată că metoda cea mai bună pentru ridicarea fertilității solurilor de tip podzolic este de a se asocia gunoarea cu văruirea (calcarizarea sau marnarea). În condițiile experimentate de O. K. KEDROV-ZIHMAN doza completă de var (6 tone/ha) asociată cu 10—20 t/ha de gunoi, dă

un plus de recoltă mai mare sau cel puțin egal cu cel obținut prin administrarea unei doze duble de gunoi. Dacă se aplică pe fond de amendament, gunoirea nu se mai repetă în fiecare an.

În general, pe terenurile amendate, țărani pot să cultive grâu, obținând 1000–2000 kg/ha și uneori chiar pînă la 3000 kg/ha, în raport cu condițiile climatice ale anului și intensitatea de gunoare. După expresia unui țăran, pe terenurile neamendate, nu se pot obține nici 2 măji la ha. Pe terenurile neamendate și slab gunoite, porumbul se dezvoltă slab, prezintă un aspect clorozat și producția de boabe nu depășește 300–400 kg/ha. Prin gunoare puternică, la cuib, se obțin recolte bune de porumb, chiar și pe terenurile neamendate. După amendare și gunoare, se realizează obișnuit recolte de 2800–3500 kg/ha porumb-boabe (declarația înv. Rogojanu din com. Recea). În vara anului 1953, în satul Săsar, pe unul din terenurile amendate cu marnă cu cca 20 ani în urmă și bine gunoit, am observat un lan de porumb viguros, înalt de peste 2 m la încipcere, cu 2–3 știuleți pe fir, contrastând cu aspectul clorozat al porumbului ce atingea numai cca 1–1,20 m de pe terenul parohiei (neamendat), care abia încipase și care nu avea mai mult de 1 știulete, slab dezvoltat, pe fir.

Este de subliniat faptul că prin marnare se realizează o eficiență maximă numai dacă se asociază cu ea și administrarea de îngrășăminte organice bogate în azot (gunoi de grajd), marna nepuțind să înlăture carența de azot. Unii țărani pretind că după marnare nu ar mai fi nevoie de gunoare, afirmație ce de altfel nu corespunde dracției locale. Este drept că prin neutralizarea solului și îmbunătățirea regimului substanțelor de nutriție a plantelor, se intensifică și procesul de mobilizare a azotului, sub acțiunea bacteriilor nitrificatoare. Această intensă mobilizare a azotului organic din sol poate să acopere necesitățile plantelor, în primii ani după aplicarea amendamentului marnos. Treptat însă, rezerva internă de azot se epuizează și recoltele încep să scadă, dacă nu se administreză gunoi sau îngrășăminte minerale azotate. Regimul nutriției azotate este ameliorat prin introducerea în asolament a leguminozelor perene furajere (trifoi, lucernă) și comestibile (fasole), care pe solurile neamendate nu pot fi cultivate din cauza acidității excesive și a carenței de calce. Țăranul Pavel Vasile din satul Mocira (com. Recea) ne-a indicat un asolament de 5 ani aplicat de el și de alții pe terenurile amendate.

Trifoi (semănat cu o păioasă, ca plantă acoperitoare), se cosește 1–2 ani,
Porumb – 2 ani,
Grâu – 1 an,
Trifoi.

Solul se gunoiește odată la 3–4 ani (15–20 tone/ha), aşa dar cam o dată pe fiecare rotație (înainte de al doilea an cu porumb sau înainte de grâu). Alți țărani ne-au declarat că gunoiesc masiv numai o dată la 10 ani.

Este important de subliniat influența pozitivă exercitată de marnare asupra ramurii zootehnice prin îmbunătățirea bazei [furajere a gospodăriei țărănești, ca



urmare a măririi producției de porumb (care ocupă 2 sole din 3) și a posibilității de cultivare a leguminoaselor perene, cu valoare furajeră ridicată. Înmulțirea vitelor determină la rându-i mărireaproducției de gunoi,n ecesar îngrășării terenurilor cultivate.

Pe unele terenuri amendate și gunoite, din preajma satului, se aplică cultura mixtă, recoltîndu-se de pe același teren: porumb, varză, fasole, castraveți, napi, roșii. Un gospodar (miner) de la V. Borcutului ne-a declarat că din grădina de 11 ari (cca 1100 m²) realizează următoarele producții (raportate la ha):

	<u>kg/ha</u>
Porumb	2 000
Fasole	1 300
Varză	1 100
Roșii	550
Castraveți	1 100
Napi	550

Același sistem de « cultură mixtă » se aplică cu rezultate foarte frumoase de locuitori satului Mocira — Recea, pe aluvioarele nisipo-lutoase ale rîului Lapoș. « Cultura mixtă » este alternată din cînd în cînd, cu lucernă.

Componența floristică a pajîștilor naturale (fînețe și pășunii) de pe solul podzolic și valoarea lor furajeră este de asemenei substanțial schimbătă prin marnare. Speciile acidifile, cu valoare furajeră redusă (*Agrostis canina*) sau practic zero (*Nardus stricta*, *Juncus effusus*, etc.) sănătătoare prin specii neutrofile (îndeosebi se înmulțesc leguminoasele) cu o bună valoare furajeră și cu o productivitate apreciabil mai mare.

Miriștile de pe terenurile marnate se îmburuienează repede cu specii avînd o bună valoare furajeră (îndeosebi trifoi alb), pe care țăraniile le recoltează prin cosire, folosindu-le ca nutreț. Pe terenurile nemarnate apar ca buruieni numai specii indicațoare de aciditate excesivă și de înnăștinare superficială (*Rumex acetosella*, *Spergularia rubra*, *Hypericum humifusum*, *Juncus effusus* (îndeosebi în pîrloage), etc., specii cu valoare furajeră redusă.

După informațiile obținute de la țărani din Recea, Mocira și Săsar, pe solul podzolic (sol de căliniște) se aplică 300—500 m³ de marnă la hectar, realizîndu-se după împrăștierea uniformă pe câmp, un strat gros de 3—5 cm. Marna este adusă pe câmp toamna sau iarna și lăsată în grămezi Sub acțiunea ploilor, înghețului și dezghețului, materialul se măruntește. Primăvara marna este împrăștiată într-un strat uniform. Se arătă superficial, astfel încît stratul de marnă se amestecă cu un strat de sol egal ca grosime. Arătura se adîncește treptat în anii următori, pînă la 17—20 cm; se evită astfel îngroparea amendamentului sub brazdă. Totodată, menținerea marnei într-un strat superficial favorizează oxidarea completă a sulfurii de fier și a sărurilor feroase sau manganoase pe care le poate conține. Cam în al treilea an terenul este gunoit (15—20 tone de gunoi la ha). Gunoierea se repetă la fiecare 4—5 ani; unii țărani gunoiesc o dată la 10 ani. Maximum de producție se



realizează cam după 3 ani, după uniformizarea amestecului marnă-sol și gunoire. Efectul pozitiv al marnării, în cazul aplicării dozelor maxime, se menține și după 15–20 ani, cu condiția ca gunoarea să fie repetată în cadrul unui asolament de tipul celui amintit.

Se pune întrebarea dacă cantitatea de marnă aplicată corespunde sau nu necesității de amendament calcaros. Pentru neutralizarea solului dintr-un strat de suprafață, gros de 20 cm (3.000.000 kg/ha) cu un conținut de cca 14 miliechiv de hidrogen la 100 g sol (corespunzător solurilor cercetate de noi), ar fi necesară o cantitate de 21.000 kg CO₃Ca la ha. Dacă se admite un conținut mijlociu al marnei în CO₃Ca de 16%, rezultă că pentru neutralizarea completă a solului (pînă la pH = 8–8,3) ar fi necesar să se administreze 131.200 kg de marnă la ha (material uscat). Din conținutul de calciu și magneziu schimbător al solurilor marnate față de cele nemarnate, se deduce pentru grosimea unui strat de 16 cm (stratul arat de țărani), o cantitate de CO₃Ca apropiată de cifra amintită și anume 19.560 kg, ceea ce revine la 120.000 kg marnă cu 16% CO₃Ca (material uscat).

Admițind că un car transportă în mijlociu cca. 500 kg material complet uscat (600–700 kg material umed), ar rezulta cca 240 care cu marnă la ha, ceea ce ar corespunde cu indicațiile date de țărani, care spun că se administrează 200–300 care de marnă (pe care se află o ladă cu capacitatea de cca 1 m³).

Prescripțiile oficiale aplicate în U.R.S.S. și R.D.G., recomandă neutralizarea solului numai pînă la o reacție slab acidă (pH în extrasul apos = 6,2–6,5 sau pH în extrasul salin 5,6–5,8), prin administrarea unei cantități de CO₃Ca și CO₃Mg, echivalente a 3/4 din aciditatea potențială totală a solului (aciditatea hidrolitică). Creșterea de recoltă la neutralizarea completă, față de neutralizarea a 3/4 din aciditatea hidrolitică, după O. K. KEDROV-ZIHMAN (8) ar fi prea mică în raport cu plusul de cheltuială. În cazul solurilor cercetate de noi, ar fi suficientă cantitatea de 15750 kg/ha de CO₃Ca, în loc de 21.000 kg/ha care constituie doza normală sau complet.

Dacă posibilitățile materialele sunt limitate, eficiența economică este mai bună cînd se amendează o suprafață dublă cu 1/2 din doza normală. Sporul de producție la ha este mai mic cînd se aplică numai 1/2 din doza normală; plusul total de recoltă realizat pe o suprafață dublă cu 1/2 din doza normală este însă cu mult mai mare, față de cel obținut prin amendarea unei suprafețe pe jumătate, cu doza întreagă. A doua jumătate din doza normală urmează să se aplice la începutul celei de-a doua rotații a asolamentului (în tipul de asolament amintit mai sus ar urma să fie aplicată după 5–6 ani). În cazul cercetat de noi, doza normală de 15.750 kg CO₃Ca s-ar împărtăși în 2 doze a 7875 kg/ha, ceea ce revine la cca 60.000 kg marnă complet uscată (sau cca 80.000 kg de material umed). Dozele mai mici de 1/2 din doza normală nu se amestecă uniform cu întreaga masă a solului; materialul marnos poate fi amestecat cu gunoiul și aplicat în cuiburile de porumb, reducîndu-se astfel



simțitor cantitatea de gunoi (după cum s-a arătat, o doză completă de marnă împreună cu 10–20 t gunoi, poate da un surplus de recoltă mai mare decât cantitatea dublă de gunoi).

Rezultatele verificate prin experiența practică a cîtorva decenii, au convins demult plugarii din regiunea Baia Mare, de eficiența economică a aplicării amendamentului marnos. An de an, au fost marnate tot mai mari suprafete. La prețurile din 1953 se plătea pentru fiecare car cca. 10 lei (4 lei costul marnei + 6 lei transportul), ceea ce revine la 2000–3000 lei pentru ha (pentru 200–300 care). Plusurile de recoltă obținute acoperă în cîțiva ani această investiție. Pentru posibilitățile materiale ale miciei gospodării țărănești, investirea sumei necesare a constituit totuși o problemă greu de rezolvat și de aceea extinderea suprafetelor marnate a mers relativ încet, fiind limitată în preajma deschiderilor naturale din care se putea extrage materialul marnos. Costul ridicat al transportului la distanțe mai mari al cantităților apreciabile de material necesitate, folosind tracțiunea animală (căruța), devine factorul limitativ al aplicării amendamentului. Mecanizarea lucrărilor de extragere și folosire a mijloacelor auto pentru transport ar reduce apreciabil prețul de cost. Ca și în alte țări, cu toate rezultatele foarte bune ce pot fi obținute, marnarea rămîne totuși un procedeu aplicabil numai pe teritoriile din preajma ivirilor de depozite argilo-marnoase. Calcarizarea asociată cu gunoirea și administrarea de îngrășăminte minerale, constituie mijlocul de ridicare a fertilității solurilor podzolice, aplicabil în orice condiții, costul transportului pe kg de substanță activă fiind mult mai redus.

Generalizarea aplicării amendamentelor calcice este posibilă numai în cadrul economiei socialiste planificate, singura care poate să asigure o organizare eficientă a întregului proces de extragere, transport și folosire în condiții optime a amendamentului.

În Raportul prezentat la Plenara C.C. al P.M.R. din 30 iunie – 1 iulie 1961, tov. G.H. GHEORGHIU-DEJ a subliniat îndeosebi necesitatea organizării carierelor de exploatare și a prelucrării pietrei de var, astfel ca în anii următori să se aplice amendamente cu var pe 400.000–500.000 ha anual (p. 29). În același raport se subliniază că pe podzolurile tratate cu calcar, la care se adaugă și îngrășăminte organice, producțiile se pot dubla. Odată cu identificarea ivirilor de calcare și dolomite s-a trecut astăzi la organizarea exploatarii și a prelucrării prin măcinare a amendamentului, spre a fi pus la dispoziția gospodărilor. Laboratoarele regionale de agrochimie, înființate între timp, urmează să identifice terenurile ce necesită amendament și să precizeze totodată, pe baza analizei chimice, dozele și modul de administrare.

Practica empirică a plugarilor din regiunea Baia Mare, confirmată prin rezultatele economice și datele studiului de față, tinde astfel să fie generalizată sub un control riguros științific.

BIBLIOGRAFIE

1. BEAR F. E. and TOTH ST. J. Influence of calcium on availability of other soil cations *Soil Science*, Vol. 65, p. 69—74, 1948.
2. CERNESCU N. Die Bodenzonen der Region des humiden Klimas Rumäniens. Bericht über die Tagung der V. Komm., Viena, 1937.
3. CERNESCU N., ȘERBĂNESCU I., TUFESCU V. și STOENESCU M. St. Condițiile naturale și solurile Republicii Populare Române. Cercetări de Pedologie p. 407—423, 1961.
4. CERNESCU N., ASVADUROV H., PREDEL FL., CHIȚU C., TUTUNEÀ C., VASILESCU P., ȘERBĂNESCU I., TURCU GH. și ROMAN N. Condițiile naturale și solurile depresiunii Baia-Mare. Cercetări de Pedologie p. 425—459, 1961.
5. CERNESCU N. Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. Cercetări de Pedologie p. 223—251, 1961.
6. GHEORGHIU-DEJ GH. Raport asupra mersului îndeplinirii directivelor congresului al III-lea al partidului, privind construirea socialismului la sate și dezvoltarea agriculturii, prezentat la plenara C.C. al P.M.R. din 30 iunie — 1 iulie 1961, București.
7. KEDROV — ZIHMAN, O. K. Les principes essentiels du chaulage des sols en Union Soviétique. Rapports au VI-e Congrès Intern. de la Science du Sol, VI-e Commission. *Academie des Sciences de l'U.R.S.S.*, Moscou, 1956.
8. KEDROV — ZIHMAN, O. K. și BAEVA A. J. Tratamentul solurilor derozopolice cu var, ca factor de ridicarea eficacității gunoiului (trad. din rusă), *Pochvovedenie* Nr. 1, 1955.
9. NOSTITZ A. von und WEIGERT J. Die künstlichen Düngemitteln, p. 139, Stuttgart, F. Enke, 1928.
10. PUIU D. ȘTEFAN. Studiul agropedologic al solurilor de tip podzolic de la Recea — Baia Mare, Găvojdia — Lugoj, Silișteni — Costești și Văcărești — Tîrgoviște. Autoreferat al tezei de dizertație, Institutul Agronomic « N. Bălcescu », București.
11. SELKE W. Über die Bewertung und den richtigen Einsatz verschiedener Düngekalkarten unter besonderer Berücksichtigung der Magnesiafrage. *Bodenkunde und Pflanzenernährung*, Bd. 28/73, p. 193—215, 1942.
12. THUN R. Über das Wirkungsverhältniss dolomitischer Graukalke zu gewöhnlichen Weisskalken. *Bodenkunde und Pflanzenernährung*. Bd. 28/73, p. 216—234, 1942.

ПОДЗОЛИСТАЯ ПОЧВА ИЗ СЭСАР—БАЯ МАРЕ
И МЕЛИОРАТИВНАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ МЕРГЕЛЕВАНИЯ
Н. ЧЕРНЕСКУ, Е. ГЫЦЭ, Е. СТОЙКА, П. ПАПАКОСТЯ Е. ПОПА

(Краткое содержание)

Настоящая работа содержит результаты исследований, предпринятых для установления влияния мергелевания над физико-химическими свойствами и плодородностью дернового-подзолистой псевдооглеенной почвы террасы р. Сэсар (впадина Бая-Маре).



Междугорная впадина Бая-Маре (расположенная на северо-западе Румынии), находится под влиянием центрально-европейского умеренного и влажного климата с оттенком субатлантики (климатическая провинция Cfbx, по КЕППЕНУ). Средняя годовая температура составляет 9,2°C; января месяца — превышающую — 3°C, а июля месяца 20—22°C. Средняя годичных атмосферных осадков — достигает 1000 мм; наибольшее количество осадков выпадает в вегетационный период.

Естественная вегетация представлена дубовыми лесами *Quercus robur* с *Dryopteris filixmas* и вторичными лугами, в которых изобилуют ацидофильные и гидрофильные виды: *Festuca rubra*, *Nardus stricta*, *Argostis canina*, *Sieglungia decumbens*, *Deschampsia caespitosa*, *Rumex acetosella*, *Juncus effusus*, *Juncus macrorhizus*, и.т.д.

Палево-дерного-подзолистая псевдооглеенная почва образовалась на делювиальных отложениях, перекрывающих террасы и «пиемонты», эти отложения образуются в результате нереотложения продуктов выветривания изверженных пород (в особенности андезитов).

Морфологический профиль дифференцирован текстурально ясно (см. таблицу 3); соотношение между содержанием глины в глинисто-иллювиальном горизонте (B) и в глинисто-элювиальном горизонте (A) колеблется между 1,5—1,8 (в среднем 1,7).

Подзолистый, хорошо индивидуализированный, горизонт A₂, преимущественно желтовато-серого-цвета, имеет более или менее листоватую структуру. В верхней части горизонта A, очень часто наблюдается микроподзол (мощностью в 5—10 см) с ферригумусоиллювиальным горизонтом B.

Переходный субгоризонт A₂B имеет мраморную окраску; структура в A₂B представлена ореховатыми неравномерными отдельностями, отделяющими в непрочные зерна; поверхность структурных отдельностей покрыта кремнезёмистой присыпкой, а между этими отдельностями находится тонкий материал привлеченный из горизонта A₂.

Горизонт B — плотный, мраморной окраски (с буро-ржавыми, буро-желтоватыми и серыми пятнами) и призматической структурой. В составе горизонта B, на некоторых профилях, был идентифицирован „fragipan“.

В общем на всю глубину профиля и в особенности в горизонте B благодаря застоявшейся в профиле воде из атмосферных осадков наблюдается поверхностное оглеение (псевдооглеение); серые глеевые пятна чередуются с буро-ржавыми или буро-желтоватыми. В субгоризонте A₂B очень часты железистомарганцевые сепарации, как пятна и конкреции хорошо консолидированные.

Миграция в глубину глинистых частиц (лессивирование), одновременно с дифференциацией глинисто-элювиального и глинисто-иллювиального гори-



зонтов, установила и химическую дифференциацию, как это яствует из данных валового анализа (таблицы 5 и 6), а также из данных комплекса А выветривания van Bemmelen-Hissink (экстракция в HCl конц. таблица 7 и 8).

Необходимо подчеркнуть в особенности что значения соотношения $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ касающиеся комплекса выветривания (таблица 8), представляют относительно небольшую вариацию в профиле (2,2—1,85), обстоятельство которое отмечает, что перемещение глины из А в В имеет место без фракционной миграции полуторных окислов подзолистых почв Сэсар—Бая Маре принадлежит типу почв «lessive». При более внимательном рассмотрении аналитических данных можно заметить, что между 30—70 см соотношения $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ представляют минимальные значения (1,85—1,94), а соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{Al}_2\text{O}_3$ —максимальные значения (0,38—0,45), по сравнению с соответствующими более или менее большими глубинами (таблица 8). На глубине в 30—70 см и, в особенности, в А₂В, при исследовании профиля, установлено наличие более частых ферромарганцевых конкреций, обстоятельство которое отражается в более высоком проценте грубозернистого песка (2—0,2 мм). Конкремции диаметром > 2 мм, также очень часты; при анализах были использованы частицы диаметром менее 2 мм.

Относительная аккумуляция полутора окисей железа как пленки-фильмы на поверхности песчаных частиц и как железомарганцевые конкреции (в нижней части горизонта А и при переходе к горизонту В), является вторичным процессом, благодаря застоявшейся воде в профиле который обусловливает образование псевдоглея.

В период когда профиль (в особенности горизонт В) насыщен водой, образуются $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Fe}$ и $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Mn}$, в условиях анаэробиоза. Временное обсыхание поверхности почвы, последовавшее после влажного периода, обусловливает капиллярное восходящее течение почвенных растворов из В к А. Двуокиси железа и марганца окисляются химическими или биохимическими путями (хемотрофные бактерии) по направлению к верхней части профиля, в которых устанавливаются более легкие условия аэробиоза; таким образом выделяются соответствующие гидроокиси, как пленки на поверхности песчаных частиц, рассеянных пятен и конкреций. Очевидно что часть окиси железа и марганца, увлекаются инфильтрационной водой вглубь, достигнув уровня грунтовых вод (когда последняя находится на небольшой глубине); иногда гидроокиси железа и марганца выделяются по направлению к основанию профиля в подслои с более грубой текстурой, образуя аккумуляционные горизонты с обликом *ortstein* или *orterde*. Очень кислая реакция (рН в воде — 4,0—4,2) и наличие свободных фульвокислот (соотношение гуминовой кислоты и фульвокислоты = 0,4—0,6), несомненно, благоприятствуют, в широкой степени, вышеуказанным процессам.



В условиях влажного климата, образование глинисто-иллювиального горизонта В, вследствие выщелачивания глины, определяет вторичный процесс псевдооглеения в кислой среде, обстоятельство, которое ведет непосредственно, к мобилизации и миграции окиси железа и марганца. Эти процессы, ассоциированные со значительной дебазификацией глинисто-гуминового комплекса и преобладание фульвикокислот над гуминовыми кислотами, уточнены, как специфические оподзоливанию. На этом основании авторы считают, что исследованная почва является подзолистой глинисто-иллювиальной псевдооглеенной почвой (прежнее название данное автором Н. ЧЕРНЕСКУ — это вторичный подзол).

Разнообразие содержания гумуса и азота (таблица 9, рис. 1 и 2) указывает ясное различие между неодрабатываемыми и обрабатываемыми, много времени, почвами (со внесением мергеля и без него). Кривая вариации содержания гумуса в профилях 3 и 4 (рис. 1) представляет специфический облик почв разнствых под лиственным и хвойным лесами; более увеличенное содержание гумуса в верхней части подзолистого горизонта (приблизительно 3,5% в первых 15 см) очень быстро уменьшается с углублением (ниже 30 см не превосходит 1%). Благодаря короткому времени прошедшему от выкорчевания леса и образования лугов (приблизительно 30 лет) профиль гумуса был относительно мало изменен.

В профилях 5, 6, 7 (рис. 1), проведенных на выкорчеванных землях и отдаенных земледелию (со внесением мергеля и без него) с давних пор, построение кривых указывает очень хорошо развитую гумусовую почву, аналогичную почвам развитым под травянистой растительностью (как для примера — с черноземом); только ниже 55—65 см, процент гумуса убывает ниже 1%. Необходимо заметить также и понижение значений молекулярного соотношения С : N на обрабатываемых почвах (в поверхностном горизонте С : N = 11—12, в профилях 5, 6, 7), по сравнению с соответствующими почве пастбищ (в поверхностном горизонте 14, в профиле 4); соответственно первым 50 см, степень насыщенности основания более повышена в профиле 7, в обрабатываемом, ($V = 12,4\text{--}18,5\%$), по сравнению с профилем 4, на пастбищах ($V = 4,4\text{--}12,4\%$). Под влиянием культурных растений и непрерывного удобрения навозом (почвоулучшающие факторы и минеральное удобрение не были применены), подзолистая почва превратилась таким образом в дерногоподзолистую почву с активной биоаккумуляцией.

Интенсификация биохимических процессов в почве и мергелевание определяют, во времени, понижение процента в верхнем горизонте и очевидное понижение значения соотношения С : N (см. профиль 6 по сравнению с проф. 7, рис. 1);



Педобиоклиматические условия, при которых образовалась подзолистая почва в Сэсар—Бая Маре, обусловливали интенсивный процесс дебазификации (таблица 10). В подзолистом оподзоленном горизонте (0—50 см) степень насыщенности основания (V) понижается, в общем, ниже 10% и поддерживается ниже 50%, даже в горизонте B; почва соответственно сильно окислена ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} = 4,0—4,3$; $\text{pH}_{\text{HCl}} = 3,5—3,6$) с относительно приподнятым содержанием мобильного алюминия (передвижного с раствором KCl). Проценты с которыми выступают различные основные катионы в образовании емкости обмена (Γ), верхнего горизонта (0—30 см), значительно ниже наивысших значений, указанных Ф. Э. БЕАР для люцерны:

	Ca	Mg	K	Na	H	$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$
Найвысшие значения ...	65	10	5	—	20	6,5
Профиль 4	3,1	91,0	60,29	1,00	94,5	4,1
Профиль 7	6,0	2,9	0,47	2,28	88,36	4,4

Исследуемая почва представляет подчеркнутый недостаток Ca, Mg, K, P как в отношении валового резерва (таблица 5) или растворимых в концентрированном HCl (таблица 7), так и, особенно, в отношении форм легко доступных питанию растения (таблица 10).

Биологический метод с *Aspergillus niger* ведет к согласным результатам с теми, которые были получены при химическом анализе (таблица 12, профили 4 и 7). Исследованные почвы, в верхнем горизонте профиля являются бедными по своему содержанию в K и Mg и умеренно бедными в P, в отношении доступных форм питания растений.

Ввиду мелиорации плодородия подзолистой почвы, применяется в области Бая Маре, с хорошими результатами, мергелование в ассоциации с навозным удобрением. Использованный материал, как почвоулучшающий фактор происходит из понтических отложений, выходящих на дневную поверхность в естественных обнажениях под аллювио-пролювийльных отложениях террас и „piemont“ депрессий. Механический состав и содержание карбонатов варьирует в довольно широких пределах (таблица 1): содержание глины 23—64%; содержание карбонатов 13—20% (в среднем 16,40%). Необходимо подчеркнуть, что приблизительно 17—34% из CO₂, установленных при анализе являются под видом CO₃Mg и CO₃Fe, остальные — CO₃Ca.

В общем применяются массивные дозы почвоулучшающих факторов, 120 000—130 000 кг на гектар (сухой материал); принимая во внимание относительно пониженное содержание карбонатов в почвоулучшающих факторах и увеличенное содержание обменного водорода в почве — примерно,



14 милли эквивалентов Н на 100 г почвы, для полной нейтрализации пласта в 20 см. необходимы 21 000 кг CO₃Ca на гектар.

Мергелистый материал привозится и откладывается в кучках на вспаханном поле, осенью или зимой. После размелчения, под влиянием дождей, замерзания и отмерзания, весной рассеивается в равномерном слое. В первый год производится поверхностная вспашка с таким расчетом, чтобы почвоулучшающий фактор смешался со слоем почвы приблизительно той же мощности. Вспашка углубляется постепенно в последующие годы до 17—20 см. Таким образом, сможет быть предупреждено закапывание под бороздой почвоулучшающих факторов и одновременно обеспечивается окисление сульфидов и железистых и марганцевых карбонатов, содержащихся в малых количествах. На третьем году почва унаваживается (15—20 тонн навоза на гектар); унаваживание повторяется через каждые 4—5 лет. Хорошие урожаи получаются таким образом после третьего года.

Мергелевание устанавливает, в первую очередь, нейтрализацию кислотности почвы и исчезновение обменного алюминия (таблица 11 и рис. 3); после мергелевания степень насыщенности основаниями (V) повышается на 80—100%, а значение pH_{H₂O} = 6,9—7,7, pH_{ce} = 6,2—6,6. Спустя 20 лет эффект нейтрализации ощущается до горизонта ниже 70 см (рис. 3). Соответственно повышается насыщенность глинисто-гумусового комплекса Ca, Mg и K (таблица 11, рис. 4, 5, 6); емкости катионного обилия в верхнем горизонте (0—30 см) профиля приближаются к указанному в Ф. Э. БЕАР:

	Ca	Mg	K	Na	H	V%	pH _{H₂O}
Профиль 6	78,7	15,25	3,75	1,80	—	100	7,7
Профиль 5	61,0	14,72	4,93	1,89	17,46	80,5	6,9

В полном согласии с данными химического анализа, результаты полученные методом *Aspergillus niger* (таблица 12) указывают для верхнего горизонта мергелированных и унавоженных почв, содержание K и Mg, доступное для питания растений, очень богатое (профиль 5) или богатое (профиль 6); таким образом исчез недостаток Mg и K.

В несколько меньшей мере улучшается недостаток в P, благодаря в особенности активации биохимических процессов.

Исчезновение недостатка K и Mg в почве объясняется, как привносом K и Mg, из использованного мергеля, так и безпрерывным унавоживанием почвы. Более активная биоаккумуляция, после применения мергеля и навоза обусловливает, также, концентрацию элементов питания растений в поверхностном слое с максимальным развитием радикулярной системы.

**LE SOL PODZOLIQUE DE SĂSAR—BAIA MARE ET L'EFFET
AMÉLIORATIF DU MARNAGE**

PAR

N. CERNESCU, E. GÎTĂ, E. STOICA, P. PAPACOSTEA, E. POPA

(Résumé)

L'étude comprend les résultats des recherches effectuées afin d'établir l'influence du marnage sur les propriétés physico-chimiques et la fertilité du sol podzolique à pseudogley (gray brown podzolic soil) de la terrasse de la rivière Săsar (Baia Mare).

La dépression intramontane de Baia Mare (située au nord-ouest de la Roumanie) subit l'influence d'un climat central-européen à nuance subatlantique, tempéré et humide (province climatique Cf_bx selon KÖPPEN). La température moyenne annuelle est de 9°2 C, celle du mois de janvier au-dessus de -3°C et celle du mois de juillet de 20 à 22°C. La moyenne annuelle des précipitations atteint 1 000 mm ; les pluies tombent pour la plupart pendant la période de végétation.

La végétation naturelle est représentée par des forêts mésophyles de *Quercus robur* à *Dryopteris filixmas* et par des prés secondaires dans lesquels abondent les espèces acidiphyles et hydrophytes : *Festuca rubra*, *Nardus stricta*, *Agrostis canina*, *Sieglungia decumbens*, *Deschampsia caespitosa*, *Rumex acetosella*, *Juncus effusus*, *Juncus macer*, etc.

Le sol ocre podzolique à pseudogley s'est formé sur les dépôts diluviaux qui couvrent les terrasses et les surfaces des piedmonts ; ces dépôts sont le résultat du remaniement des produits d'altération des roches éruptives—surtout des andésites.

Le profil du sol podzolique est nettement différencié du point de vue de la texture (tabl. 3) ; le rapport entre la teneur en argile de l'horizon argilo-illuvial (B) et celle de l'horizon argilo-éluvial (A) varie entre 1,5 et 1,8 (la moyenne étant 1,7).

L'horizon podzolique A₂, de couleur dominante gris jaunâtre, a une structure plus ou moins lamellaire. Dans la partie supérieure de l'horizon A on observe fréquemment un micropodzol à horizon B ferrihumique-illuvial (5–10 cm d'épaisseur).

L'horizon intermédiaire A₂B présente un coloris bariolé et une structure sous forme d'agglomérats nuciformes, irréguliers, qui se détachent facilement en petites mottes friables. La surface des éléments structuraux est couverte d'une poudre silicieuse ; le matériel fin provenu de A₂ remplit l'espace libre entre les éléments structuraux.

L'horizon B est compact, à coloris bariolé (taches brun roux, brun jaunâtre et gris) et à structure prismatique. Parfois on observe le « fragipan ».



À cause de l'eau de pluie, stagnante dans le profil et surtout dans l'horizon B, les aspects de gleysation sont très manifestes (pseudogley); des taches grises de gley alternent avec des taches brun roux ou jaune ocre. Dans A₂B les séparations ferrimanganiques, sous forme de taches et de concrétions bien consolidées, sont très fréquentes.

Le chimisme déterminé par le lessivage des particules d'argile qui a conduit à la formation des horizons argilo-éluvial et argilo-illuvial, résulte des données de l'analyse globale (tabl. 5 et 6) et du complexe A d'altération van Bemmelen-Hissink (extrait à HCl concentré, tabl. 7 et 8).

Les valeurs du rapport SiO₂: R₂O₃ concernant le complexe d'altération (tabl. 8) présentent une variation relativement réduite le long du profil (2,2—1,85), fait qui montre que le sol podzolique de Săsar—Baia Mare appartient au type «lessivé»; l'argile a été premièrement lessivée de l'horizon A dans l'horizon B, sans migration fractionnée des sesquioxides. Un examen plus approfondi des données analytiques montre qu' entre 30—70 cm, le rapport SiO₂: R₂O₃ accuse des valeurs relatives minima (1,85—1,94) et le rapport Fe₂O₃: Al₂O₃ des valeurs relatives maxima (0,38—0,45) (tabl. 8). L'examen du profil permet de constater aussi une plus grande fréquence des concrétions ferrimanganiques à 30—70 cm de profondeur et surtout dans A₂B, fait qui se reflète aussi dans le pourcentage plus élevé en sable grossier (2—0,2 mm). Les concrétions à diamètre > 2 mm sont aussi très fréquentes; seule la fraction à particules < 2 mm a été analysée.

L'accumulation relative du sesquioxyde de fer sous forme de pellicules (films) à la surface des particules de sable et comme concrétions ferrimanganiques (à la partie inférieure de l'horizon A et à la transition vers l'horizon B) représente un processus secondaire, dû à l'eau stagnante dans le sol, qui détermine la formation du pseudogley.

Durant les périodes pendant lesquelles le profil (surtout l'horizon B) est saturé d'eau, les conditions d'anaérobiose déterminent la formation de (CO₃H)₂Fe et de (CO₃H)₂Mn. Les bicarbonates de fer et de manganèse transportés par le courant capillaire ascendant de la solution de sol, pendant les périodes plus sèches, sont oxydés par voie chimique ou biochimique (bactéries chémotrophes) vers la partie supérieure du profil, où s'établissent plus facilement les conditions d'aérobiose; les hydroxydes respectifs se séparent en formant des pellicules à la surface des grains de sable, des taches diffuses et des concrétions. Une partie des oxydes de fer et de manganèse sont entraînés en profondeur par l'eau de percolation, arrivant ainsi jusqu'à la nappe d'eau phréatique. Dans certains cas les hydroxydes de fer et de manganèse sont séparés vers la base du profil en un substratum à texture plus grossière, constituant des horizons d'accumulation qui ont parfois l'aspect d'ortstein ou d'orterde.

La réaction très acide (pH en eau = 4,0–4,2) et la présence des acides fulviques libres (rapport acides humiques: acides fulviques = 0,4–0,6) favorisent les processus mentionnés plus haut.

Pour conclure, la formation de l'horizon B argilo-illuvial, par lessivage de l'argile, détermine comme processus secondaire la formation du pseudogley, fait qui mène implicitement, dans un milieu acide, à la mobilisation et à la migration des oxydes de fer et de manganèse. Ces processus, ainsi que la forte débasification du complexe argilo-humique et la prédominance des acides fulviques sur les acides humiques sont des traits caractéristiques de la podzolisation. C'est pourquoi, le sol lessivé étudié doit être considéré comme un sol podzolique à pseudogley à horizon B argilo-illuvial (podzol secondaire — N. CERNESCU, 1938).

La variation de la teneur en humus et en azote le long du profil (tabl. 9, fig. 1 et 2) montre une différence nette entre les sols non-cultivés et ceux cultivés depuis longtemps (marnés ou non marnés). La courbe de variation de la teneur en humus, pour les profils 3 et 4 (fig. 1) présente l'allure spécifique des sols évolués sous les forêts à feuilles caduques; le contenu plus élevé d'humus dans la partie supérieure de l'horizon podzolique diminue très vite en profondeur (environ 3,5% dans les premiers 15 cm; au-dessous de 1% à moins de 30 cm de profondeur). Vu qu'il y a peu de temps (environ 30 années) que le pâturage a remplacé la forêt, le profil d'humus est relativement peu modifié.

Pour les profils 5, 6 et 7 (fig. 1) (prélevés des terrains cultivés depuis longtemps, marnés ou non marnés) les courbes indiquent un horizon à humus, bien développé, pareil à celui des sols évolués sous la végétation herbacée (par exemple les cher-nozem); jusqu'à 55–65 cm le contenu d'humus se maintient au-dessus de 1%. Il est à noter de même la valeur plus réduite du rapport moléculaire C: N dans les sols cultivés (horizon superficiel C: N = 11–12, profils 5, 6, 7) comparée à la valeur C: N du sol de pâturage (horizon superficiel 14, profil 4); de même, le degré de saturation en bases est plus élevé dans les premiers 50 cm du profil 7, cultivé, ($V = 12,4\text{--}18,5\%$) par rapport au profil 4 du pâturage ($V = 4,4\text{--}12,4\%$). Sous l'influence des plantes cultivées et de la fumure continue (sans application d'amendements et d'engrais minéraux) le sol podzolique s'est transformé en un sol derno-podzolique, à bioaccumulation active.

En activant les processus biochimiques le marnage détermine avec le temps une diminution du contenu en humus dans l'horizon supérieur ainsi qu'une diminution évidente du rapport C: N (voir profil 6 comparé au profil 7, fig. 1).

Le sol podzolique de Săsar—Baia Mare a subi un intense processus de débasification (tabl. 10). Le degré de saturation en bases (V) se trouve au-dessous de 10% dans l'horizon podzolique (0–50 cm) et se maintient au-dessous de 50% même dans l'horizon B; il en résulte un sol fortement acide ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} = 4,0\text{--}4,3$; $\text{pH}_{\text{KCl}} = 3,5\text{--}3,6$) à contenu relativement élevé en aluminium mobile (déplaçable avec



une solution KCl n/l). La composition de la capacité d'échange (T) de l'horizon supérieur (0—30 cm) se trouve loin des valeurs optima indiquées pour la luzerne, par F. E. BEAR:

	Ca	Mg	K	Na	H	pH _{H₂O}
Valeurs optima	65	10	5	—	20	6,5
Profil 4	3,19	1,06	0,29	1,00	94,5	4,1
Profil 7	6,00	2,9	0,47	2,28	88,36	4,4

Le sol étudié présente une carence prononcée en Ca, Mg, K, P en ce qui concerne la réserve totale (tabl. 5) ou celle soluble en HCl concentré (tabl. 7), ainsi que les formes accessibles à la nutrition de la plante (tabl. 10).

Les résultats obtenus à l'aide de la méthode biologique à *Aspergillus niger* sont concordants à ceux de l'analyse chimique (tabl. 12, profils 4 et 7). Les sols étudiés s'avèrent pauvres en K et Mg et modérément pauvres en P, quant aux formes accessibles à la nutrition de la plante.

Dans la région de Baia Mare, afin d'améliorer la fertilité du sol podzolique, on applique — avec de bons résultats — le marnage associé à la fumure. Le matériel utilisé comme amendement provient de dépôts pontiens qui affleurent sous les dépôts alluvio-proliviaux des terrasses et des piedmonts de la dépression. La composition granulométrique ainsi que le contenu en carbonates des couches exploitées varient entre des limites assez larges (tabl. 1): argile (< 0,002 mm) 23—64%; carbonates 13—20% (moyenne 16,4%). Soulignons que 17—34% environ du CO₂ se trouve sous forme de CO₃Mg et CO₃Fe, le reste étant du CO₃Ca.

Étant donné la teneur relativement réduite en carbonates de l'amendement et la teneur élevée en hydrogène échangeable du sol, on emploie, en général, des doses massives d'amendement, 120.000—130.000 kg par ha (matériel sec), pour cca 14 milliéquiv. d'hydrogène échangeable par 100 g sol, la neutralisation complète d'une couche de 20 cm nécessitant 21.000 kg CO₃Ca par ha.

En automne ou pendant l'hiver le matériel marneux est transporté et disposé en petits tas sur la terre labourée. Sous l'action des pluies, du gel et du dégel, le matériel est réduit en petits morceaux et au printemps il est répandu en une couche uniforme. Pendant la première année on fait un labourage superficiel afin que la couche d'amendement soit mélangée à une couche de sol d'épaisseur égale. Les années suivantes, le labourage pénètre graduellement jusqu'à 17—20 cm. On évite ainsi d'enfouir l'amendement sous le sillon et en même temps on obtient l'oxydation des sulfures et des carbonates de fer ou de manganèse. La troisième année on fait fumer le terrain (15—20 tonnes de fumier par ha); la fumure est renouvelée tous les 4 ou 5 ans. On obtient ainsi de riches récoltes dès la troisième année.

Le marnage produit surtout la neutralisation de l'acidité du sol et la disparition de l'aluminium déplaçable (tabl. 11, fig. 3); après le marnage, le degré de saturation



en bases (V) atteint 80–100% et la valeur $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} = 6,9–7,7$, $\text{pH}_{\text{KCl}} = 6,2–6,6$. Après vingt ans de marnage, l'effet de la neutralisation se fait ressentir jusqu'à 70 cm (fig. 3). En même temps, la saturation du complexe argilo-humique en Ca, Mg et K augmente (tabl. 11, fig. 4, 5, 6); la composition de la capacité d'échange cationique dans l'horizon supérieur (0–30 cm) des profils marnés se rapproche des valeurs optima indiquée par F. E. BEAR:

	Ca	Mg	K	Na	H	V	$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$
Profil 6	78,7	15,25	3,75	1,80	—	100	7,7
Profil 5	61,0	14,72	4,93	1,89	17,46	80,5	6,9

En accord avec les données de l'analyse chimique, les résultats obtenus par la méthode à *Aspergillus niger* (tabl. 12) montrent que le contenu de l'horizon supérieur des sols marnés et fumés est très riche (profil 5) ou riche (profil 6) en K et Mg accessibles à la nutrition des plantes; la carence en Mg et K a disparu.

La disparition de la carence en K et en Mg s'explique autant par l'apport de K et de Mg du matériel marneux, que par la fumure continue du sol. La bioaccumulation, beaucoup plus active après l'amendement, cause également une plus grande concentration des éléments nutritifs dans la zone superficielle du sol où se trouve le maximum du système radiculaire des plantes. La carence en P est seulement atténuée.

Il est possible que par l'amendement marneux on puisse aussi éliminer une éventuelle carence des microéléments, mais ce fait toutefois n'a pas encore été vérifié.

Les expériences en pots (tabl. 13) confirment l'influence complexe de l'amendement marneux sur la fertilité du sol. La neutralisation complète du sol à l'aide du CO_3Ca ($V = 96\%$, $\text{pH} = 7,95$) augmente la valeur relative de la récolte d'avoine à 185% par rapport au sol podzolique non traité (témoin = 100), tandis que pour le sol marné 18 ans auparavant, la valeur relative de la récolte obtenue est de 872. Des récoltes relativement riches sont obtenues lorsque l'amendement de CO_3Ca est associé à un engrangement minéral complexe N, P, K (1 205) ou même à un engrangement minéral complexe N, P, K sans CO_3Ca (1 026), en employant pour l'arrosage l'eau d'une conduite contenant des bicarbonates de Ca et de Mg.

Après l'amendement on applique généralement un assolement de 4–5 années: trèfle, 1–2 années; maïs, 2 années; blé, 1 année; trèfle. Le sol est fumé tous les 3–4 ans (15–20 tonnes de fumier par hectare), en général après la première culture de maïs ou avant le blé.

Par conséquent, l'application de l'amendement à dose élevée associé à la fumure détermine une amélioration efficiente et durable de la fertilité du sol, due à une action complexe, fait d'ailleurs déjà signalé dans la littérature.



THE PODZOLIC SOIL FROM SĂSAR—BAIA MARE AND THE IMPROVEMENT EFFECT OF MARLING

BY

N. CERNESCU, E. STOICA, E. GÎTĂ, P. PAPACOSTEA, E. POPA

(Abstract)

The results of researches concerning the influence of marling both on the physico-chemical properties and the fertility of the Gray Brown Podzolic soil with pseudogley, (surface water gley), from Săsar terrace (depression of Baia Mare) are exposed.

The intramontane depression of Baia Mare (situated in the north-western part of Rumania) has a Central European climate with Subatlantic influences, temperate and humid (climatic province CfBx, according to KÖPPEN). The annual average temperature is 9°, 2 C; that of January above -3°C and that of July from 20 to 22°C. The annual average precipitations reach 1 000 mm, the major part of precipitations falling during the vegetation period.

The natural vegetation is represented by mesophyle forests of *Quercus robur* with *Dryopteris filixmas* and secondary meadows (pasture) with acidophyle and hydrophyle species: *Festuca rubra*, *Nardus stricta*, *Agrostis canina*, *Sieglungia decumbens*, *Deschampsia caespitosa*, *Rumex acetosella*, *Juncus effusus*, *Juncus macer*, etc.

The Gray Brown Podzolic soil with pseudogley was formed on diluvial deposits which cover the terraces and the piedmont flats. These deposits resulted from the reworked weathering products of igneous rocks (chiefly andesites).

The morphological profile shows distinctively differentiated horizons (tab. 3); the ratio between clay content in clay-illuvial horizon (B) and that in clay-eluvial horizon (A) ranges from 1,5 to 1,8 (average 1,7).

The A₂ podzolic horizon is well differentiated, of a gray-yellowish colour and with a more or less foliated structure. In the upper part of A horizon a micropodzol with ferrihumic-illuvial B horizon (5–10 cm thick) occurs frequently.

The A₂B transitional horizon, of a spotted aspect, shows an irregular nutlike structure loosing into crumbs. The surface of the structural elements is covered with silica powder; among these elements, fine siliceous material coming from A₂ subhorizon occurs.

The B horizon of a spotted aspect (rusty-brown, yellowish-brown and gray patches) is compact and with prismatic structure; sometimes a "fragipan" may be observed in B horizon.

Usually, because of water stagnation in the profile, mainly in B horizon, gleyization features (surface water gley) occur; gray patches of gley alternate with



rusty-brown or yellowish-brown ones. Ferrimanganic separations, as patches and well consolidated concretions, are very frequent in A₂B.

Simultaneously with the differentiation of clay-eluvial and clay-illuvial horizons, a chemical differentiation took place, according to the data of total analysis (tab. 5, 6) and of the A weathering complex van Bemmelen-Hissink (extract in concentrated HCl, tab. 7, 8).

The SiO₂:R₂O₃ values referring to the weathering complex (tab. 8) show a relatively slight variation all along the profile (2,2—1,85); the clay migration from A into B occurs also generally without a separation of clay components and chiefly of sesquioxides; consequently the "podzolic soil" from Săsar—Baia Mare belongs to the "lessivé" type of soil formation. A careful examination of the analytical data shows, from 30 to 70 cm, minima values (1,85—1,94) for the ratio SiO₂:R₂O₃ and maxima values (0,38—0,45) for ratio Fe₂O₃:Al₂O₃ as compared to those corresponding to greater or lesser depths (tab. 8). From 30 to 70 cm and chiefly in A₂B, a greater frequency of ferrimanganic concretions as well as higher percentages of coarse sand (2—0,2 mm) was stated.

The accumulation of iron sesquioxides as films coating the grains of sand or as ferrimanganic concretions (in the lower part of A horizon and in the transitional A₂B horizon) is the result of a secondary process due to the formation of surface water gley (pseudogley formation).

During the periods when the profile (mainly the B horizon) is water saturated, the anaerobic conditions are favouring the formation of (CO₃H)₂Fe and (CO₃H) Mn.

The temporary dryness of topsoil, succeeding to a humid period, determines a capillary movement of soil solution from B into A. Towards the upper part of the profile, under aerobic conditions, the iron and manganese bicarbonates are chemically or biochemically oxidized and the hydroxides are separating.

Obviously, parts of iron and manganese oxides, washed down with the percolating water, are reaching the ground water (when the water table occurs at little depth); sometimes, iron and manganese hydroxides are separating towards the bottom of the profile, into layers with a coarser texture, forming ortstein — or orterde — like horizons. The strongly acidic reaction (pH in water 4,0—4,2) and the presence of free fulvic acids (ratio humic acids: fulvic acids = 0,4—0,6) promote largely the above mentioned processes.

The secondary migration process of iron and manganese oxides, associated with the strong soil debasification and the prevailing of fulvic acids on humic acids, are specific features of podzolization. For these reasons the authors consider the analyzed soil as a podzolic one (Gray Brown Podzolic soil) with clay-illuvial B horizon and surface water gley (previously so-called secondary Podzol, N. CERNESCU, 1938).



The humus and nitrogen content along the profile (tab. 9, fig. 1 and 2) shows a distinct difference between uncultivated and since long time cultivated soils (marled or unmarled). The variation curves of humus content in the profiles 3 and 4 (fig. 1) is a specific one for forest soils; the higher humus content from the upper part of the podzolic horizon (A_1) (about 3,5% in the first 15 centimeters) diminishes with depth (less than 1% below 30 cm depth). The humus profile was relatively slightly modified during the short period since pasture replaced the forest.

On the profiles 5, 6 and 7 (fig. 1), collected from long time cultivated lands, (marled or unmarled), the curves show a well developed humus horizon resembling that specific for soils developed under grass vegetation (e.g. Chernozems); the humus percentage drops under 1% only below 55—65 cm depth. The narrower value of the ratio C: N for cultivated soils (surface horizon: 11—12, profiles 5, 6, 7) as compared to that of the pasture soil (surface horizon: 14, profile 4) is to be mentioned, as well as the higher base saturation degree in the first 50 cm, of the cultivated soils (profile 7: V = 12,4—18,5%) as compared to the pasture soil (profile 4: V = 4,4—12,4%). Under the influence both of crops and manure (amendments and mineral fertilizers were not applied) the podzolic soil changed into a dernopodzolic soil, with active bioaccumulation.

By intensifying the biochemical soil processes, marling determines in time, a decrease in humus content ($C \times 1,72$) of the upper horizon as well as a decrease of the C: N value (profile 6 compared to profile 7, fig. 1) viz. the increase of nitrogen percent in humus; the nitrogen regime in soil is greatly improved.

The pedobioclimatic conditions from Săsar—Baia Mare determined an intense debasification of the soil (tab. 10). The base saturation degree (V) decreases in the podzolic horizon (0—50 cm) below 10% and remains below 50% even in the B horizon; the soil is strongly acid ($pH_{H_2O} = 4,0—4,3$; $pH_{KCl} = 3,5—3,6$) and with a relatively high content of movable aluminium (extraction by KCl n/1 solution). The percentages from the exchange capacity (T) of the different basic cations in the upper horizons (0—30 cm) are far from the optima values given for alfalfa (F. E. BEAR):

	Ca	Mg	K	Na	H	pH_{H_2O}
Optima values	65	10	5	—	20	6,5
Profile 4	3,19	1,06	0,29	1,00	94,5	4,1
Profile 7	6,00	2,9	0,47	2,28	88,36	4,4

The soil shows a clear Ca, Mg, K and P deficiency concerning the total reserves (tab. 5), as well as those soluble in concentrated HCl (tab. 7) and chiefly the accessible forms for plant nutrition (tab. 10).

According to the *Aspergillus niger* — method (tab. 12, profiles 4 and 7), the investigated soils are poor in K and Mg and moderately poor in P nutrients.



In order to improve the fertility of the podzolic soil from Baia Mare, marling together with manuring was applied. The employed material derives from Pontian deposits outcropping from beneath the alluvial-proluvial surface deposits of the terraces and the piedmont flats. Both the texture and the carbonate content of exploited layers range within large limits (tab. 1); clay content 23–64%; carbonate content 13–20% (average 16,4%). About 17–34% of determined CO_2 occurs in form of CO_3Mg and CO_3Fe , the rest being CO_3Ca .

As a rule, massive doses of amendment are applied; 120.000–130.000 kg per hectare (dry material) because of the relatively low carbonate content of the amendment and the high exchangeable hydrogen content of soils.

The material is disposed in heaps on the ploughed land in autumn or in winter. After its breaking up by the action of rainfall, frost and thaw, it is spread in spring as a layer of equal thickness. During the first year, the ground is superficially ploughed in order to mix the amendment layer to a soil layer of about equal thickness. The ploughing deepens gradually in the next years, till 17–20 cm. Thus burying of amendment beneath the ploughed layer is avoided and at the same time the oxidation of iron and manganese sulphides and carbonates (present in small amounts) is obtained. The manure (15–20 tons/ha dung) is applied in the third year and manuring is repeated every 4–5 years. After the third year, rich yields are obtained.

Marling determines chiefly the neutralization of soil acidity and the disappearance of movable aluminium (tab. 11 and fig. 3); the base saturation degree (V) reaches up to 80–100% and the $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ values = 6,9–7,7; $\text{pH}_{\text{KCl}} = 6,2–6,6$. Twenty years after marling, the neutralization effect is felt below 70 cm (fig. 3). Accordingly, the soil saturation with Ca, Mg and K (tab. 11, fig. 4, 5, 6) increased too; the percentages from the exchange capacity (T) of the different basic cations in the upper horizon (0–30 cm) of marled soils approaches the optima values:

	Ca	Mg	K	Na	H	V	$\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$
Profile 6	78,7	15,25	3,75	1,80	—	100	7,7
Profile 5	61,0	14,72	4,93	1,89	17,46	80,5	6,9

The *Aspergillus niger* — method (tab. 12) shows for the upper horizons of marled and manured soils a very high (profile 5) and high (profile 6) content of K and Mg in accessible forms to plant nutrition; the soil deficiency with regard to Mg and K disappeared.

The disappearance of K and Mg soil deficiency in amended soils is due to a K and Mg supply from the marly material and the manure. The more active b-accumulation after marling, produces also a concentration of plant nutrients in the crop rooting zone. To a lesser extent diminishes also the P deficiency.

It is possible that a probable soil deficiency concerning certain microelements is eliminated too; this fact was not yet verified.



The pots experiments (tab. 13) confirmed the complex influence of the applied marly amendment on soil fertility. The complete neutralization of soil by CO_3Ca ($V = 96\%$, $\text{pH} = 7,95$) produces a relative yield increase of an oat crop up to 185%, as compared to a non amended Podzolic soil (witness = 100) while for a 18 years ago marled soil, the relative yield increase is 872%. Relative high yields are also obtained with mixed fertilizers N, P, K associated with CO_3Ca amendment (1206%) or merely with mixed fertilizers N, P, K (1026%) using a Ca and Mg bicarbonate-bearing water.

For marled soils, a 4—5 years crop rotation is usually applied: clover, 1—2 years; corn, 2 years; wheat, 1 year; clover. The soil is manured every 3—4 years (15—20 tons/hectare), as a rule after the first corn crop or before the wheat crop. During favourable years, over 2000 kg wheat and over 3 000 kg corn are obtained per hectare without applying mineral fertilizers.

It results, that the massive doses of marly amendment associated with manure determine an efficient and lasting soil improvement, due to a complex action.



TABLA DE MATERII

	Pag.
A) Introducere	87
B) Condițiile naturale în regiunea cercetată	88
1. Geomorfologie, litologie, hidrogeologie	88
2. Clima	92
3. Vegetația naturală	92
C) Solul și geneza lui	94
1. Caracterele morfologice ale profilelor studiate	94
2. Diferențierea texturală și chimică a profilului	96
3. Humusul și azotul în profilele cercetate	105
D) Influența marnării asupra însușirilor solului	108
1. Reacția solului și gradul de saturatie în baze	108
2. Conținutul de potasiu al solului	110
3. Conținutul de magneziu al solului	112
4. Conținutul de fosfor al solului	113
5. Eficiența ameliorativă a marnării și concluzii de ordin practic	115
Краткое содержание	124
Résumé	130
Abstract	135



CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA SOLURILOR CENUȘII DE PĂDURE DIN R. P. R.¹⁾

DE

N. FLOREA, L. STOICA, ELENA STOICA

Soluri cenușii de pădure sînt considerate solurile zonale caracteristice silvostepiei est-europene, continentale, ce s-au format sub păduri de foioase în care predomină stejarul asociat cu arțar, tei, ulm, frasin, pe alocuri chiar cu carpen și fag. Aceste soluri au o largă răspîndire în U.R.S.S. unde au fost amplu cercetate și amănunțit descrise (21, 20, 16). În partea de vest a Europei nu sînt descrise asemenea soluri.

Existența solurilor cenușii de pădure pe teritoriul R.P.R. a rămas o problemă neclarificată pînă în ultimii ani, deși asemenea soluri au fost menționate în literatura țării noastre încă din primii ani de cercetare a solurilor. Într-adevăr, EM. PROTOPOPESCU-PACHE în 1907 semnalează soluri cenușii de pădure în partea de nord a cîmpiei dintre Olt și Argeș (17), iar P. ENCULESCU în 1908 indică apariția lor în partea de nord-vest a Moldovei : « Împreună cu podzol se mai întîlnesc soluri cenușii de pădure . . . Ele formează mici și neînsemnate pete ce răspîndite în mod neregulat printre podzoluri » (10). Totuși în lucrările clasice de sinteză asupra solurilor țării (18, 11, 22), solurile cenușii de pădure nu apar. Mai tîrziu, după ce N. CERNESCU (1934) a separat la noi podzolul secundar ca un tip genetic aparte (4), acest tip de sol a fost considerat ca identic sau apropiat de solul cenușiu deschis de pădure (4, 9, 12). Abia în ultimii ani încep să apară frecvent în literatură însemnări asupra solurilor cenușii de pădure. N. BUCUR, în lucrările de după 1953 referitoare la solurile din diferite părți ale Moldovei (1, 2, 3), separă soluri cenușii de pădure, fără a prezenta însă și o caracterizare generală a acestora și o descriere a condițiilor naturale specifice în care apar. În 1955 C. CHIRIȚĂ (9) arată posibilitatea formării solurilor cenușii de pădure prin degradarea podzolică a cernoziomurilor dar nu caracterizează și nu descrie detaliat astfel de soluri. De asemenei în 1955 N. FLOREA (12), într-o scurtă prezentare a solurilor țării, menționează și introduce (pentru prima dată la noi),

¹⁾ Comunicare ținută în martie 1958 la Ses. științ. a Univ. București.



solurile cenușii de pădure pe harta de soluri a țării fără a le separa cartografic, și le redă împreună cu solurile brune de pădure; specifică însă în text că ele ocupă fâșii înguste la trecerea între silvostepă și zona de pădure mai ales în jumătatea estică a țării, aflate sub influența climatului continental», localizîndu-se astfel răspîndirea lor și indicîndu-se totodată principalele condiții de geneză ale acestor soluri.

În aceeași ordine de idei trebuie să menționăm că încă din 1948 N. CERNESCU și N. BUCUR (7) au separat în podișul Rîmnicului «cernoziomul podzolic ca stadiu extrem» (de degradare n.n.), care «posedă anumite caractere comune cu ale podzolului secundar»; așa cum este prezentat, cernoziomul podzolic corespunde de fapt solului cenușiu de pădure, astfel că putem considera că acestor doi cercetători le revine meritul de a fi cartografiat și descris pentru prima dată la noi solul cenușiu de pădure, denumindu-l la vremea respectivă «cernoziom podzolic».

Existența solurilor cenușii de pădure în R.P.R. a fost definitiv stabilită în urma lucrărilor efectuate pe teren de expediția geografică română-sovietică în scopul completării materialului necesar pentru întocmirea «Monografiei geografice a R.P.R.» (14, 15, 8). În raionarea pedo-geografică a R.P.R. întocmită de N. CERNESCU, V. M. FRIDLAND și N. FLOREA (8), a fost separată pentru prima dată pe o hartă a țării zona solului cenușiu de pădure. Foarte importantă și foarte actuală devine astăzi lucrarea lui N. FLOROV (13) asupra degradării cernoziomului din silvostepă din regiunea Kiev, ale cărei concluzii au fost verificate de autor și în partea de nord-vest a țării. Primul stadiu de degradare a cernoziomului, caracterizat prin apariția petelor de SiO_2 abia observabile pe suprafața agregatelor structurale în orizontul A și formarea unui orizont B iluvial slab conturat, este denumit de N. FLOROV cernoziom degradat. Stadiile următoare de degradare a cernoziomului caracterizate prin formarea orizontului B iluvial («brun-roșcat») din ce în ce mai bine exprimat, diminuarea treptată a acumulării humusului pe profil și intensificarea podzolirii (a pudrării cu SiO_2 și a diferențierii orizontului iluvial deschis la culoare), sunt denumite de N. FLOROV soluri cenușii de silvostepă (cenușii închise slab podzolite, cenușii închise podzolite, cenușii podzolite și cenușii deschise podzolite). Trebuie să remarcăm că această schemă de clasificare genetică a solurilor ce fac tranziție între cernoziomuri și soluri podzolice, precum și caracteristicile principale morfo-genetice și fizico-chimice stabilite de N. FLOROV sunt valabile și în prezent.

O caracterizare generală completă a solurilor cenușii de pădure din R.P.R. nu s-a făcut însă pînă astăzi. Pentru a înlătura în parte această lipsă resimțită în literatura pedologică a fost întocmită această lucrare, deși aria de răspîndire a solurilor cenușii de pădure în R.P.R. și raportul lor genetico-geografic cu solurile brune de pădure sunt încă puțin precizate. Totuși se poate afirma pe baza cercetărilor pedologice existente și a observațiilor de teren din ultimii ani că aceste soluri au o răspîndire relativ redusă pe teritoriul R.P.R. (mai ales în regiunile din sudul și vestul lanțului carpatic). Numai în partea de est a țării se întîlnesc soluri cenușii



de pădure, care ocupă însă suprafețe nu prea mari și fără a forma în general fâșii largi continui. Mai precis, după datele existente, pînă în prezent soluri cenușii de pădure se întîlnesc: în partea sud-estică a podișului Bîrladului, unde ocupă cumpenele de ape, înguste și joase cu altitudini de 200—300 m și care de obicei sunt împădurite; în partea nord-vestică a podișului Bîrladului, unde apar în asociație cu soluri brune cenușii de pădure, solurile cenușii de pădure întîlnindu-se pe părțile mai puțin înalte ale reliefului fragmentat și pe pantele cu expoziție sudică, sub păduri de stejar; în cîmpia Moldovei (depresiunea Jijia—Bahlui), unde ocupă numai cumpenele de apă ce ating sau depășesc altitudinea de 200 de m, de obicei împădurite; pe terasele Siretului în podișul Rîmnicului la contactul cu regiunea deluroasă subcarpatică; în fine, în Dobrogea apar soluri asemănătoare cu solurile cenușii de pădure, dar de un facies provincial deosebit¹⁾, formate sub păduri de stejar cu multe elemente mediteraneene, atît în nord, unde ocupă partea joasă a masivelor deluroase, cît și, mai puțin, în sud-vest, la contactul cu podișul Deliorman. Nu este încă lămurită răspîndirea solurilor cenușii de pădure în podișul Sucevei și în Transilvania (tabl. 1).

TABLOUL 1

Date climatice privitoare la zona solului cenușiu de pădure din R. P. Romînă.

Localitatea	Formula climatică (după KÖPPEN)	Temperatura medie anuală grade C	Precipitații atmosferice mm	Factor de ploaie	Indice de ariditate	Umiditate relativă %	Coefficient N/S
Drăgușeni	Dfbx	9,1	548	58	29	69	205
Roman (Pâncești)	Dfbx	8,1	539	61	30	75	268
Botoșani	Dfbx	8,6	584	64	31	72	249
Dorohoi	Dfbx	8,2	577	65	32	75	285
Fălticeni	Dfbx	7,8	639	74	36	72	288
Limite de variație		7,8—9,1	540—640	58—75	29—36	69—75	205—290

Condițiile climatice caracteristice zonei solurilor cenușii de pădure din R.P.R. nu sunt prea deosebite de condițiile climatice ale silvostepiei cu cernoziomuri levigate; temperatura medie anuală este mai scăzută, precipitațiile sunt mai abundente și deci umiditatea mai ridicată permînd dezvoltarea vegetației de pădure în condiții mai bune. Ca exemplu, redăm în tabelul 1 și grafic în planșă date climatice

¹⁾ Soluri care fac, după N. FLOREA și I. MUNTEANU, tranziția spre solurile maron (mediteraneene) de păduri xerofile și care pot fi separate ca un tip aparte de tranziție.



referitoare la cîteva stațiuni, considerate de noi ca fiind mai reprezentative pentru zona solurilor cenușii de pădure. Temperatura medie anuală variază în general între 7—9°C devenind ceva mai mare spre sud. Verile sînt destul de calde (temperatura lunei celei mai calde 19...21°C, iar iernile relativ aspre (temperatura lunei celei mai reci —2...5°C); amplitudinea medie este de 24...25°C. Perioada cu temperaturi medii lunare negative nu este prea lungă, iar în cuprinsul ei s-au înregistrat frecvent zile cu temperaturi peste 0°C; primele înghețuri pot apărea uneori din septembrie, iar ultimele înghețuri pot fi întîlnite și în mai. Mijlocia anuală a precipitațiilor este de 500—650 mm; în repartiția precipitațiilor se observă un maxim în iunie. Evaporabilitatea depășește precipitațiile în perioada de vegetație, fapt care condiționează un regim hidric periodic transpercolativ pentru solurile cenușii de pădure. Indicii de ariditate (DE MARTONNE) anuali variază între 29—32, fiind uneori chiar mai mari. Variația lunară a indicelui de ariditate arată o perioadă mai puțin umedă în august, septembrie și octombrie.

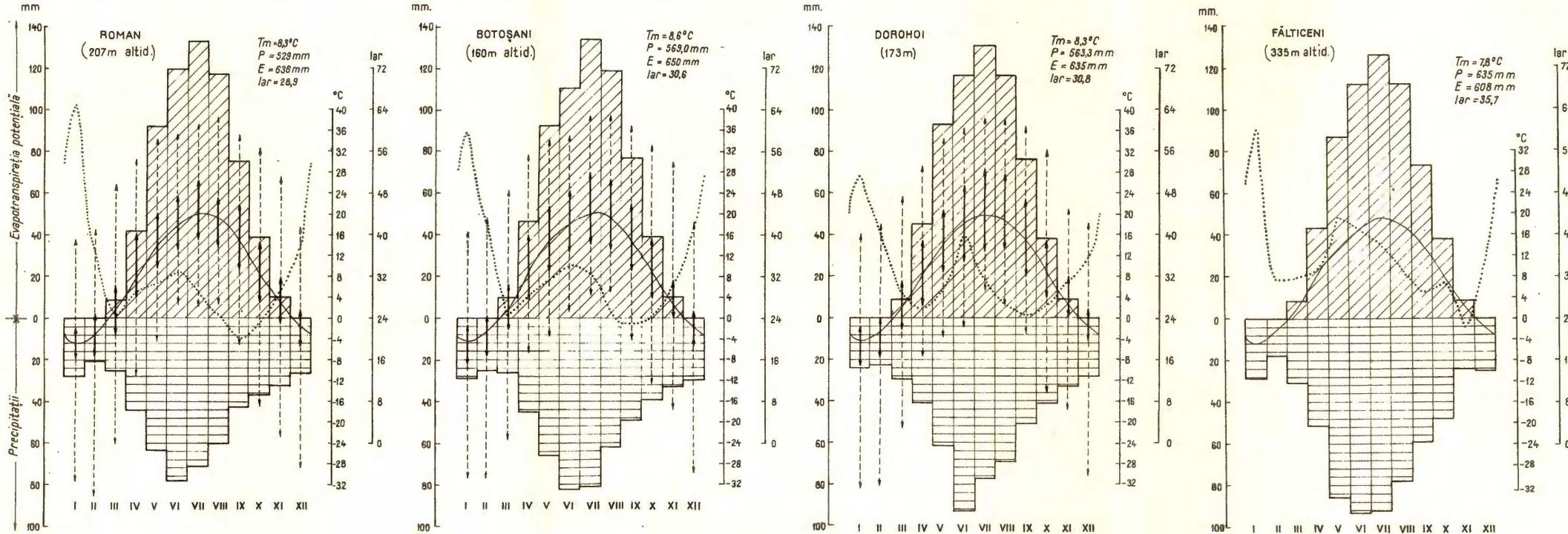
Față de celelalte soluri de pădure din R.P.R. solurile cenușii de pădure sunt caracterizate prin continentalismul cel mai accentuat. Remarcăm, de altfel, că răspîndirea lor în partea estică a țării este legată de influența climatului est-european continental care se resimte în această parte a țării. De aceea pe drept cuvînt, solurile cenușii de pădure constituie pentru învelișul de soluri ale teritoriului R.P.R. reprezentantul condițiilor climatice continentale specifice Europei de est (fig. 1).

În fig. 1 este prezentată comparativ variația indicilor de ariditate lunari în cursul anului pentru stațiuni ce caracterizează zonele cernoziomului levigat, solului cenușiu de pădure, solului brun-roșcat de pădure și solului brun podzolit. Variația indicilor de ariditate caracteristici pentru zona solului cenușiu de pădure este asemănătoare cu cea a indicilor din zona cernoziomului levigat (din nordul țării), valorile primilor menținîndu-se însă tot anul superioare ultimilor, ceea ce denotă o umiditate mai ridicată în zona solului cenușiu de pădure. Între zona solului cenușiu de pădure și cea a solului brun-roșcat de pădure există diferențe relativ mici în variația și valorile indicilor de ariditate. Se remarcă în special decalarea spre vară a perioadei de secetă în zona solului brun-roșcat de pădure. Zona solului brun podzolit prezintă o curbă de variație a indicilor de ariditate mult depărtată de celelalte, deosebindu-se de acestea nu numai prin valorile ridicate ale indicilor de ariditate ci și prin lipsa unei perioade de uscăciune în timpul anului.

Vegetația care caracterizează solurile cenușii de pădure este pădurea de quercine, în care alături de diferitele specii de stejar (*Q. petraea*, *Q. pedunculiflora* și *Q. pubescens*) participă într-o proporție însemnată teiul, (*Tilia argentea*, *T. parviflora*), frasinul (*Fraxinus excelsior*), arțarul (*Acer campestris*), părul (*Pirus pyraster*). Pădurile prezintă de obicei un bogat subarboret: *Cornus mas.*, *C. sanguinea*, *Viburnum lantana*, etc. În etajul ierbos apare o floră specială de mull.



DIAGRAME CLIMATICE



LEGENDA

- 1 Evapotranspirația potențială pe luni
- 2 Precipitații lunare
- 3 Temperatura medie lunată
- 4 Media temperaturilor maxime zilnice, pe luni
- 5 Media temperaturilor minime zilnice, pe luni
- 6 Temperatura maximă absolută lunată
- 7 Temperatura minimă absolută lunată
- 8 Indici de ariditate „de Martonne” pe luni
- 9 T_m Temperatura medie anuală
- 10 P Media precipitațiilor anuale
- 11 E Evapotranspirația potențială medie anuală
- 12 lar Indici de ariditate anuali



Institutul Geologic al României

Rocile de solificare de pe cea mai mare suprafață pe care se întâlnesc soluri cenușii de pădure, deși diferite ca origine, se caracterizează totuși, printr-o alcătuire granulometrică mijlocie, nisipo-lutoasă pînă la lutoasă; rocile de solificare nisipoase și cele argiloase ocupă în general suprafețe reduse, primele fiind răspîndite mai ales în podișul Bîrladului, iar ultimele în cîmpia Moldovei. După originea lor putem deosebi în Moldova loessuri sau depozite loessoide (cu origine, neclarificată), depozite deluviale și depozite eluviale (inclusiv eluvial-deluviale), iar în podișul Rîmnicului depozite proluvial - deluviale. Rocile de solificare din zona solului cenușiu de pădure conțin aproape întotdeauna cantități mai mari sau mai mici de carbonați; carbonatarea lor constituie, de asemenei, un caracter general al acestor roci.

Relieful pe care apar solurile cenușii de pădure este reprezentat prin podișuri vechi fragmentate sau piemonturi (la contactul între cîmpie și dealuri); aceste soluri se întâlnesc de obicei pe interfluvii sau cumpene de ape, precum și pe pantele bine drenate.

Profilul solurilor cenușii de pădure (fig. 2) prezintă o serie de caractere morfologice determinate atât de vegetația de pădure cât și de vegetația ierboasă. Astfel, solurile cenușii de pădure închise și tipice prezintă oarecare acumulare de humus de culoare închisă în orizontul eluvial și, sub formă de limbi sau oglinzi

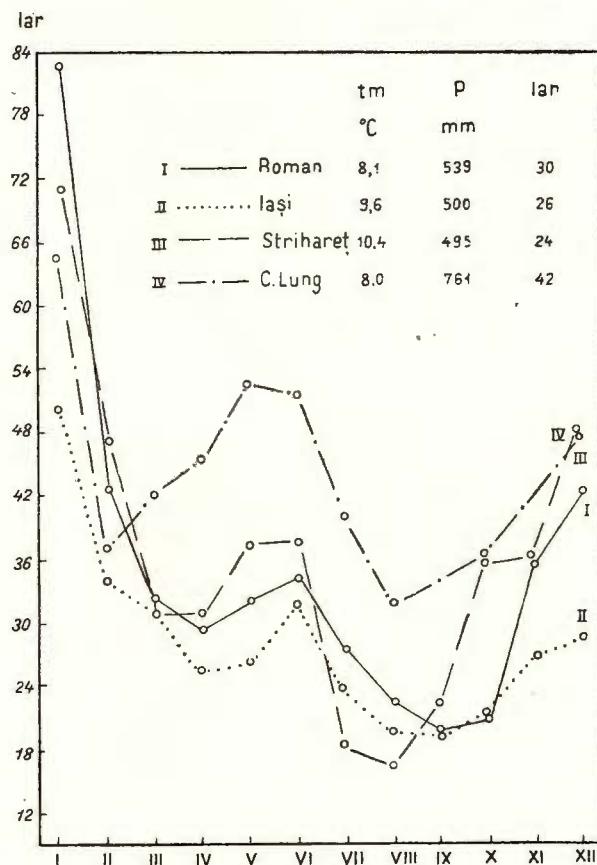


Fig. 1. — Variația indicilor de ariditate lunari din zona solurilor cenușii de pădure (I) în comparație cu variația celor din zona cernoziomurilor levigate (II), solurilor brune-roșcate de pădure (III) și solurilor brune de pădure podzolite (IV) (după datele lui N. CERNESCU, 4).

de humus, chiar în prima parte a orizontului iluvial, care are din această cauză

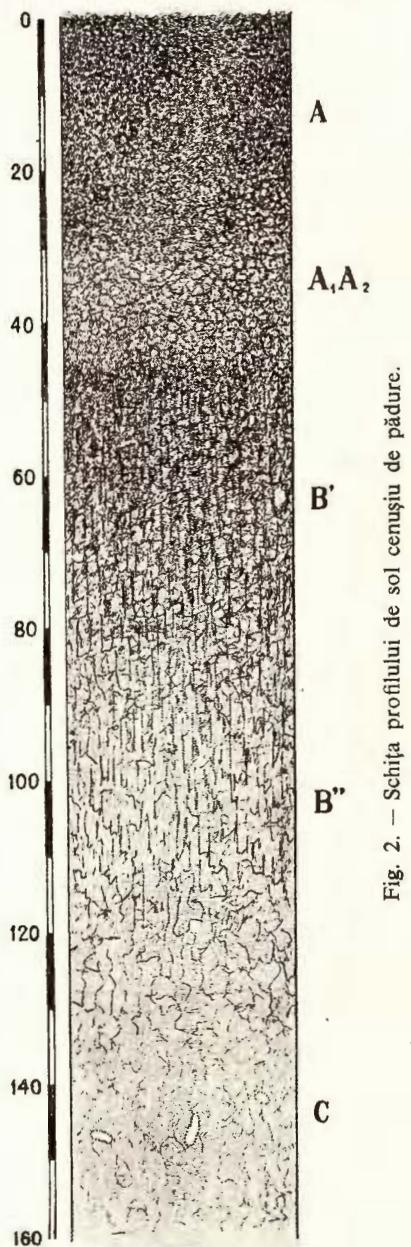


Fig. 2. – Schița profilului de sol cenușiu de pădure.

La solurile brune de pădure, orizontul iluvial cu acumulare de argilă apare

¹⁾ În înțelesul larg al noțiunii.

un colorit neuniform cu pete brun-închise. Prin acest caracter (acumulare de humus pe o grosime relativ mare a profilului) solurile cenușii de pădure se deosebesc de solurile brune de pădure, apropiindu-se în schimb de cernoziomurile podzolite. Cu toată acumularea de humus, aceste soluri prezintă în orizontul A un colorit cenușiu — de unde și denumirea lor — datorită pudrării agregatelor structurale cu praf cenușiu albiciose de SiO_2 , care apare în aceste soluri ca o consecință a procesului de podzolire¹⁾ sub influența vegetației de pădure. Manifestarea procesului de podzolire apare mai în evidență în a doua jumătate a orizontului A (care este și mai săracă în humus și are aggregate structurale mai mari), conturîndu-se astfel la aceste soluri un suborizont A_1A_2 , imediat sub orizontul cu mai mult humus, A_1 . Podzolirea începe să se manifeste în cazul solurilor cenușii de pădure începînd din partea superioară a orizontului A și de la suprafața agregatelor structurale, spre deosebire de cazul solurilor brune de pădure la care podzolirea începe adesea din A/B. Solurile cenușii de pădure nu prezintă în orizontul A structura grăunțoasă stabilă (caracteristică cernoziomurilor levigate), ci aggregate structurale glomerulare în primii centimetri și macrogrăunțoase sau nuciforme în restul orizontului; de asemenei se constată la aceste soluri o oarecare compactizare a părții inferioare a orizontului A. Orizontul iluvial (B) al solurilor cenușii de pădure este mai bine conturat și mai compact decît la cernoziomurile levigate.

numai la cele podzolite; în schimb alterarea substratului mineral, respectiv argilizarea este mai intensă la solurile brune fapt care duce la o îmbrunire a orizontului superior al acestor soluri (în care și humusul are un colorit bruniu). În orizontul B al solurilor cenușii de pădure se observă în general o slabă pigmentare cu oxizi ferici și, adeseori, separațiuni mangano-feruginoase. Orizontul C, format în condițiile

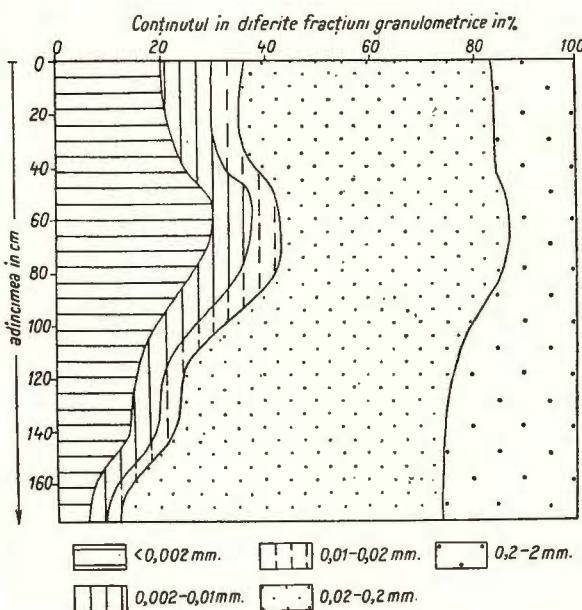


Fig. 3.— Variația alcătuirii granulometrice pe profilul unui sol cenușiu de pădure (profil 5, E Lălești, la NNE Puiuști — Podișul Bîrladului).

unei regim hidric periodic transpercolativ, prezintă depuneri secundare (neoformații) de carbonați, ca rezultat al procesului de pedogeneză (nu rezidual ca în cazul solurilor brune de pădure); adîncimea la care apare orizontul C este de obicei de 1–2 m, uneori chiar mai mare. În cazul cînd roca-mamă este săracă sau lipsită de carbonați, orizontul C cu acumularea acestora poate lipsi. Sărurile solubile și gipsul nu se întâlnesc în profilul solurilor cenușii de pădure, datorită predominării circulației descendente a apei în aceste soluri. Se pare că doar mici cantități de carbonat de magneziu pot fi întâlnite alături de carbonat de calciu în orizontul C (fig. 2).

Solurile cenușii de pădure se împart după stadiul lor de evoluție, ținînd seama de acumularea humusului și intensitatea podzolirii (care merg de cele mai multe ori în raport invers) în: soluri cenușii închise, soluri cenușii (tipice) și soluri cenușii

deschise. Primele sunt cele mai bogate în humus și mai slab podzolite, ultimele cele mai sărace și mai puternic podzolite.

Ca exemplu de sol cenușiu de pădure redăm descrierea profilului unui sol cenușiu de pădure tipic, de la est de Lălești (nord – nord-est de Puești, pe Tutova) ¹⁾.

Interfluviu îngust (2–3 km) orientat N–S; ușoară pantă (1–2°) cu expoziție SSE; altitudinea 250 m. Pădure de gorun, facies cu frasin și tei: *Q. petraea*, *Fraxinus excelsior*, *Tilia argentea*, *Carpinus betulus*, *Ulmus campestris*, *Acer campestris*, *Cornus sanguinea*, *C. mas*, *Viburnum lantana*. În covorul ierbos se întâlnesc *Carex pilosa*, *Dactylis glomerata*, *Litospermum purpureoeruleum*, *Euphorbia* sp., *Melica uniflora*. Pădurea este tânără, bine încheiată dar destul de brăcuită.

Solul prezintă o litieră subțire de 1/2 cm.

Datele analitice din tablourile 2–8, și graficele din fig. 3–8, reflectă trăsăturile principale ale procesului de geneză a solurilor cenușii de pădure. Temperatura medie anuală și umiditatea moderată sub care se formează solul determină

A₁, 0–10 cm, cenușiu închis, lut nisipos (cu nisip grosier), structură glomerulară-grăunțoasă mare friabilă, afinat, multe rădăcini lemnoase și ierboase, uscat-reavă̄n, trecere treptată după culoare dar clară după compactitate;

A'₁A₂, 10–22 cm, cenușiu-cenușiu închis, lut nisipos (cu nisip grosier), aggregate structurale mai mari pînă la nuciforme, slab compact, rădăcini lemnoase și ierboase, uscat-reavă̄n; în partea inferioară slabă pudrare cu silice a agregatelor structurale; trecere treptată.

A₁A₂, 22–46 cm, cenușiu împestrișat cu numeroase pete cenușii-albicioase datorită unei puternice pudrări cu silice a agregatelor structurale la suprafață; lut-lut nisipos (cu nisip grosier), structură alunar-nuciformă, ceva mai compact ca deasupra; uscat-reavă̄n, rădăcini lemnoase multe, trecere clară;

B₁, 46–66 cm, brun slab cenușiu cu pete mai închise, lut cu nisip grosier, structură nuciform-prismatică mare, compact, reavă̄n-uscat, mai puține rădăcini cu diametre diferite; trecere clară după compactitate și culoare;

B₂, 66–100 cm, brun slab ruginiu, lut (cu nisip grosier), prismatic, foarte compact (compactitate maximă pe profil), slabe separații mangano-feruginoase (pete), reavă̄n, rădăcini foarte rare; trecere treptată după culoare și textură;

B₃, 100–130 cm, brun deschis (castaniu), lut nisipos – nisip lutos (cu nisip grosier), fără structură definită, reavă̄n, trecere netă;

C, 130–150 cm, gălbui-albicios, nisip lutos (cu nisip grosier), vinișoare de carbonat de calciu și concrețiuni de carbonat de calciu slab consolidate;

D, 150–175 cm, se schimbă roca trecindu-se la un nisip – nisip lutos (cu nisip grosier), cu vinișoare de carbonat de calciu.

¹⁾ Cercetarea acestui profil a avut loc cu prilejul lucrărilor expediției geografice româno-sovietice din anul 1956 în Moldova, la care au participat: V. M. FRIDLAND, C. CHIRIȚĂ, M. POPOVĂȚ și N. FLOREA. Vegetația de la profil a fost identificată de C. CHIRIȚĂ.



TABLOUL 2

*Alcătuirea granulometrică a unui sol cenușiu de pădure
(Profil 5, E Lălești pe Tutova)*

Adincimea cm	Orizontul	Apa de higroscopi- citate %	Fracții granulometrice, în g/100 g sol uscat la 105°C							Humus %	Carbonat de calciu (CO ₃ Ca), %	Total, %	Fracții granulometrice în % recalulate la partea silicatică						
			Nisip grosier 0,2— 2 mm	Nisip fin 0,02— 0,2 mm	Praf 0,002— 0,02 mm	Argilă <0,002 mm	Particule <0,01 mm	Particule <0,001 mm	Nisip grosier 0,2— 2 mm				Nisip grosier 0,2— 2 mm	Nisip fin 0,02— 0,2 mm	Praf 0,002— 0,02 mm	Argilă <0,002 mm	Particule <0,01 mm	Particule <0,001 mm	
			0—10	A' 2,33	15,64	44,44	13,91	19,30	27,93	16,89	5,87	—	99,16	16,8	47,6	14,9	20,7	29,9	17,0
10—20	A' ₁ 'a ₂	1,80	15,60	48,40	13,30	20,36	28,56	18,20	2,40	—	100,06	16,0	49,6	13,6	20,8	29,9	18,6		
30—40	A ₁ A ₂	2,06	16,03	46,45	12,77	23,68	31,37	21,89	1,37	—	100,30	16,2	47,0	12,9	23,9	31,7	22,1		
50—60	B ₁	2,63	12,95	43,85	12,42	30,10	37,36	27,71	0,87	—	100,19	13,0	44,2	12,5	30,3	37,6	27,9		
70—80	B ₂	2,79	13,61	42,63	15,28	27,98	36,35	25,40	0,53	—	100,03	13,7	42,8	15,4	28,1	36,6	25,5		
105—125	B ₃	2,38	23,79	50,30	9,05	15,84	20,82	13,48	0,25	—	99,23	24,0	50,8	9,2	16,0	21,0	13,6		
130—145	C	2,13	22,94	46,01	7,96	13,39	18,17	12,26	—	9,27	99,57	25,4	51,0	8,8	14,8	19,5	13,2		
155—175	D	2,22	23,81	55,84	8,16	5,74	9,54	5,44	—	8,80	99,75	26,2	60,7	6,8	6,3	10,5	5,5		

TABLOUL 3

*Date fizico-chimice referitoare la un sol cenușiu de pădure
(Profil 5, E Lălești pe Tutova)*

Adin- cimea cm	Ori- zontul	În % la solul uscat				C:N	pH		Capaci- tatea de schimb cationic (m.e. la 100 g sol)	Cationi schimbabili (m.e. la 100 g sol)					Cationi schimbabili în % față de capacitatea de schimb					Gradul de saturație %	Aluminiu deplasat cu CIK m.e. la 100 g sol
		Humus	CO ₃ Ca	N total	P ₂ O ₅ total		în apă	în CIK		Ca	Mg	K	Na	H	Ca	Mg	K	Na	H		
0—10	A'	5,87	—	0,288	0,112	14,32	6,70	5,82	29,87	21,41	4,17	0,61	0,16	3,52	71,6	14,0	2,0	0,6	11,8	88,2	absent
10—20	A' ₁ 'a ₂	2,40	—	0,103	0,064	15,76	5,13	4,05	17,99	9,11	3,40	0,25	0,19	5,04	50,7	18,8	1,4	1,1	28,0	72,0	0,38
30—40	A ₁ A ₂	1,37	—	0,059	0,042	15,48	5,01	3,89	19,49	10,64	3,70	0,28	0,17	4,67	54,8	19,0	1,4	0,9	23,9	76,1	0,61
50—60	B ₁	0,87	—	0,044	0,032	13,33	5,25	3,94	22,34	13,15	4,18	0,41	0,15	4,45	58,8	18,7	1,8	0,7	19,9	80,1	0,76
70—80	B ₂	0,53	—	—	—	5,23	4,02	21,69	14,22	3,93	0,28	0,22	3,04	65,5	18,2	1,3	1,0	14,0	86,0	0,46	
105—125	B ₃	0,25	—	—	—	5,59	4,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
130—145	C	—	9,27	—	—	7,94	—	17,34	13,03	3,90	0,17	0,24	0	75,2	22,4	1,0	1,4	0	100,0	—	
155—175	D	—	8,80	—	—	8,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

o intensitate apreciabilă a proceselor biologice și de alterare a materialului mineral, fapt care se reflectă în primul rînd în variația alcăturii granulometrice pe profil. Se constată, astfel, (tabl. 2 și fig. 3) o oarecare creștere a conținutului de argilă în partea superioară a profilului (unde ajunge cca 20%), în comparație cu orizontul cu carbonați (în care nu depășește 15–16%); îmbogățirea în argilă se face

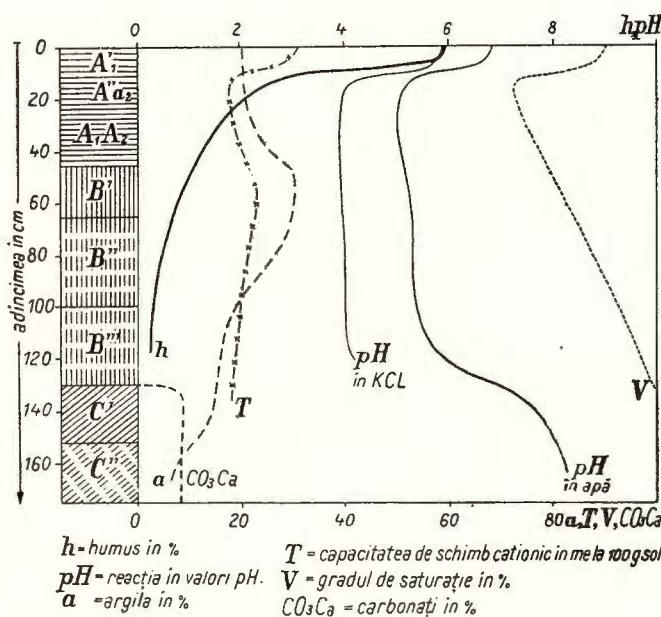


Fig. 4. — Variația însușirilor fizico-chimice pe profilul unui sol cenușiu de pădure (profil 5, E. Lălești).

pe seama nisipului fin care prin alterare trece în fracțiunea mai fină. Se constată, de asemenei, din aceleași date o diferențiere texturală destul de evidentă între orizontul A (eluvial) și B (iluvial), marcată de creșterea conținutului de argilă în orizontul B, în dauna conținuturilor celorlalte fracțiuni granulometrice. Această diferențiere texturală este însotită și de o așezare mai îndesată a particulelor de sol din orizontul B, fapt care determină compactizarea acestui orizont. Ușoara scădere a conținutului de praf care se observă în partea a doua a orizontului A, constituie, se pare, un indiciu că procesul de podzolire începe să se dezvolte mai intens în acest orizont (fig. 4, tabl. 3).

Variația conținutului de humus pe profil — care prezintă o scădere bruscă sub primii 10–15 cm — (tabloul 3 și fig. 4) reflectă rolul principal pe care îl joacă vegetația lemnosă în formarea acestui sol. Conținutul ridicat de humus aproape

6%) în primii 10 cm este în strânsă legătură cu acumularea frunzelor arborilor la suprafața solului (litiera pădurilor), din a căror transformare rezultă humus, ce trece în partea superioară a solului mărindu-i conținutul de substanțe humice. Probabil și fauna solurilor de pădure, care amestecă litiera cu partea superioară a solului, contribuie la îmbogățirea acesteia în substanță organică. În restul orizontului A, conținutul de humus scade sub 2,4%, ca urmare a slabei dezvoltări pe aceste soluri a vegetației ierboase (din rădăcinile cărora se formează humus în interiorul orizontului A). Conținutul de azot total prezintă, ca de obicei, o variație pe profil asemănătoare cu a conținutului de humus, trecând de la valori ridicate la suprafață (0,288%), la valori mici (sub 0,100–0,060%) în restul profilului. Raportul C: N prezintă valori cuprinse între 14–16, mai mari ca la cernoziomurile levigate, ceea ce arată o ușoară schimbare în compoziția humusului (în sensul unei scăderi a conținutului de azot din acesta). Conținutul de P_2O_5 total este moderat la suprafață și devine mic în restul profilului (tabl. 3).

Compoziția humusului din profilul de sol cenușiu descris mai sus este redată în tabloul nr. 4 (după S. BUTUCELEA). Se constată predominarea acizilor humici asupra celor fulvici în prima parte a orizontului, în timp ce în A_1A_2 și B acizii fulvici devin predominantă. Fracția insolubilă din humus (humina) este foarte ridicată în A_1 (25–50%), ceea ce arată că în acest orizont are loc o activă condensare a acizilor humici, fapt care are drept consecință micșorarea raportului acizi humici: acizi fulvici în acest orizont (raport care rămîne totuși supraunitar în prima probă). De asemenea, după datele analitice ale lui M. CICOTTI referitoare la alte profile de soluri cenușii de pădure (date în curs de publicare), rezultă că solurile cenușii de pădure se caracterizează printr-un raport acizi humici: acizi fulvici mai mare ca 1, raport care de obicei crește în adîncime, diferențiindu-se astfel net de celealte tipuri de sol de pădure. În ceea ce privește forma sub care apar acizii din humus se constată din datele analitice că majoritatea acizilor humici se găsesc sub formă de humăți de calciu. Acizii fulvici apar atât sub formă de acizi fulvici liberi (mobili), cît și legați cu Ca, aproximativ în proporții egale; conținutul în acizi fulvici «agresivi» (fracția 1) este neînsemnat la suprafață și crește ușor pe profil. Acizii humici și fulvici legați cu oxizii de fer se găsesc în proporții reduse la solurile cenușii de pădure, sub 4–7% din C total (după datele lui M. CICOTTI).

Regimul hidric periodic transpercolativ sub care se formează solul cenușiu de pădure asigură o spălare completă din profil a sărurilor solubile; numai sărurile greu solubile (CO_3Ca) se întâlnesc, încă, în orizontul C (pînă la 8–10%) sub formă de separațuni (eflorescențe sau chiar concrețiuni) (fig. 4).

Capacitatea de schimb cationic (T) este ridicată (circa 30 me la 100 g sol) în primii 10 cm, datorită conținutului mare de humus; scade apoi în restul orizontului A (la 18–20 me) și crește puțin după aceea în orizontul B (la 22 me la 100 gr sol)



TABLOUL 4

*Compoziția humusului unui sol cenușiu de pădure
(Profil 5 E Lălești pe Tutova)*

Analiza: S. BUTUCELEA

Adâncimea cm	Orizontul	Humus %	Carbon total %	Carbonul din acizi humici în 100 g sol			Carbonul din acizi fulvici în 100 g sol				Carbonul în % din carbonul total								Diferența %	Acizi humici Acizi fulvici	
											Acizi humici			Acizi fulvici							
				Fracția 1	Fracția 2	Total	Fracția 1	Fracția 2	Fracția 1	Total	Fracția 1	Fracția 2	Total	Fracția 1	Fracția 2	Fracția 1a	Total				
0–10	A' ₁	6,28	3,09	0,25	0,47	0,73	0,31	0,23	0,08	0,62	8,2	15,3	23,5	9,9	7,5	2,8	20,2	56,3	1,2		
10–20	A' ₁ a ₂	2,69	1,30	0,10	0,37	0,41	0,24	0,32	0,06	0,62	8,0	23,6	31,6	18,6	16,6	4,9	40,1	28,3	0,8		
30–40	A ₁ A ₂	1,13	0,55	0,03	0,20	0,22	0,12	0,12	0,05	0,29	5,0	35,4	40,4	22,2	22,6	8,1	52,9	6,7	0,8		
50–60	B ₁	0,68	0,33	0,01	0,27	0,08	0,08	0,13	0,05	0,26	3,8	20,0	23,8	25,0	38,8	15,3	79,1	0,0	0,3		

TABLOUL 5

*Compoziția globală a unui sol cenușiu de pădure
(Profil 5, E Lălești pe Tutova)*

Adâncimea cm	Ori- zontul	În procente la solul uscat la 105°C													În procente la solul fără apă, humus și carbonați								Rapoarte mo- leculare					
		Pierderi la calcinare				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Total	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	SiO ₂
		Total	Humus	Apa leg. chimic	CO ₂																					R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	
0–10	A' ₁	8,00	5,87	2,13	—	76,19	7,52	3,39	0,38	0,11	1,14	0,98	0,12	1,35	0,87	100,05	82,7	8,2	3,7	0,4	0,1	1,2	1,1	0,1	1,5	1,0	13,4	17,2
10–20	A' ₁ a ₂	4,14	2,40	1,74	—	80,41	7,09	3,54	0,37	0,07	0,66	1,07	0,07	1,40	0,94	99,76	84,0	7,4	3,7	0,4	0,1	0,7	1,1	0,1	1,5	1,0	14,6	19,3
30–40	A ₁ A ₂	3,70	1,37	2,33	—	80,01	8,61	4,27	0,40	0,04	0,68	1,13	0,06	1,50	1,01	101,41	81,9	8,8	4,4	0,4	0,04	0,7	1,2	0,1	1,5	1,0	11,8	15,8
50–60	B ₁	3,54	0,87	2,67	—	78,33	10,11	4,52	0,40	0,03	0,71	1,25	0,05	1,56	0,93	101,43	80,0	10,3	4,6	0,4	0,03	0,7	1,3	0,1	1,6	1,0	10,2	13,1
70–80	B ₂	3,16	0,53	2,63	—	77,98	10,10	4,45	0,40	0,04	0,73	1,35	0,04	1,60	0,92	100,86	79,8	10,3	4,6	0,4	0,04	0,8	1,4	0,04	1,6	1,0	10,1	13,1
130–145	C	6,11	—	2,03	4,08	75,00	7,32	3,03	0,25	0,05	6,00 ¹⁾	1,14	0,04	1,10	0,87	100,91	83,7	8,2	3,4	0,3	0,1	0,9	1,3	0,04	1,2	1,0	13,7	17,3

¹⁾ Din această valoare 5,19% reprezintă CaO din carbonați.

după care scade din nou, urmând oarecum variația conținutului de argilă (tabloul 3 și fig. 5). Variația curbei capacitatei de schimb cationic și a sumei bazelor schimbabile (ca și a gradului de saturatie în baze) cu un minim corespunzător suborizontului podzolit, amintește de solurile podzolice; se deosebește de acestea însă prin conținutul ridicat de baze schimbabile. Printre cationii schimbabili predomină net pe tot profilul cationul calciu; acesta este urmat în general de magneziu sau de hidrogen (ultimul în partea a doua a orizontului A unde se observă morfologic indici clari de podzolire). Participarea sodiului și potasiului schimbabil la alcătuirea capacitatei de schimb cationic este cu totul neînsemnată. Aluminiu deplasat cu clorură de potasiu lipsește în proba de suprafață și se află în cantități neînsemnante în restul orizontului A și B (sub 0,76 me la 100 gr sol), fapt care ne îndreptăște să considerăm că el nu joacă vreun rol important în procesele endogenetice specifice acestor soluri.

Gradul de saturatie, ridicat la suprafață (88%), scade în a doua parte a orizontului A (la 72–76%), marcind astfel suborizontul podzolit; crește apoi treptat pînă la 100% în orizontul C. O variație asemănătoare prezintă și pH-ul. La suprafață reacția în suspensie apoasă este aproape neutră ($\text{pH}=6,7$), devine însă acidă în a doua parte a orizontului A și în orizontul B unde se menține la valori pH în jur de 5; numai în orizontul C, ca urmare a prezenței carbonaților reacția devine bazică. În suspensie salină reacția este mult mai acidă valoarea pH fiind 5,8 la suprafață și între 3,9–4,2 în restul orizontului A și orizontul B (fig. 4, tabl. 3).

Din datele analizei globale a solului (tabloul 5, fig. 6) se observă unele deosebiri în compoziția chimică între orizontul eluvial, orizontul iluvial și rocă, care reflectă diferențierile produse datorită procesului de alterare a substratului mineral și procesului de solificare. Conținutul de SiO_2 este mai mic în orizonturile A și B decît în rocă (orizontul C), fapt care indică o slabă îndepărțare a SiO_2 specifică procesului de siallitizare. Creșterea conținutului de Al_2O_3 și Fe_2O_3 în sol (mai ales în orizontul B) în comparație cu roca, confirmă caracterul siallitic al alterării; o mică parte din acești constituenți se găsesc în sol sub formă de oxizi liberi – mai ales în orizontul B – (tabloul 6), restul intrînd în compoziția mineralelor silicatice. De asemenei, migrarea CaO din partea superioară a solului (cu excepția probei de suprafață unde se constată o acumulare biologică de calciu) și într-o măsură

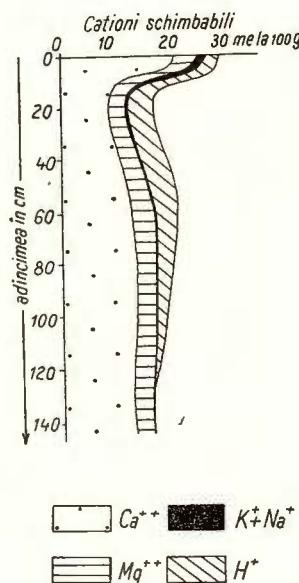


Fig. 5. — Variația alcătuirii capacitatei de schimb cationic pe profil a unui sol cenușiu de pădure (profil 5, E. Lălești).

mai redusă a MgO este caracteristică procesului de siallitizare. Cea mai mare parte a magneziului și mai ales a potasiului (care apare acumulat în sol în comparație cu roca) este fixată, imediat ce se liberează prin procesul de alterare, în noile minerale

TABLOUL 6

*Conținutul în oxizi liberi într-un sol cenușiu de pădure
(Profil 5, E Lălești)¹⁾*

Orizont	Adâncimea	g la 100 g sol uscat la 105°		
		Fe_2O_3	R_2O_3	MnO
A ₁	0 – 10	0,24	0,42	0,052
A ₁ a ₂	10 – 20	0,73	1,23	0,037
A ₁ A ₂	30 – 40	0,82	1,43	0,025
B ₁	50 – 60	1,08	1,32	0,026
B ₂	70 – 80	0,83	1,29	0,022
C	130 – 145	0,18	0,28	0,009

1) Extractia pentru oxizi liberi s-a făcut după metoda GÂTĂ G. și GÂTĂ E. Comit. Geol. D. S. XLVI (sub tipar).

argiloase ce iau naștere la siallitizare. Conținutul de apă legată chimic este foarte redus, fapt care poate fi datorit lipsei din sol a mineralelor de tipul montmorillo-

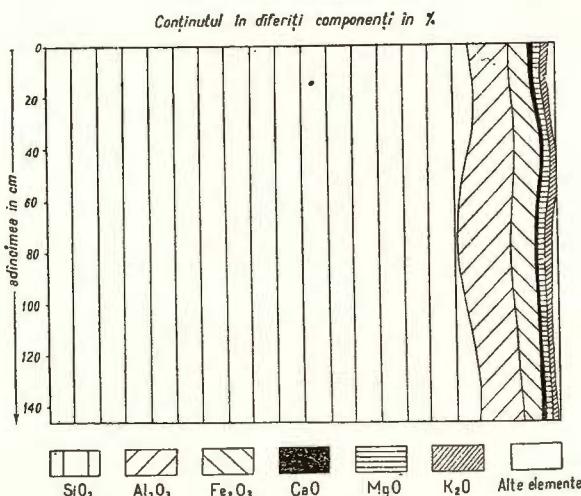


Fig. 6. — Variația compoziției chimice globale pe profilul unui sol cenușiu de pădure (profil 5, E. Lălești).

nitului și baidellitului. Scăderea conținutului de SiO_2 în B și creșterea conținutului de Al_2O_3 și Fe_2O_3 în același orizont (în comparație cu A) este o consecință a migrării argilei din A și a acumulării ei în B. Raporturile $SiO_2 : R_2O_3$ și $SiO_2 : Al_2O_3$ prezintă

fiecare valori aproximativ egale în orizontul superior și rocă; valorile cresc în A'₁'a₂, unde constatăm chimic maximum de podzolire și scad în orizontul B ca urmare a acumulării argilei. Maximul de podzolire după datele chimice (A'₁'a₂) nu corespund cu maximul de podzolire morfologică (A₁A₂), situat mai jos; acest lucru poate fi interpretat în sensul că procesul de podzolire progresează în prezent pe seama orizontului B sau că se poate datori faptului că humusul aflat în cantitate mai mare în primul orizont maschează în parte podzolirea.

Datele analizei extrasului în HCl (tabl. 7 și fig. 7) arată mai clar unele aspecte ale procesului de pedogeneză și confirmă totodată concluziile deduse anterior

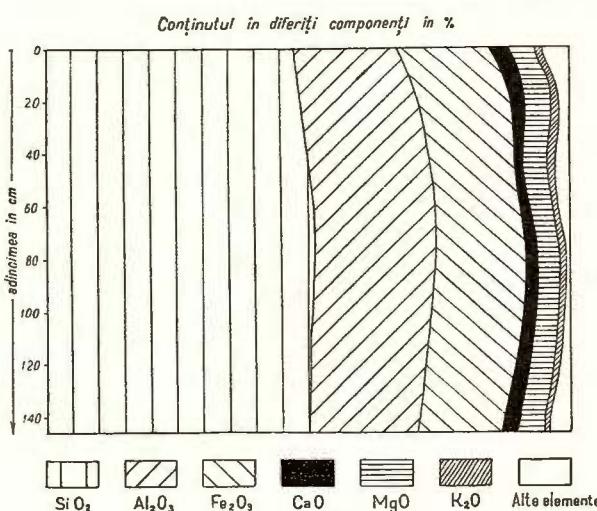


Fig. 7. -- Variația compoziției chimice a extrasului în HCl al unui sol cenușiu de pădure (profil 5, E. Lălești).

referitor la transformarea substratului mineral în procesul de siallitizare. Se constată că în partea superioară a profilului conținutul de SiO₂ și MgO este ceva mai mic în comparație cu roca, ceea ce indică o slabă îndepărțare a acestor componente; datele analitice arată o accentuată îndepărțare a CaO, SO₃ și Na₂O, cu excepția probei de suprafață unde are loc acumularea biologică. În schimb Al₂O₃, Fe₂O₃; și K₂O se acumulează în partea superioară a profilului, iar TiO₂, MnO și P₂O₅ prezintă un conținut aproape uniform pe profil, cu excepția probei de suprafață unde arată o acumulare. Raportul SiO₂: R₂O₃ prezintă valori care rămân aproape constante pe profil (aproximativ 2,5), fapt care ar constitui o dovedă a uniformității compoziției chimice a complexului coloidal de alterare pe întregul profil de sol.

Remarcăm că analiza extrasului în HCl scoate bine în evidență acumularea biologică a unor elemente minerale în orizontul superior și în special a Ca, P, S și Mn; acumularea Mg, K, Na și Ti apare mai puțin evidentă.

Compoziția chimică a argilei ($< 1 \mu$) separate din sol (tabl. 8, fig. 8) rămîne practic aceeași pe profil; deosebiri neînsemnante se constată între primele trei probe față de restul probelor, în ceea ce privește conținutul de SiO_2 (ceva mai mare) și de Al_2O_3 și Fe_2O_3 (ceva mai mici). Argila separată conține cantități relativ ridicate

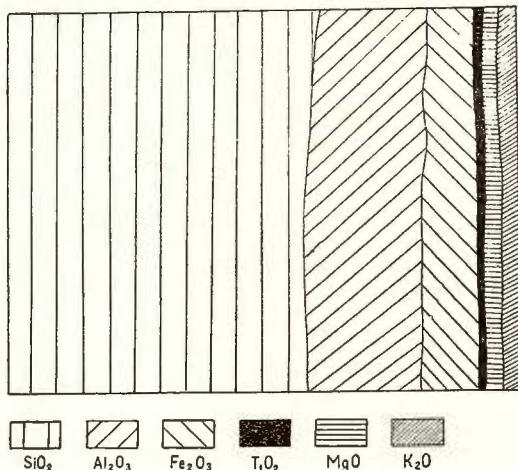
de K_2O (2,8–3,6%), moderate de MgO (2,8–3,4%) și relativ puțină apă legată chimic (8,3–10,6%); conținutul de Al_2O_3 este de cca 2 ori mai mare ca cel de Fe_2O_3 . Raportul $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, aproape constant pe profil, prezintă valori între 3,6 (în primele probe) și 3,3 (în ultimele probe); valorile raportului $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ variază asemănător, între 4,7–4,3. În ceea ce privește natura mineralelor argiloase din fracția coloidală minerală a solului, toate caracteristicile chimice menționate mai sus pledează pentru predominarea mineralelor din grupul micelor hidratate în argila solului.

Fig. 8. – Variația compoziției chimice a argilei separate dintr-un sol cenușiu de pădure (profil 5, E. Lălești).

Studiul roentgenografic¹⁾ al argilei separate din sol, confirmînd concluziile deduse din analiza chimică, a stabilit (tabl. 9 fig. 9) predominarea netă a illitului printre coloizii minerali pe întregul profil; numai în probele din partea superioară a profilului se asociază și metahalloizit în proporție de 5–10% și ceva cuarț secundar (aceasta explică micile deosebiri în compoziția chimică a argilei pe profil, semnalate mai sus). Analiza termică diferențială a confirmat de asemenea predominarea illitului în probele de argilă separate din sol. Trebuie să remarcăm însă, că compoziția chimică a argilei separate din sol, comparată cu cea a majorității illitelor din literatură, prezintă ceva mai puțin Al_2O_3 și ceva mai mult Fe_2O_3 . Se apropie de compoziția illitului descris de M. F. VICULOV²⁾.

¹⁾ Analiza roentgenografică a argilei a fost efectuată de RADU GIUȘCĂ căruia îi aducem și pe această cale mulțumirile noastre.

²⁾ Citat după V. I. MIHEEV, Roentgenometriceschie opredeliteli mineralov. Gosgeolitehizdat, Moscova 1957.



TABLOUL 7

*Rezultatele analizei extrasului în acid clorhidric dintr-un sol cenușiu de pădure
(Profil 5, E Lălești de Tutova)*

Adin- cimea cm	Ori- zontul	În procente la solul uscat la 105°C											În procente la total solubil în HCl											Rapoarte mole- culare		
																								SiO ₂	SiO ₂	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiP ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	Total	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	R ₂ O ₈	Al ₂ O ₃
0 – 10	A ₁ '	7,16	3,06	2,65	0,13	0,11	0,64	0,74	0,12	0,29	0,07	0,11	15,08	47,6	20,3	17,6	0,9	0,7	4,2	4,9	0,8	1,9	0,6	0,7	2,5	4,0
10 – 20	A ₁ 'a ₂	8,07	3,72	2,98	0,14	0,07	0,39	0,79	0,07	0,31	0,07	0,08	16,69	48,5	22,4	17,9	0,8	0,4	2,3	4,7	0,4	1,9	0,4	0,5	2,5	3,7
30 – 40	A ₁ A ₂	9,69	4,45	3,32	0,15	0,04	0,38	0,90	0,06	0,37	0,07	0,08	19,51	49,7	22,8	17,0	0,8	0,2	1,9	4,6	0,3	1,9	0,4	0,4	2,5	3,7
50 – 60	B ₁	11,92	5,44	3,77	0,16	0,03	0,44	1,07	0,05	0,44	0,08	0,07	23,47	50,7	23,2	16,1	0,7	0,1	1,9	4,6	0,2	1,9	0,3	0,3	2,6	3,7
70 – 80	B ₂	12,21	5,54	3,78	0,16	0,04	0,47	1,14	0,04	0,40	0,08	0,08	23,94	51,0	23,1	15,9	0,6	0,2	1,9	4,8	0,2	1,7	0,3	0,3	2,6	3,7
130 – 145	C	9,08	3,76	2,98	0,15	0,05	0,52 ¹⁾	0,95	0,05	0,23	0,07	0,09	17,93	50,5	20,9	16,6	0,8	0,3	3,0	5,3	0,3	1,3	0,4	0,5	2,7	4,1

¹⁾ Această valoare nu cuprinde CaO din carbonați (5,19 %).

TABLOUL 8

*Compoziția chimică a argilei (< 0,001 mm) separate dintr-un sol cenușiu de pădure
(ca argilă de hidrogen) (Profil 5, E Lălești de Tutova)*

Adin- cimea cm	Orizo- ntul	Apa la 105°	Rezultatele analizei exprimate în g la 100 g argilă uscată la 105°C											Rezultatele analizei exprimate în g la 100 g argilă fără pierdere la calcinare											SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	
			Pierdere la calcinare	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Total	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Total	R ₂ O ₈	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
				nedet.	abs.										SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O		R ₂ O ₈	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
0 – 10	A ₁ '	2,52	10,57	53,97	19,41	8,62	0,99	nedet.	abs.	2,97	nedet.	3,51	abs.	100,04	60,5	21,6	9,6	1,1	–	–	3,3	–	3,9	–	100,00	3,7	4,7	16,7
10 – 20	A ₁ 'a ₂	2,33	8,64	54,75	19,76	9,30	1,00	„	„	2,99	0,05	3,63	„	100,12	59,7	21,6	10,2	1,1	–	–	3,3	0,1	4,0	–	100,00	3,6	4,7	15,6
30 – 40	A ₁ A ₂	2,14	8,30	53,89	20,28	9,65	1,00	„	„	3,03	0,06	3,54	„	99,75	59,0	22,0	10,5	1,1	–	–	3,3	0,1	4,0	–	100,00	3,5	4,5	14,8
50 – 60	B ₁	3,63	8,52	53,54	21,14	10,12	0,80	„	„	2,76	0,06	3,23	„	100,17	58,4	23,0	11,0	0,9	–	–	3,0	0,1	3,6	–	100,00	3,3	4,3	14,1
70 – 80	B ₂	6,17	9,31	52,91	20,86	10,49	0,65	„	„	3,15	0,06	2,80	„	100,23	52,2	22,9	11,5	0,7	–	–	3,5	0,1	3,1	–	100,00	3,3	4,3	13,4
130 – 145	C	5,53	10,26	52,16	20,21	10,17	0,79	„	„	3,43	0,05	3,07	„	100,20	58,2	22,4	11,3	0,8	–	–	3,8	0,1	3,4	–	100,00	3,3	4,4	13,5

TABLOUL 9

Datele descifrării roentgenogramelor fracțiunii argiloase ($< 1 \mu$) separate dintr-un sol cenușiu de pădure (Profil 5 E. Lălești pe Tutova)

Analiza și interpretarea: RADU GIUȘĂ

Nr. crt.	Orizontul A ₁ , 0–10 cm				Orizontul A ₁ A ₂ , 30–40 cm				Orizontul B ₁ , 50–60 cm			Orizontul C, 130–145 cm		
	Intensi-tatea	$\frac{d}{n}$ in Å	Illit $\frac{d}{n}$ in Å	Metaha-lloisit $\frac{d}{n}$ in Å	Intensi-tatea liniei	$\frac{d}{n}$ in Å	Illit $\frac{d}{n}$ in Å	Metahal-loisit $\frac{d}{n}$ in Å	Intensi-tatea liniei	$\frac{d}{n}$ in Å	Illit $\frac{d}{n}$ in Å	Intensi-tatea liniei	$\frac{d}{n}$ in Å	Illit $\frac{d}{n}$ in Å
1	4	10,21	9,90		4	9,93	9,90			10,46			10,03	
2	1	7,16		7,17	0,5	7,26		7,17	4	9,80	9,90	4	9,97	9,90
3	1	5,61		5,46	1	4,95	4,90		1	7,66		1	4,90	4,90
4	3	4,95	4,90	4,44	4	4,45	4,45	4,44	1	5,51		4	4,46	4,45
5	6	4,47	4,45	4,26	3	4,24	4,28		3	5,09	4,90	3	4,25	4,28
6	4	4,25	4,28		0,5	3,87	3,87		5	4,46	4,45	0,5	3,88	3,87
7	1	3,89	3,87		4	3,68	3,04		3	4,24	4,26	1	3,75	
8	4	3,67	3,64		3	3,47		3,57	0,5	3,87	3,87	10	3,32	3,35
9	2	3,52			10	3,30	3,35		4	3,68	3,64	9	3,31	
10	10	3,33	3,35		1	3,19			2	3,48		1	3,18	3,09
11	2	3,21			1	2,96			10	3,32	3,35	1	2,82	2,85
12	1	3,09	3,09		1	2,84	2,85	2,80	1	2,96	3,09	0,5	2,68	
13	1	2,99			0,5	2,66			4	2,83	2,85	3	2,56	2,56
14	4	2,82	2,85	2,80	3	2,55	2,56		4	2,58	2,56	1	2,45	2,45
15	1	2,68			1	2,43	2,45		3	2,43	2,45	1	2,42	
16	4	2,56	2,56		1	2,26	2,23		1	2,36	2,39	1	2,26	
17	3	2,44	2,45		2	2,12	2,14		1	2,26	2,23	0,5	2,22	2,23
18	1	2,41	2,39		0,5	1,97	1,99		2	2,11	2,14	2	2,11	2,14
19	3	2,12	2,14		0,5	1,81		1,84	0,5	1,99	1,99	0,5	1,97	1,99
20	3	1,98	1,99		0,5	1,73		1,69	0,5	1,80		0,5	1,80	
21	4	1,81		1,84	1	1,60	1,65		1	1,69	1,65	0,5	1,69	
22	1	1,70		1,69	2	1,53			4	1,56		1	1,65	1,65
23	1	1,66	1,65		2	1,49	1,50							
24	4	1,54			4	1,36	1,34							
25	3	1,50	1,50											
	Illit 80–90% Metahalloisit 10% Cuarț 5–8%				Illit 80–90% Metahalloisit 5–8 %				Illit			Illit		
					Institutul Geologic al României									

Prin urmare, pe baza datelor referitoare atât la analiza extrasului în acid clorhidric, cît și la analiza argilei coloidale se poate afirma că procesul de podzolire

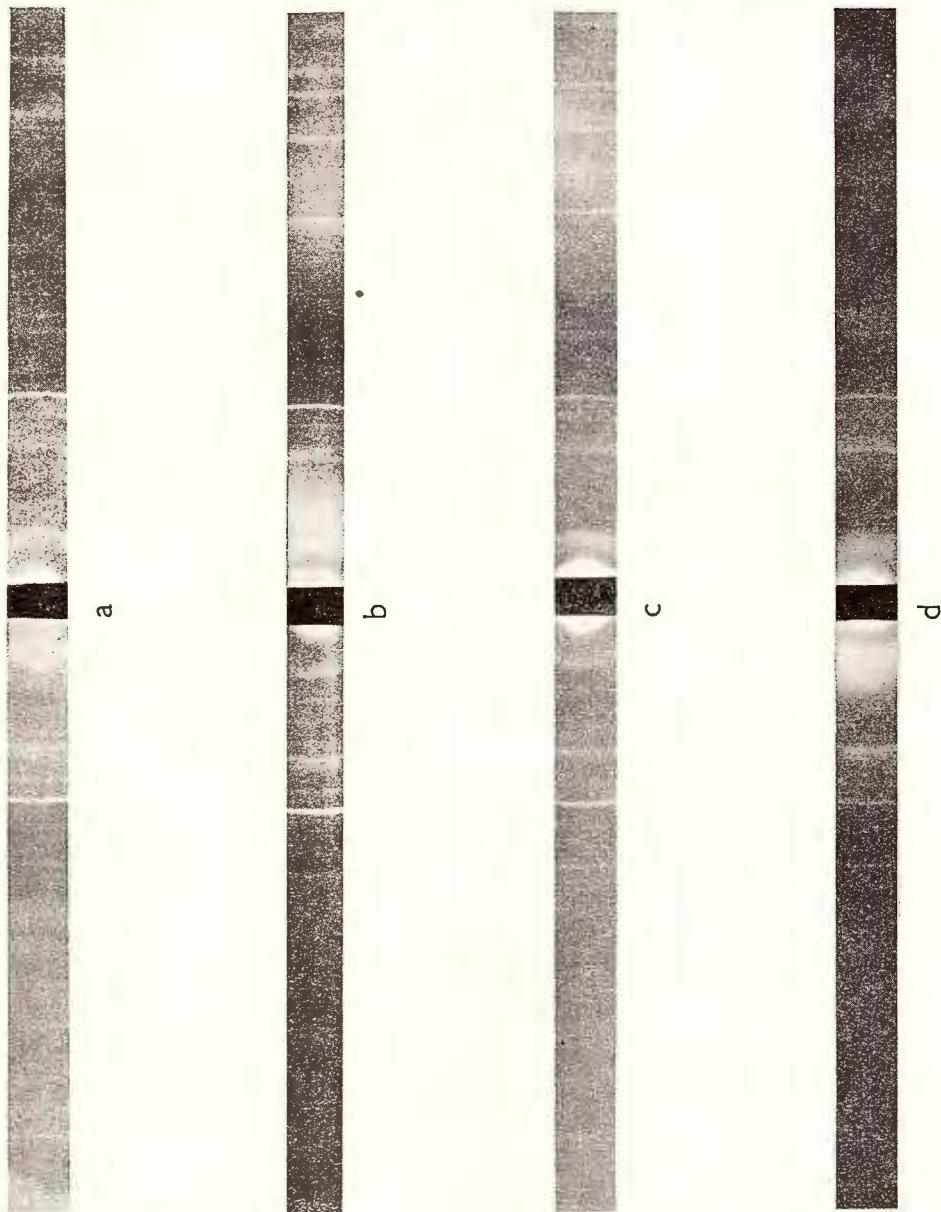


Fig. 9. – Roentgenogramele fracțiunii argiloase ($< 1 \mu$) separate dintr-un sol cenușiu de pădure (profil 5, E. Lălești) 1,0–10 cm(A₁); 2,30–40 cm, (A₁A₂); 3, 50–60 cm, (B₁); 4, 130–145 cm. (C).

care are loc în solul cenușiu de pădure nu este însoțit de o descompunere a complexului argilos și de migrarea diferențiată a componentelor, ci are loc, în primul rînd, o migrare a ultramicronului de argilă, ca atare, ca și în cazul solului brun roșcat de pădure (19,6).

Pentru a se putea vedea repartitia diferenților constituenți ai solului în fracția argiloasă a solului, în complexul de alterare sau în fracția insolubilă în HCl, a fost întocmit tabloul nr. 10 în care conținutul diferenților constituenți chimici (sub formă de oxizi) în extrasul în acid clorhidric sau în argila existentă în proba respectivă de sol, a fost recalculat în procente față de conținutul total al constituentului respectiv (considerat = 100) în proba de sol corespunzătoare. Din aceste date se observă că conținutul relativ de P_2O_5 , MnO, CaO, MgO și Na₂O în extrasul în HCl este mai mare decât cel corespunzător argilei; în schimb conținutul relativ de K₂O și TiO₂, este mai mic, iar conținutul relativ de SiO₂ și Al₂O₃ în extrasul în HCl este sensibil apropiat de cel corespunzător argilei (tabloul 10).

Al₂O₃ se găsește în complexul de alterare numai în proporție de 40–55%; restul intră, desigur, în compoziția mineralelor silicatice primare nealterate sau în curs de alterare insolubile în HCl. P₂O₅, MnO și MgO trec într-o proporție ridicată (75–85%) în extrasul în HCl în timp ce în argilă se găsesc în proporție mai redusă (40–60% Fe₂O₃ și MgO și 10–40% MnO); mineralele silicatice insolubile cu Fe, Mg și Mn se găsesc în mică proporție. Fe și Mn apar în complexul de alterare și sub formă de oxizi liberi (tabloul 6). CaO și Na₂O nu apar deloc în argila de hidrogen separată din sol (deoarece Ca și Na se găsesc în mineralele argiloase mai ales între foitele elementare ale rețelei cristaline astfel că sunt îndepărtați ușor din complexul argilos sub acțiunea acidului acetic folosit la debazificarea argilei); în extrasul în HCl trec în proporție diferită, 55–65% în cazul CaO și numai 26–47% în cazul Na₂O, restul intrând în compoziția silicatilor insolubili în HCl. K₂O se găsește în argilă în proporție de 35–50%, iar în extrasul în acid clorhidric trece într-o măsură foarte redusă (20–28%); cea mai mare parte a K₂O se află deci sub formă de minerale silicatice insolubile în HCl.

Pe baza acestor considerente se poate afirma că fracția minerală din sol, insolubilă în HCl conține alumosilicați de potasiu, calciu și sodiu (probabil feldspați ortoclazi și plagioclazi), precum și silicați feromagnezieni. Datele prezentate în tabelă confirmă, de asemenea, faptul că mineralele feromagneziene se alterează cel mai ușor în timp ce mineralele cu potasiu (ortoza) sunt mai rezistente la alterare.

În încheierea discuției datelor analitice prezentate subliniem că geneza solurilor cenușii de pădure are loc sub influența a două procese principale ce determină însăși caracterele profilului de sol (21). Primul este procesul de eluviere care îmbracă forma unei podzoliri slabe pînă la moderate, datorită acțiunii curentului descendant de apă în sol, care duce în cazul solurilor cenușii de pădure, la spălarea sărurilor din profil (cu excepția carbonaților acumulați în orizontul C) și la o anumită levigare

TABLOUL 10

Repartiția relativă a diferenților constituienți chimici în sol, fracția minerală solubilă în HCl și în argilă la un sol cenușiu de pădure¹⁾

Profil 5 E Lălești

Adîncimea cm	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		TiO ₂		MnO		P ₂ O ₅		CaO		MgO		K ₂ O		Na ₂ O							
	Analiza globală	Extras în CIH	Analiza argilei	Analiza globală	Extras în CIH	Analiza argilei	Analiza globală	Extras în CIH	Analiza argilei	Analiza globală	Extras în CIH	Analiza argilei	Analiza globală	Extras în CIH	Analiza argilei	Analiza globală	Extras în CIH	Analiza argilei	Analiza globală	Extras în CIH	Analiza argilei					
0 – 10	100	9,4	12,0	100	40,7	43,6	100	78,2	43,1	100	34,2	44,7	100	100	100	100	55,2	–	100	75,5	51,0	100	21,5	43,6	100	33,3
10 – 20	100	10,0	12,4	100	52,5	50,8	100	84,2	47,7	100	37,8	48,6	100	100	100	100	59,1	–	100	73,8	50,4	100	22,2	47,2	100	33,0
30 – 40	100	12,1	14,7	100	51,7	51,6	100	77,8	49,4	100	37,5	55,0	100	100	100	100	55,9	–	100	79,6	58,4	100	24,6	51,3	100	36,6
50 – 60	100	15,2	18,9	100	53,8	57,8	100	83,4	61,9	100	40,0	55,0	100	100	100	100	62,0	–	100	85,6	60,8	100	28,2	57,1	100	47,4
70 – 80	100	15,3	16,8	100	54,9	52,5	100	84,9	59,8	100	40,0	40,0	100	100	100	100	64,4	–	100	84,4	59,2	100	25,0	44,4	100	43,5
130 – 140	100	12,1	8,6	100	51,4	34,2	100	75,8	41,6	100	60,0	40,0	100	100	100	100	–	–	100	83,3	36,8	100	20,9	34,4	100	26,4

¹⁾ Conținutul fiecărui component în sol = 100.

a coloizilor (fără descompunerea lor) și a altor produse de alterare și solificare din orizontul superior al solului în orizontul următor. Alterarea substratului mineral al solului este de tip argilo-siallitic (slab — moderat nesaturat) în partea superioară a profilului și de tip carbonato-siallitic în partea inferioară. Al doilea este procesul bioacumulativ care determină acumularea unor elemente minerale în orizontul superior al solului prin intermediul factorului biologic, în special vegetația; aceasta extrage selectiv prin sistemul său radicular substanțe minerale nutritive din întregul strat de sol și le depune apoi sub formă de resturi organice vegetale la suprafața solului sau în orizontul superior al acestuia. (Aici aceste elemente minerale sunt liberate prin activitatea microorganismelor care descompun resturile vegetale). Rezultanta acestor două procese — care prin direcția lor de dezvoltare sunt contrarii — se reflectă în variația pe profil a conținutului de humus și azot, a sumei bazelor schimbabile, a gradului de saturare, a pH-ului, a conținutului în diferite elemente minerale, etc. care prezintă un maxim accentuat în proba de suprafață urmat de cele mai multe ori de un minim în orizontul următor.

Solurile cenușii de pădure abia cercetate din punct de vedere pedogenetic nu au fost încă suficient caracterizate din punct de vedere al fertilității lor. Evident, pentru silvicultură — pădurea ocupând suprafețe însemnante din solurile cenușii — prezintă o fertilitate mai bună decât cernoziomurile levigate, datorită, în primul rînd, regimului de umiditate mai favorabil dezvoltării vegetației de pădure. În schimb, pentru culturile agricole au o fertilitate mai scăzută ca cea a cernoziomurilor levigate datorită conținutului mai redus în elemente nutritive, reacției lor mai acide și însușirilor fizice mai puțin favorabile. Prin analogie se poate deduce că îngrășăminte care dau cele mai mari sporuri de recoltă, sunt cele azotoase, fosfatice și mai ales gunoiul de grajd.

Este de remarcat faptul că adeseori alături de soluri cenușii de pădure (tipice sau închise) aflate sub păduri, întâlnim pe suprafețele alăturate, cultivate sau cu pajiști, cernoziomuri podzolite și cernoziomuri levigate. Acest fapt se datorează desigur evoluției diferite din ultimul timp a acestor soluri, care se desfășoară în primul caz în continuare sub influența vegetației de pădure (căreia îi corespund solurile cenușii de pădure), iar în celălalt caz sub influența vegetației ieroboase sau cultivate, condiții în care are loc o progradare a solurilor cenușii de pădure. În multe cazuri și omul a intervenit în mod deosebit (prin gunoare, etc.) în accentuarea acestor diferențe. Solurile cenușii de pădure prezintă deci o mare mobilitate. Probabil în trecut arealele ocupate de aceste soluri au fost mult mai largi; o bună parte din cernoziomurile puternic levigate și podzolite provin desigur din soluri cenușii de pădure.



BIBLIOGRAFIE

1. BUCUR N. Caracterizarea elementară a complexului pedologic din depresiunea Jijia Bahlui. *Studii și Cercetări Științifice Acad. R.P.R. Filiala Iași nr. 1–4 anul IV/1953.*
2. BUCUR N. Seriile pedologice din depresiunea Ozana-Topolnița. *Studii și Cercetări Științifice Acad. R.P.R. Filiala Iași nr. 3, 4, Anul 4V/1954.*
3. BUCUR N., BARBU N. Complexul agropedologic din podgoria de la sud de Iași *Bul. științ. Acad. R.P.R. Secți. Științe Biol., Agron., Geol., Geogr. nr. 4 Tom IV/1954.*
4. CERNESCU N. Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie. *Inst. Geol. Rom. St. tehn. econ. Seria C nr. 2*, București 1934.
5. CERNESCU N. Die Bodenzonen der Region des humiden climas Rumäniens. *V. Commis. Der Internat. Bodenkund. Gesellschaft. Wien* 1937.
6. CERNESCU N. Contribuții la cunoașterea solurilor zonale cu orizont de acumulare a argilei I. Solul brun roșcat de pădure. *Bul. Fac. de Agron. București 2*, București 1945.
7. CERNESCU N., BUCUR N. Rezultatele obținute la cartarea solurilor din județul R. Sărat. *D. S. Inst. Geol. Rom. XXXVI* (1948–1949) București 1952.
8. CERNESCU N., FRIDLAND V. M. și FLOREA N. Raionarea pedogeografică a R.P.R. în «Realizările geografiei în R.P.R., în perioada 1947–1957». București 1958.
9. CHIRIȚĂ C. D. Pedologie generală, București 1955.
10. ENCULESCU P. Cercetări agro-geologice generale în NW Moldovei. Raport asupra activității *Inst. Geol. Rom.* de la 1.IV.1908–1.I.1910. București 1913.
11. ENCULESCU P. Zonele de vegetație lemnoasă din România. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, I. București 1924.
12. FLOREA N. Solurile R.P.R., *Rev. Natura* Nr. 3/1955.
13. FLOROV N. Über die Degradierung des Tschernosioms in den Waldsteppen. *An. Inst. Geol. Rom.*, XI (1925), București 1926.
14. FRIDLAND V. M. Necatorie vaprosi geografie pociv ravnni i nizchih predgorii rumânscoi narodnoi Respubliki. Pocivovedenie nr. 10/1956.
15. FRIDLAND V. M. Solurile R.P.R. și legăturile lor genetico-geografice. *Rev. Natura* Nr. 5/1957.
16. MONIN S. A. Geografia pociv, Moscova 1957.
17. MRAZEC L. Raport anual asupra activității Inst. Geol. pe anul 1907, București 1909.
18. MURGOCI G. M. Zonele naturale de soluri ale României. *An. Inst. Geol. Rom. IV*, București 1910.
19. POPOVĂȚ M. Degradation des sols de steppe. *An Inst. Geol. Rom. XVI*, București 1937.
20. RODE A. A. Pocivovedenie, Moscova-Leningrad, 1955.
21. TIURIN V. I. Pociv lesostepi. Pociv SSSR vol. I. 1939 (Acad. Nauk SSSR).
22. * * * Harta solurilor României, Scara Y : 1.500.000, 1927.
23. * * * Date climatologice de la Institutul Meteorologic Central.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ СЕРЫХ ЛЕСНЫХ ПОЧВ РРН

Н. ФЛОРЯ, Л. СТОЙКА, Е. СТОЙКА
(Краткое содержание)

Серые лесные почвы, характерные лесо-степным зонам восточной части РРН образуются под широколиственными лесами, в которых преобладают дубовые леса с климатом в 500–600 мм атмосферных годичных осадков и со



средней годичной температурой в 7—9°C, в условиях одного периодического промывного режима.

Профиль серых лесных почв представляет следующие горизонты:

горизонт А с накоплением гумуса темного цвета (который проникает часто и в следующий горизонт) и со структуральными агрегатами, обсыпанными серо-беловатой присыпкой SiO_2 , в особенности, у основания горизонта, где дифференцируются субгоризонт $A_1 A_2$;

горизонт В с накоплениями глины, плотный, представляющий обычно пигментации окиси железа и очень часто марганцовисто-железосодержащие сепарации;

горизонт С с накоплениями карбонатов, который выявляется на разнообразных глубинах между 100 и 200 см.

Аналитические данные, касающиеся профиля серых почв, детально исследованных (таблицы 2—10) указывают, что образование серых лесных почв имеет место под влиянием двух главных процессов: первым является процесс элюсии, ведущий к вымыванию солей из профиля (за исключением CO_3Ca) и к определенному выщелачиванию коллоидов и других продуктов выветривания и почвообразования из верхнего к следующему горизонту; вторым — является процесс бионакопления, определяющий накопления некоторых элементов (рис. 5—8) в верхнем горизонте почв, при посредстве биологического фактора.

Процесс оподзоливания серых лесных почв не сопровождается разложением глинистого комплекса и дифференциальной миграцией компонентов; имеет место в первую очередь миграция глинистого ультрамикрона, как такового. Выветривание минерального субстрата почвы — глинисто-сиаллитового типа в верхней части профиля и — карбонатно-сиаллитового типа — в нижней части. На основании данных рентгенографического анализа и дифференциального термического анализа, глина образующаяся в исследованной серой почве — иллитового типа, с которым ассоциировано небольшое количество метагаллуазита.

Серые лесные почвы очень мало устойчивы; они могут перейти, после выкорчевывания леса, под влиянием травяной растительности в оподзоленные черноземы, или выщелоченные черноземы.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES SOLS GRIS SYLVESTRES DE ROUMANIE

PAR

N. FLOREA, L. STOICA, E. STOICA

(Résumé)

Les sols gris sylvestres, caractéristiques pour la zone de sylvo-steppe de la partie orientale de Roumanie, prennent naissance sous les forêts à feuilles caduques où prédominent les quercinées, dans un climat à 500—600 mm précipitations annuelles et une température moyenne annuelle de 7—9°C, dans les conditions d'un régime hydrique périodiquement transpercolatif.

Le profil des sols gris sylvestres présente les horizons suivants :

Horizon A à accumulation d'humus de couleur foncée (lequel souvent pénètre aussi dans l'horizon immédiatement suivant) et à agrégats structuraux recouverts d'une poudre gris-blanchâtre de SiO_2 particulièrement vers la base de l'horizon où se différencie un sub-horizon A_1A_2 .

Horizon B à accumulation d'argile, compact, pigmenté généralement d'oxydes ferriques et, fréquemment, de séparations mangano-ferrugineuses.

Horizon C, à accumulation de carbonates, qui apparaît entre 100 et 200 cm de profondeur.

Les données analytiques détaillées du profil de sol gris (tab. 2—10), montrent que la genèse des sols gris sylvestres a lieu sous l'influence de deux processus principaux, à savoir : l'éluviation qui produit la lévigation des sels du profil (à l'exception du CO_3Ca) et une certaine migration des colloïdes et des autres produits d'altération et de solification de l'horizon supérieur vers celui immédiatement suivant ; la bio-accumulation qui détermine l'accumulation des éléments minéraux (fig. 5—8) dans l'horizon supérieur du sol par l'intermédiaire du facteur biologique.

Dans le sol gris sylvestre le processus de podzolisation n'est accompagné ni de la décomposition du complexe argileux, ni, par conséquent, d'une migration différentielle des composants, mais, en premier lieu, de la migration de l'ultramicron d'argile. L'altération du substratum minéral du sol est de type argilo-siallitique à la partie supérieure du profil et de type carbonato-siallitique à la partie inférieure. Suivant les données de l'analyse aux rayons X et de l'analyse thermique différentielle les auteurs ont établi que l'argile du sol gris examiné est du type illite, associée à de petites quantités de métahalloïsite.

Les sols gris sylvestres sont peu stables, de sorte qu'après le déboisement — sous l'influence de la végétation herbacée — ils peuvent passer à des tchernozems podzolisés ou à des tchernozems lévigés.



CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF GRAY FOREST SOILS IN RUMANIA

BY

N. FLOREA, L. STOICA, E. STOICA

(Abstract)

The gray forest soils characteristic of the forest-steppe zone in Eastern Rumania, develop under broad-leaf forests with predominant Quercineae, in a climate with annual rainfall of 500—600 mm and an average annual temperature of 7—9°C, under the conditions of a hydric, periodically transpercolatif regime.

The gray forest soil profile is as follows:

A horizon with accumulation of humus; dark; (often penetrating into the next horizon too) structural aggregates coated by a gray-whitish, powdery SiO_2 (chiefly towards the base of the horizon where a sub-horizon A_1A_2 differentiates).

B horizon with accumulation of clay; compact; a pigmentation due to the iron oxide and frequent mangano-ferruginous separations.

C horizon with accumulation of carbonates: it occurs from 100 to 200 cm in depth.

The analytical results, referring to the studied profile of the gray forest soil (tab. 2—10) show that the genesis of gray forest soils takes place under the influence of two main processes: the eluviation which leads to the leaching of salts in the profile (except CO_3Ca) and to a certain leaching of colloids and of other weathering and solification products from the upper horizon into the next one; the bio-accumulation which causes the accumulation of mineral elements (fig. 5—8) in the upper soil horizon by means of the biologic factor.

The podzolisation in gray forest soil is accompanied neither by breaking down of the clayey complex, nor by differential migration of constituents, but chiefly by migration of the clay ultramicron. The weathering of the soil mineral substratum is of clayey siallitic type in the upper part of the profile and of carbonato-siallitic type in its lower part. The X-ray analysis and the differential thermal analysis demonstrate that clay formed within the gray forest soil is of illite type, associated with a minor content of metahalloysite.

Gray forest soils have little stability; after deforestation, under the influence of grass vegetation they may grade into podzolized chernozems or leached chernozems.



Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚII ASUPRA ACUMULĂRII SĂRURILOR ÎN SOLURILE DIN PARTEA DE NE A CÎMPIEI ROMÎNE (SECTORUL DINTRE RÂUL BUZĂU ȘI VALEA CĂLMĂȚUIULUI)¹⁾

DE

N. FLOREA, L. STOICA, N. IVANOV

În cadrul cercetărilor pedologice efectuate în ultimii ani de Comitetul Geologic și Colectivul de Pedologie al Academiei R.P.R. în Cîmpia Romînă, studiul solurilor saline și alcalice a constituit unul din obiectivele de prim ordin al acestei activități științifice. Numeroasele observații de teren și analize de laborator efectuate pînă în prezent oferă astăzi posibilitatea de a stabili cîteva din principalele trăsături caracteristice ale procesului de acumulare a sărurilor în solurile din diferite părți ale Cîmpiei Romîne. Scopul acestei lucrări este de a prezenta, în mod cu totul general și rezumativ, primele concluzii preliminare deduse din examinarea materialelor referitoare la procesul de salinizare a solurilor din partea de NE a Cîmpiei Romîne și anume sectorul dintre rîul Buzău și valea Călmățuiului. Aceste concluzii se sprijină pe rezultatele analizei sărurilor solubile (extras apos, o parte sol la 5 părți apă) a circa 240 probe de sol, aparținînd la 37 profile de diferite soluri (de la solul zonal la solonțeacuri)²⁾.

Prelucrarea datelor analitice referitoare la sărurile solubile din sol, la gips și carbonat de calciu s-au făcut prin metoda grafică preconizată de V. A. KOVDA. S-a calculat pentru fiecare profil de sol (pe baza rezultatelor analizei extrasului apos la diferitele probe ale profilului) conținutul total în săruri și în diferiții anioni

¹⁾ Comunicare prezentată la Acad. R.P.R., 1957.

²⁾ Cu această ocazie mulțumim Prof. Dr. N. CERNESCU pentru sprijinul dat în efectuarea acestor studii; aducem de asemenei mulțumiri colegilor noștri chimici care au participat la lucrările de laborator: ATANASIU GEORGETA, NICOLAU MARGARETA, STOICA ELENA, POPESCU FLORICA, BRATOSIN NICULINA, SAFTA RODICA, precum și colegilor pedologi care au participat la lucrările de teren: PREDEL FL., MUNTEANU I. și VOLOVICI C.

și cationi în parte la un strat de sol, de la suprafață pînă la adîncimea de 1,80 m, exprimîndu-se rezultatele în kg la 1 m² sau, ceea ce reprezintă numeric vagoane la ha; s-a calculat de asemenei și conținutul corespunzător în echivalenți-gram pe m² și conținutul relativ (în procente din suma echivalenților-gram) cu care participă fiecare ion în alcătuirea conținutului total de săruri solubile. S-a calculat de asemenea și conținutul de gips și de CO₃Ca pe același strat de sol.

Spre deosebire de V. A. KOVDA, noi nu am calculat conținutul de săruri pentru diferite profile pînă la stratul acvifer, deoarece adîncimea acestuia fiind foarte variabilă (între 0,90—9 m) în regiunea cercetată de noi, rezultatele nu ar putea fi comparabile între ele, fiindcă aceste rezultate depind, evident, într-o măsură apreciabilă de grosimea stratului de sol care se ia în considerare. În consecință noi am considerat că este necesar să stabilim o anumită grosime — invariabilă —, pentru care să se calculeze conținutul de săruri; în felul acesta rezultatele obținute sunt perfect comparabile. Grosimea de 1,80 m aleasă de noi corespunde adîncimii critice (a apei freatică) de salinizare a solurilor sub influența apei freatică slab mineralizate (2, 3, 4); în același timp stratul superior de 1,80 m grosime constituie, în general, stratul din care sărurile se pot mobiliza cu ușurință, și care trebuie, deci, luat în considerare și la lucrările de ameliorare a solurilor salinizate.

La calculul conținutului total de săruri sau de diferiți ioni pe profil s-a considerat o densitate medie a solului de 1,5. Datele analitice sub adîncimea de 1,80 m, nu s-au luat în considerare (de altfel sub această adîncime nu se mai observă o acumulare de săruri); dacă datele analitice lipseau pe o anumită grosime de sol (spre exemplu între două probe de sol apropiate) sau profilul de sol era analizat pe o adîncime mai mică de 1,80 m, ele au fost completate prin intra- și extrapolarare.

În cazul solurilor care conțin gips, în extrasul apos trece totdeauna o anumită cantitate de SO₄Ca, care în unele cazuri este foarte mare, influențând datele referitoare la sărurile solubile și în special suma sărurilor ușor solubile, conținutul de SO₄⁻ și de Ca⁺⁺ușor solubili. Spre a evita aceste influențe datorite gipsului dizolvat în extrasul apos, datele analitice au fost corectate scăzînd, din conținutul de SO₄⁻ și Ca⁺⁺de la extrasul apos, cantitatea de SO₄⁻ și de Ca⁺⁺corespunzătoare gipsului dizolvat.

Valorile referitoare la conținutul total de săruri, la conținutul în diferiți ioni, la gips și CO₃Ca pe o prismă de 1,80 m înălțime (grosime) și 1 m² suprafață sunt redate în tabelele anexate și diagramele de mai jos. De asemenea, cu ajutorul acelorași valori s-a determinat și tipul de salinizare al solurilor cercetate, luînd în considerare cantitățile de săruri accumulate pe întregul profil.

Se știe din literatură — și în special din literatura sovietică (1, 6, 7) — că în procesul de acumulare a sărurilor în sol și subsol compoziția chimică a sărurilor acumulate nu rămîne aceeași, ci se schimbă, modificîndu-se treptat raportul dintre ioni sau între diferitele săruri accumulate în sol, după anumite regularități. Aceste regula-



rități diferă în general de la un raion natural la altul, fiecare având particularitățile sale determinate de condițiile fizico-geografice. Pentru studierea acestor particularități ale procesului de acumulare a sărurilor în diferitele raioane și în special a corelației dintre compoziția calitativă și cantitatea de săruri din sol, folosind metoda grafică propusă de V. A. KOVDA pentru reprezentarea și interpretarea rezultatelor analizelor chimice, am întocmit două serii de diagrame. În I-a serie de diagrame s-a înscris pe axa absciselor cantitatea de săruri din sol, iar pe axa ordonatelor cantitatea corespunzătoare de diferenții ioni, exprimată în miliechivalenți-gram; aceste diagrame dau o imagine asupra mersului acumulării în valoare absolută a fiecărui ion. În cea de a doua serie de diagrame pe axa absciselor s-a înscris de asemenea cantitatea de săruri din sol, în schimb pe axa coordonatelor s-a trecut proporția cu care intervine fiecare ion în compoziția sărurilor din sol, ca procente din suma totală a ionilor exprimată în miliechivalenți-gram; aceste diagrame dau o imagine asupra variației conținutului relativ în diferenții ioni la diferite concentrării de săruri în sol. Ținând seama că suma anionilor este echivalentă sumei cationilor, orice anion sau cation poate avea valori cuprinse între 0% și cel mult 50%, de aceea diagramele respective sunt limitate la partea superioară de valoarea 50%.

Înainte de a trece la expunerea concluziilor deduse din examinarea materialului analitic și grafic, vom arăta cu totul sumar condițiile fizico-geografice ale sectorului cercetat. Interfluviul Buzău – Călmățui este situat în cea mai mare parte în zona de stepă cu cernoziomuri și numai partea vestică intră în zona de antestepă cu cernoziomuri levigate. Temperatura medie anuală oscilează în întregul sector între 10,0–10,8° crescând de la vest spre est, iar suma precipitațiilor anuale variază între 419–468 mm crescând de la est spre vest. Depozitele de suprafață în sectorul cercetat, de vîrstă cuaternară recentă, sunt formate din depozite loessoide (sub care apar nisipuri) în partea centrală și estică, și depozitele aluviale vechi în partea vestică a interfluviului; în porțiunea cea mai nordică a părții centrale și estice – în zona de stepă – se întâlnesc nisipuri eoliene. Relieful este în general puțin variat și slab fragmentat; altitudinea variază între 16–21 m în est și peste 1000 m în vest, coborînd în cazul unor văi sau lacuri din est pînă la 9–10 m; monotonia reliefului este întreruptă în nord de grindurile de nisip, asemănătoare dunelor, iar în restul sectorului de numeroase porțiuni mai coborîte (depresionare), uneori foarte slab marcate, de mărimi și forme variate. Slaba fragmentare a reliefului determină un drenaj slab, fapt care explică relativ largă răspîndire a proceselor de salinizare a solurilor și a apelor freatiche din acest sector. Solurile saline nu ocupă suprafețe întinse continue, ci formează contururi izolate, răspîndite printre alte soluri. Ele apar de obicei la marginea lacurilor sărate, pe văile slab schițate și în ariile depresionate cu ape freatiche la mică adîncime și lipsite de drenaj. Suprafața totală ocupată de solurile saline, în raport cu cea a solurilor nesalinizate, este foarte mică; totuși, în comparație cu alte părți ale Cîmpiei Romîne, solurile saline au aci o răspîndire



apreciabilă. Datele prezentate în tablourile anexate în legătură cu cantitățile de săruri și diferenți ioni acumulați în sol se referă doar la solul din punctul cercetat, care caracterizează de obicei suprafețe restrinse. (fig. 1).

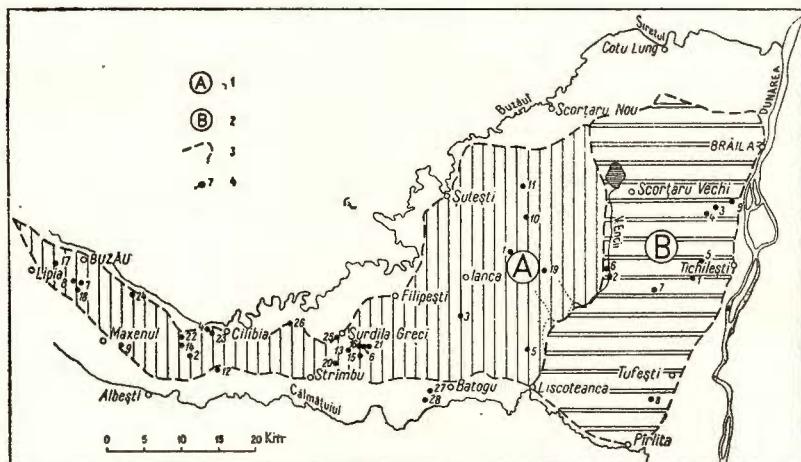


Fig. 1. — Schița interfluviului Buzău-Călmățui cu raioanele de acumulare a sărurilor și amplasarea profilelor analizate (numerele de pe schiță corespund cu numărul curent din tablourile 1 și 2).

1, partea centrală și vestică a interfluviului Buzău – Călmățui (raionul A); 2, partea estică a interfluviului Buzău – Călmățui (raionul B); 3, limita dintre raioanele de acumulare a sărurilor; 4, amplasarea profilelor analizate.

I. CANTITATEA DE SĂRURI ACUMULATE ÎN SOL

Sărurile acumulate în soluri se împart după solubilitate astfel: săruri ușor solubile, gips și carbonat de calciu (inclusiv carbonat de magneziu).

1. *Sărurile ușor solubile.* Mai frecvent întâlnite în solurile salinizate din acest sector sunt clorurile și sulfatii de sodiu și magneziu; la acestea se mai adaugă oarecare cantități de bicarbonat de natriu și eventual mici cantități de sodă (carbonat de natriu). Cantitatea totală de săruri ușor solubile găsită în solurile din interfluviul Buzău – Călmățui, conform datelor analitice existente pînă în prezent, variază începînd de la 1–3 kg/m² (sau 30–80 echiv.-g/m²) în cazul solurilor nesalinizate, pînă la aproape 40 kg/m² (sau circa 1300 echiv.-g/m²) în cazul celor mai salinizate soluri, de obicei solonceacuri. (Se iau în considerare, așa cum am menționat mai sus, sărurile acumulate într-un strat de sol cu o grosime de 1,80 m). Numai în unele cazuri, acela al solonceacurilor lacustre, spre exemplu solonceacurile de la Lacu-Sărat, Brăila (8), cantitatea de săruri acumulate în sol poate depăși uneori 100 kg/m² (sau 100 vag./ha); în aceste cazuri, însă, acumularea de săruri nu se datorește numai

proceselor de salinizare a solurilor, ci este determinată și de procesul care duce la înălțarea fundului lacului sărat respectiv prin depunerea, an de an, a unor mîluri bogate în săruri solubile. Soloniceacurile lacustre de acest tip nu au fost luate în

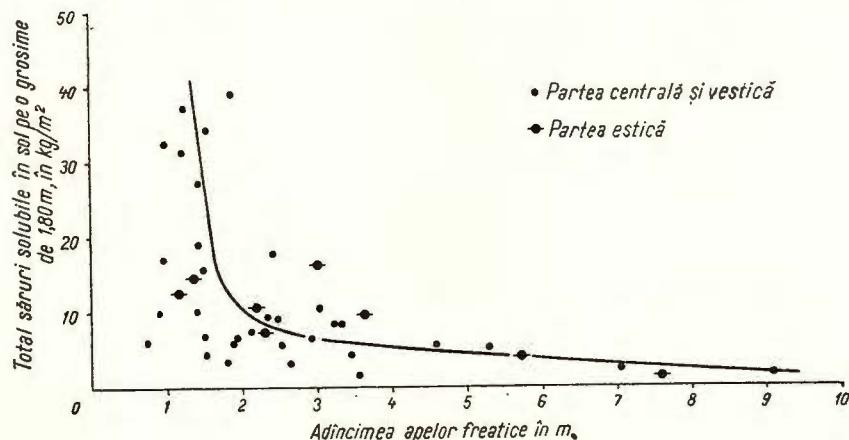


Fig. 2. – Variația conținutului total de săruri solubile din sol în funcție de adâncimea apei freatici. Interfluviul Buzău – Călmățui.

considerare, deoarece în cazul lor acumularea de săruri este determinată, în mare măsură, cantitativ și calitativ, de conținutul de săruri, al apelor lacului sărat respectiv.

Acumulațiile cele mai mari de săruri ușor solubile se întâlnesc în solurile din forme de relief negative — arii depresionare — cu ape freatici la mică adâncime, lipsite practic de drenaj. În aceste arii depresionare mișcarea ascendentă a apei freatici aflate la mică adâncime și evaporarea ei la suprafață devin foarte intense în perioade de secetă din vară, provocând depunerea de săruri în sol; sărurile aduse în aria depresionară, prin intermediul apelor freatici, din suprafetele învecinate rămân aici, salinizând solul, subsolul și apa freatică. Numeroasele observații de teren arată o strînsă legătură între intensitatea acumulației de săruri solubile în sol și adâncimea apei freatici; cu cât adâncimea acesteia este mai mică și cu cât depresiunea este mai lipsită de drenaj, cu atât mai intensă este acumularea de săruri solubile în sol. Această constatare este ilustrată de diagrama din fig. 2, care redă grafic variația conținutului total de săruri solubile din sol în funcție de adâncimea apei freatici. Din diagramă se observă că la adâncimi ale apelor freatici mai mari de 3,5–5 m, conținutul de săruri solubile din sol este mic; practic nu se observă o acumulare de săruri. Dacă adâncimea apelor freatici devine mai mică de 3,5–5 m se observă tendința unei creșteri ușoare a cantității de săruri solubile acumulate în sol, pentru ca în momentul cînd această adâncime ajunge să fie mai mică de 2–2,5 m, să se constate o creștere bruscă a cantității de săruri solubile acumulate în sol:

această ultimă adîncime a apei freatică corespunde adîncimii critice de salinizare a solurilor, în timp ce prima corespunde în general adîncimii subcritice, ale cărei valori au fost stabilite deja de N. FLOREA (2, 3, 4). Existența unor soluri cu apă freatică la adîncime mică și care totuși prezintă, aşa cum se observă și din diagramă, o acumulare redusă de săruri se explică fie printr-o durată relativ mică a procesului de salinizare, fie printr-o bună scurgere a apelor freatică (în care caz nu se mai produce salinizarea solurilor).

Datele expuse aci sunt în concordanță cu cele prezentate de V. A. KOVDA pentru diferite raioane ale U.R.S.S. (6, 7).

2. *Gipsul.* După datele analitice existente gipsul însăștează întotdeauna celelalte săruri solubile. În ceea ce privește însă cantitatea de gips acumulată, ea este în general mică, fiind mult sub cea corespunzătoare sărurilor ușor solubile. De obicei întâlnim gips în cantități mai mici de $0,5\text{--}2 \text{ kg/m}^2$, în cazul solurilor cu săruri solubile sub $8\text{--}10 \text{ kg/m}^2$, și numai în cazul solurilor mai puternic salinizate cantitatea de gips crește treptat pînă la $10\text{--}15 \text{ kg/m}^2$. Un singur caz a fost întîlnit (un solonțeac lacustru sulfato-cloruric) în care cantitatea de gips acumulată (86 kg/m^2), întrece cu mult pe cea a sărurilor ușor solubile (12 kg/m^2); conținutul de gips în orizontul cu acumulare maximă depășește 17 g%.

Deși conținutul de gips din solurile salinizate din interfluviul Buzău — Călmățui este redus, totuși prezintă o mare importanță deoarece la desalinizarea solurilor, fiind greu solubil, rămîne mult timp în sol și alimentează soluția solului cu ioni de Ca^{++} , asigurînd astfel o desalinizare, fără solonețizare sau cu solonețizare de scurtă durată. Acest lucru este în special valabil pentru partea estică a interfluviului Buzău — Călmățui, unde solurile prezintă o salinare sulfatică și sunt mai bogate în gips; aceasta constituie, după noi, o explicație pentru faptul că aci desalinizarea solurilor a dus la formarea de cernoziomuri de fineată salinizate, și mai puțin de solonețuri, care au o mică răspîndire.

Și la acumularea gipsului se observă, ca și în cazul acumulării sărurilor solubile, — deși mai puțin evident — o legătură între intensitatea de acumulare a acestuia și adîncimea apelor freatică, redată grafic în fig. 3. Corelația prezintă aceleasi caracteistică astfel încît asupra ei nu ne mai oprim.

3. *Carbonatul de calciu (și magneziu).* Carbonații de calciu și magneziu (exprimați în mod convențional împreună sub forma de CO_3Ca) se pot depune de asemenea în soluri din apele freatică, alături de celelalte săruri solubile sau într-un orizont diferit; ei se întâlnesc, însă, în mod obișnuit și în solurile nesalinizate.

Din examinarea datelor referitoare la cantitatea de CO_3Ca acumulat în solurile salinizate și nesalinizate se constată că nu există, în general, deosebiri între acestea; de obicei cantitatea de CO_3Ca din soluri atinge $300\text{--}400 \text{ kg/m}^2$ (pe 1,80 m



grosime). De asemenea nu se constată, în acest sector, o legătură directă între cantitatea de CO_3Ca acumulată în sol și adâncimea apei freaticice (fig. 4), cu excepția zonei

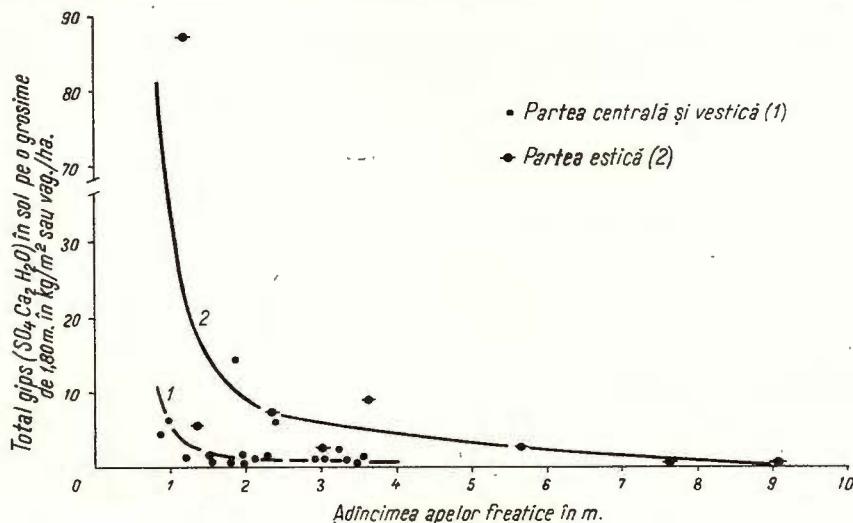


Fig. 3. — Variația conținutului de gips din sol în funcție de adâncimea apei freaticice. Interfluviul Buzău – Călmățui.

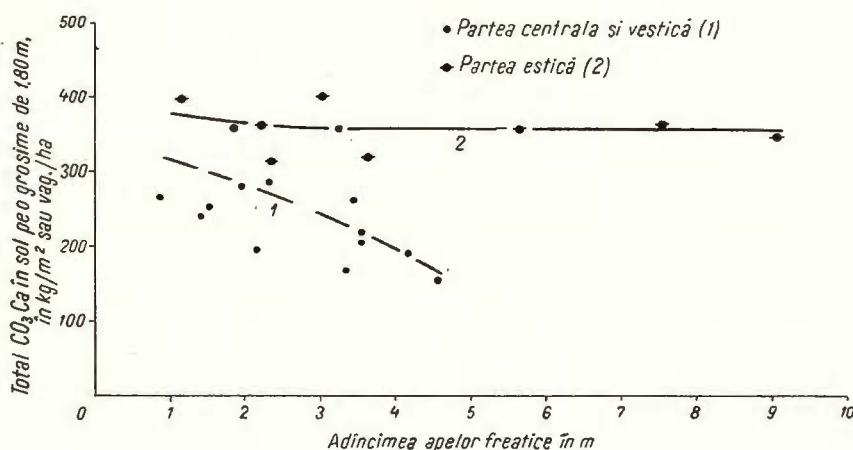


Fig. 4. – Variația conținutului absolut de CO_3Ca din sol în funcție de adâncimea apei freaticice. Interfluviul Buzău – Călmățui.

cu cernoziomuri levigate, unde se observă o scădere evidentă a cantității de CO_3Ca la solurile cu apa freatică mai adâncă de 4–5 m, ca urmare a îndepărțării acestuia din partea superioară a profilului de sol, prin procesele eluviale.

II. ACUMULAREA DIFERITELOR SĂRURI UȘOR SOLUBILE ÎN SOL

Examinarea materialului analitic și grafic referitor la tipul de salinizare a solurilor, respectiv la compoziția calitativă a sărurilor acumulate în sol, ne-a dus la concluzia că în sectorul cercetat trebuie să deosebim 2 raioane distincte, ce au particularitățile lor specifice în legătură cu acumularea sărurilor. Aceste raioane, care

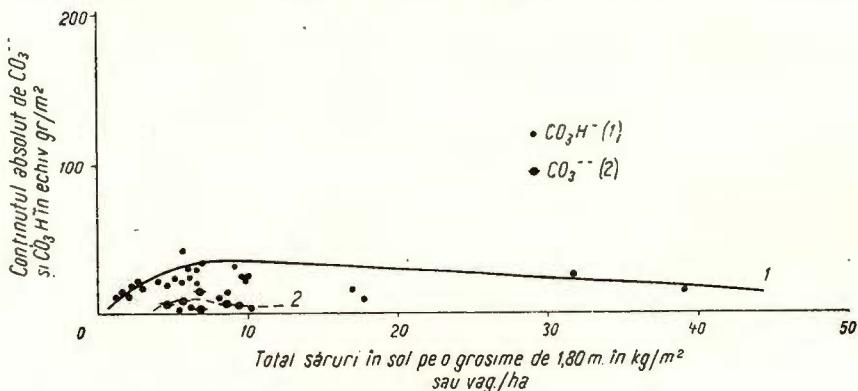


Fig. 5 — Variația conținutului absolut de CO_3^{2-} și CO_3H^- (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău—Călmățui

urmează să fie tratate separat, sint: partea centrală și vestică a interfluviului Buzău—Călmățui și partea estică a acelaiași interfluviu (fig. 1).

A) Acumularea sărurilor solubile în solurile din partea centrală și vestică a interfluviului Buzău—Călmățui. Prin partea centrală și vestică a interfluviului Buzău—Călmățui înțelegem toată suprafața ce se află situată la vest de linia N—S dată de Valea Encii—Lișcoteanca.

Datele referitoare la conținutul total de săruri din sol, la conținutul de diferenți ioni, la conținutul de gips, etc., calculate pe profil cu ajutorul rezultatelor analizei extrasului apos pentru solurile din această parte a interfluviului Buzău—Călmățui sint redate în tabloul 1. Din aceste date se observă că în compoziția sărurilor acumulate în sol predomină clorurile asupra celorlalți anioni. Acest lucru constituie trăsătura esențială a acestui raion, care îl deosebește de cel de al doilea raion în care predomină sulfatii.

Vom arăta în cele ce urmează în primul rînd modul în care se acumulează în sol fiecare ion în parte, după care ne vom ocupa de sărurile acumulate.

1. Acumularea ionilor CO_3H^- și CO_3^{2-} . Din datele prezentate grafic în diagrama din fig. 5 se observă că bicarbonații solubili nu prezintă practic o acumulare în sol.

Cantitatea de CO_3H^- acumulată în sol este întotdeauna sub 25–40 echiv.-g/m² sau 1,6–2,5 kg/m², aceste valori maxime observându-se în special la solurile cu un conținut total de săruri solubile cuprins între 5–10 kg/m². Curba de variație a conținutului de CO_3H^- din sol în funcție de totalul sărurilor acumulate în sol arată la început o creștere evidentă a cantității de bicarbonați; atinge apoi un maxim

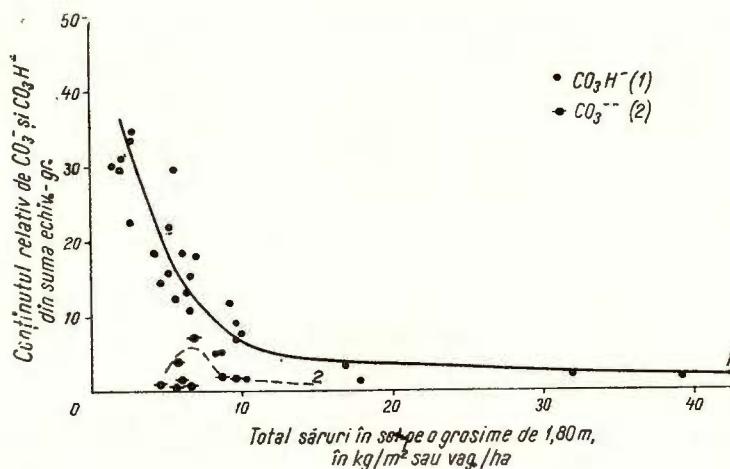


Fig. 6. — Variația conținutului relativ de CO_3^{2-} și CO_3H^- (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău – Călmățui.

pentru solurile slab salinizate cu circa 5–10 kg săruri pe m², după care arată o scădere lentă.

Datele existente pînă în prezent arată de asemenea că ionul CO_3^{2-} nu se întâlnește decît în solurile cu o slabă salinizare, ce au un conținut de săruri între 4–10 kg/m² și chiar în acest caz numai la o parte din aceste soluri. De obicei conținutul de CO_3^{2-} este sub 6–7 echiv.-g/m² sau 0,20–0,25 kg/m² și numai rareori depășește aceste valori.

Variația conținutului relativ de CO_3H^- și CO_3^{2-} prezintă însă un aspect cu totul diferit. Din diagrama din fig. 6 se observă că curba de variație pentru CO_3H^- seamănă cu o hiperbolă. Ea arată predominarea netă a bicarbonaților (circa 60–70 %) în compoziția sărurilor acumulate în sol, în cazul solurilor cu acumulare redusă de săruri solubile (nesalinizate); conținutul relativ de CO_3H^- scade însă repede pe măsură ce crește salinitatea solurilor, ajungînd în cazul solurilor cu peste 10–15 kg săruri solubile pe m² la valori cu totul reduse și practic constante, în general sub 3–4%.

În ceea ce privește variația conținutului relativ de CO_3^{--} (care apare numai la salinități de 4–10 kg/m²) se observă doar o tendință ca aceasta să capete valori mai ridicate (4–7) la solurile cu 5–7 kg săruri/m².

Trebuie să remarcăm aci că în cazul ionului CO_3H^- datele referitoare la acumularea lui nu corespund în întregime unei situații naturale, ci în bună parte uneia creată de condițiile în care se face determinarea sărurilor solubile din sol. Într-adevăr

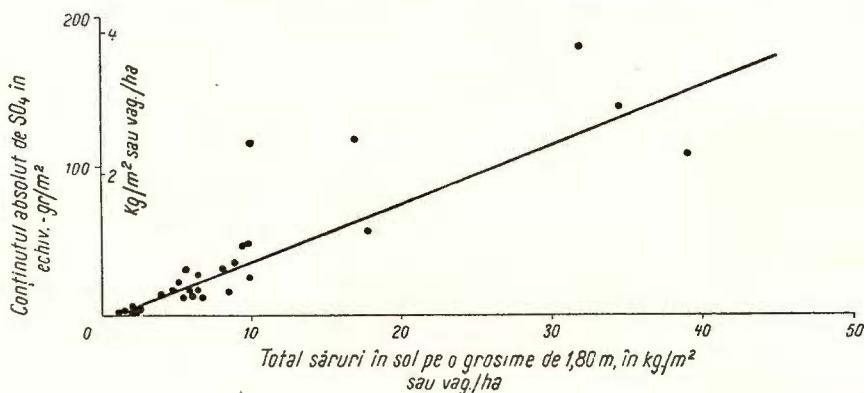


Fig. 7. — Variația conținutului absolut de SO_4^- (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile din părțile centrală și vestică ale interfluxului Buzău – Călmățui.

cel puțin pentru solurile puternic salinizate, aceste date reflectă solubilitatea maximă a carbonaților în prezența celorlalte săruri.

2. *Acumularea ionului SO_4^- .* Variația conținutului de ioni SO_4^- din sol (fără SO_4^- din gips) prezintă, așa cum se poate observa din diagrama din fig. 7, o creștere continuă, liniară, începînd de la cele mai mici salinități pînă la cele mai mari. Valorile maxime de SO_4^- – acumulat în sol au atins circa 186 echiv.-g/m² sau 8,5 kg/m² în cazul salinităților maxime.

În ceea ce privește variația conținutului relativ de SO_4^{--} (fig. 8) se constată o dispersare în limite destul de largi a punctelor din diagramă, pe întreaga gamă de salinități. Se constată totuși o ușoară creștere a conținutului relativ de SO_4^- de la 5–13% la salinitățile cele mai mici, pînă la 10–18% în cazul salinităților accentuate.

3. *Acumularea ionilor de Cl^-* prezintă, conform graficului fig. 9, o creștere uniformă aproape liniară, foarte accentuată pentru întreaga gamă de salinități.

Conținutul de Cl^- maxim întâlnit în soluri atinge valori foarte mari de circa 555 echiv-g/m² sau cca 19 kg/m² (sau 19 vag./ha).

Variatia conținutului relativ de Cl^- la diferitele salinități ale solului este redată de o curbă ce are aspectul unei parabole cu o concavitate accentuată

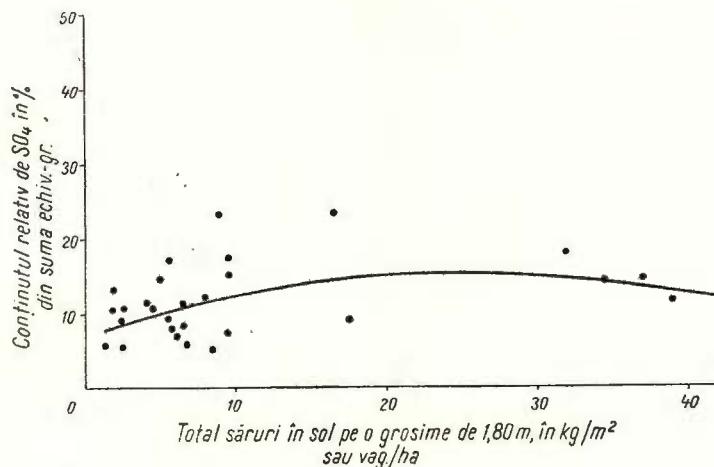


Fig. 8. — Variația conținutului relativ de SO_4^{2-} (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău — Călmățui.

(fig. 10). La salinități reduse conținutul relativ de Cl^- este mic (5–10%), crește apoi repede pentru că la salinități de peste 10 kg/m² să atingă valori maxime de circa 30–40 %, devenind constant și predominant față de ceilalți anioni.

4. Acumularea ionului Ca^{++} . Ionul Ca^{++} , așa cum rezultă din datele analitice și din graficul din fig. 11, nu se acumulează practic în solurile salinizate sub formă de săruri ușor solubile. Cantitatea de Ca^{++} găsită în soluri, indiferent de salinitate (cu excepția celor ce conțin gips), este foarte mică fiind de obicei sub 15–25 echiv.g/m² sau 0,3–0,5 kg/m². Acest lucru se datorează faptului că ionul Ca^{++} în prezența ionului SO_4^{2-} trece sub formă de gips ($\text{SO}_4\text{Ca} - 2\text{H}_2\text{O}$), greu solubil; de asemenei în prezența ionului CO_3H^- trece sub formă de carbonat de calciu insolubil.

Graficul din fig. 12 arată pentru variația conținutului relativ de Ca^{++} solubil, o curbă caracteristică asemănătoare unei hiperbole. Cum era și firesc, în cazul solurilor salinizate, datorită conținutului absolut de Ca^{++} redus, și conținutul relativ de Ca^{++} este cu totul neînsemnat, fiind sub 2–3% în cazul salinităților de peste 10 kg/m²; în schimb însă, curba arată (deși conținutul absolut de Ca^{++} este redus), predominarea ionului Ca^{++} (25–32%) asupra celorlalți cationi în cazul solurilor nesalinizate (cu mai puțin de 3 kg săruri pe m²).

5. Acumularea ionului Mg^{++} . Ionul Mg^{++} nu se întâlnește practic în solurile nesalinizate (cu mai puțin de $4-5 \text{ kg/m}^2$); el apare în cantități foarte mici la solurile slab salinizate și conținutul lui crește ușor (fig. 13) paralel cu creșterea salinității

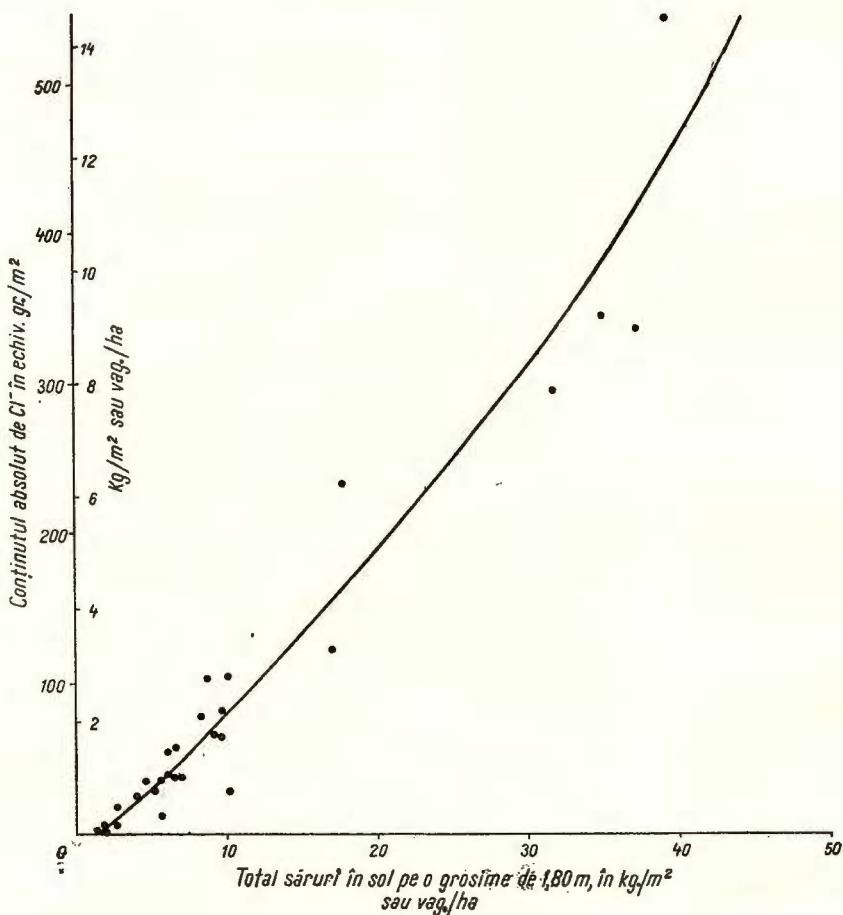


Fig. 9. — Variația conținutului absolut de Cl^- (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică a interfluviului Buzău – Călmățui.

solurilor, ajungînd la valori maxime de $50-100$ echiv.- g/m^2 sau $0,6-1,2 \text{ kg/m}^2$. Conținutul relativ de Mg^{++} (fig. 14) rămîne însă practic același la toate solurile salinizate, fiind sub $5-10\%$; o ușoară tendință de creștere se poate totuși observa la salinitățile cele mai accentuate.

6. Acumularea ionului de Na^+ prezintă cea mai uniformă variație dintre toți ionii. Graficul din fig. 15 arată o creștere accentuată, practic liniară, a conținutului de Na^+ pentru întreaga gamă de salinități a solurilor, începînd de la valori minime

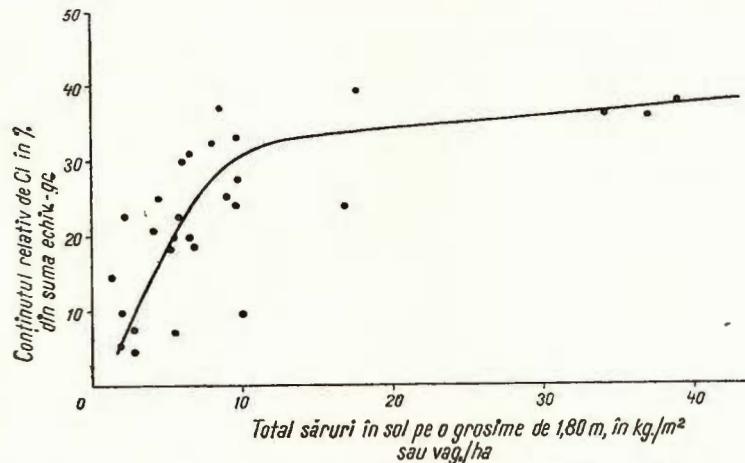


Fig. 10. — Variația conținutului relativ de Cl^- (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău – Călmățui.

de cîțiva echiv.-g/ m^2 , pînă la valori maxime de 540 echiv.-g/ m^2 sau 12,4 kg Na^+/m^2 (sau 12,4 vag. Na^+ pe ha) în cazul celor mai mari salinități (38,67 kg săruri pe m^2).

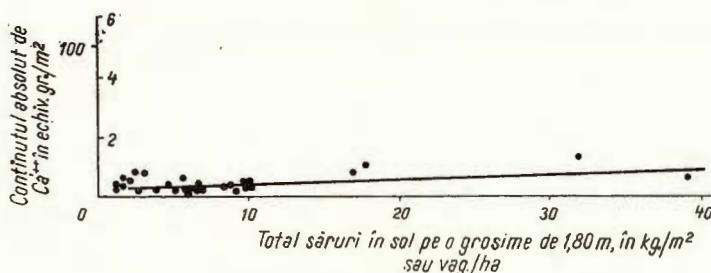


Fig. 11. — Variația conținutului absolut de Ca^{++} (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău – Călmățui.

Variația conținutului relativ de Na^+ (fig. 16) este de asemenea caracteristică, fiind în general inversă variației conținutului relativ de Ca^{++} . În cazul solurilor nesalinizate conținutul relativ de Na^+ 倾de să devină foarte redus, sub 10–20%; crește repede de îndată ce încep procesele de salinizare devenind predominant

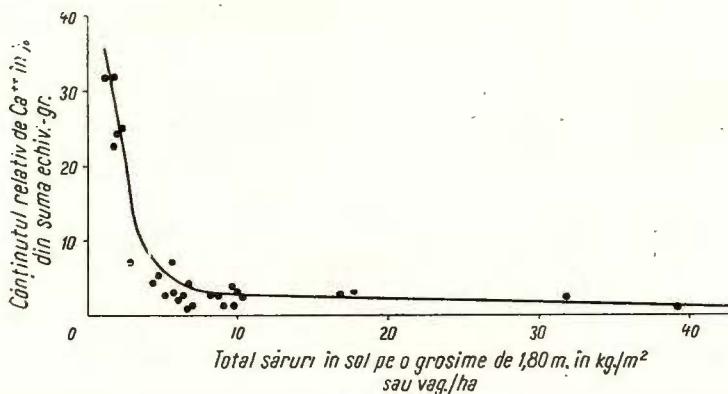


Fig. 12. — Variația conținutului relativ de Ca^{++} (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău — Călmățui.

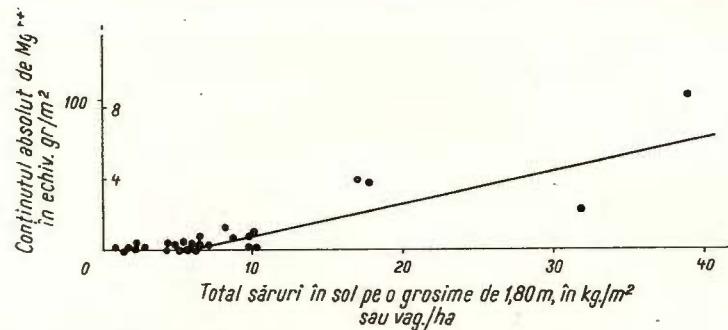


Fig. 13. — Variația conținutului absolut de Mg^{++} (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău — Călmățui.

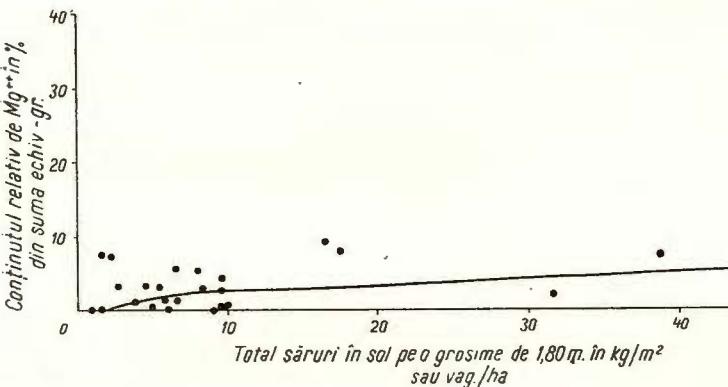


Fig. 14. — Variația conținutului relativ de Mg^{++} (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău — Călmățui.

TABLOUL 1

Conținutul de săruri ușor solubile, gips și carbonați în diferite soluri din partea centrală și vestică a interfluviului Buzău – Câlmățui

Nr. crt.	Numărul profilului	Localizarea geografică a profilului și tipul de sol	Adincimea apei freatică	Suma sărurilor ușor solubile pe adîncimea de 1,80 m kg/m ³	Unitatea de măsură echiv. g/m ²	Anioni				Cationi				Gips SO ₄ Ca · 2H ₂ O	CO ₃ Ca	Limitele orizontului cu acumulare maximă de săruri cm	Tipul de salinizare		Analist	Observații
						CO ₃ ⁻	CO ₃ H ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				după anioni	după cationi		
1	5–5050	Lacul Plop (r. Făurei) Solonțeac	1,85	38,67 1304,70	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	0,89 14,60 1,12	19,00 534,80 41,05	4,89 102,20 7,83	0,27 13,30 1,02	1,22 99,80 7,50	12,40 540,00 41,48	— — —	14,90	358,1	0–48	cloruric	natric	N. IVANOV	
2	1–T XIX	Bentu, Islaz (r. Buzău) Solonț solonțeacoid	0,98	31,57 997,40	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	1,57 25,70 2,60	10,31 291,00 29,60	8,46 176,00 17,80	0,56 28,00 2,71	0,32 26,70 2,48	10,35 450,00 44,81	— — —	6,15	92,1	18–70	cloruro-sulfatice	natric	N. IVANOV	CO ₃ Ca calculat pe o grosime de 90 cm
3	38–4951	NE Berlești (r. Făurei) Cernoziom salinizat	2,4	17,49 585,34	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	0,59 9,76 1,67	8,15 229,00 39,16	2,58 53,50 9,17	0,38 19,00 3,28	0,53 45,30 7,72	5,26 228,80 39,00	— — —	6,24	29,60	30–80	cloruro-sulfatice	natric	N. IVANOV	Gipsul și CO ₃ Ca calculat pe o grosime de 80 cm
4	91–4751	NE Poșta (în Lunca Buzău) sol aluvial salinizat	0,90	16,71 506,43	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	0,94 15,31 3,05	4,31 121,12 23,75	5,80 115,10 23,20	0,75 15,00 2,90	0,57 46,80 9,10	4,44 193,10 38,10	— — —	4,01	113,0		cloruro-sulfatice	natro-magnezic	N. IVANOV	CO ₃ Ca calculat pe o grosime de 70 cm
5	07–5050	S. Bordei Verde (r. Făurei) Cernoziom levigat de depresiune solodizat	3,0	10,06 288,45	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	0,26 4,20 1,40	1,02 28,60 9,65	5,62 116,75 38,95	0,15 7,25 2,60	0,01 1,15 0,40	3,00 130,50 47,00	— — —	2,95	—	> 160	sulfato-cloruric	natric	N. IVANOV	CO ₃ Ca lipsește
6	49–U XIX	S. Surdila Greci (La Sărata) (r. Făurei) Solonț	1,40	9,77 308,13	kg/m ² echiv. g/m ² %	0,19 6,34 2,01	1,47 24,04 7,62	3,70 104,20 33,05	1,11 23,10 7,33	0,14 7,01 2,90	0,14 11,90 4,40	3,02 131,50 43,70	— — —	0,452	236,0	0–75	cloruro-bicarbonato-sulfatice cu sodă	natric	L. STOICA	Gipsul calculat pe o grosime de 135 cm
7	01–4651	Sud Buzău, Islaz (r. Buzău) Solonț	0,83	9,69 292,96	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	1,37 22,40 7,40	2,91 82,00 27,10	46,83 15,0 22,55	0,23 11,50 4,05	0,09 7,23 2,55	2,84 123,00 44,40	— — —	4,16	266,0	20–32	cloruro-sulfato-bicarbonatice	natric	L. STOICA	
8	93–4651	Sud Buzău Islaz (r. Buzău) Solonț solonțeacoid	2,28	9,51 286,56	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	1,54 25,20 9,15	2,30 64,80 23,55	2,29 47,70 17,30	0,09 4,50 1,50	0,03 2,36 0,75	3,26 142,00 47,75	— — —	1,90	283,0	120–138	cloruro-sulfato-bicarbonatice	natric	N. IVANOV	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
9	125-T XIX	Sud Tintești în Islaz (1250 m S Cota 78 Valea Negreanca) (r. Buzău) Soloneț	2,40	8,91 261,88	kg/m ² echiv. g/m ² %	— 31,00 11,80	1,89 65,40 24,90	2,32 35,00 13,30	1,68 4,45 1,71	0,09 — —	— 124,30 47,62	2,86 1,73 0,67	0,07 — —	1,37	123,20 64—136	cloruro-sulfato-bicarbonatice	natric	L. STOICA		
10	6-5050	Valea Esnei (r. Brăila) Soloneț	3,20	8,48 275,93	kg/m ² echiv. g/m ² %	0,23 7,40 2,67	0,88 14,40 5,20	3,68 103,50 37,10	0,64 13,30 5,02	0,15 7,50 2,70	0,09 7,83 2,85	2,81 122,00 44,45	— — —	1,18	355,05 37—152	cloruric cu sodă	natric	L. STOICA		
11	136-5053	Islaz Râmniciu (r. Brăila) Soloneț	3,30	8,18 262,80	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	0,81 13,20 5,40	2,88 78,50 32,25	1,45 30,20 12,35	0,15 7,50 2,66	0,20 16,40 5,80	2,69 117,00 41,54	— — —	0,766	167,20 50—70	cloruro-sulfatic	natric	N. IVANOV		
12	4-T XIX	SE Gara Cilibia (r. Buzău) Soloneț	2,10	6,80 200,32	kg/m ² echiv. g/m ² %	0,49 16,20 7,84	2,21 36,40 18,00	1,32 37,40 5,96	0,57 12,10 1,69	0,06 3,32 1,35	0,03 2,55 46,96	2,12 92,35 —	— — —	1,04	192,50 75—85	bicarbonato-cloruro-sulfatic (cu sodă)	natric	L. STOICA		
13	3-U XIX	În fața gării Surdila Greci (r. Făurei) Cernoziom ciocolatiu de fineață	2,20	6,57 203,67	kg/m ² echiv. g/m ² %	0,04 1,40 0,70	1,24 20,40 10,50	2,07 58,40 30,10	0,81 16,80 8,70	0,05 2,65 1,24	0,04 3,22 1,56	2,32 100,80 47,30	— — —	1,10	nedet. 65—165	cloruro-bicarbonato-sulfatic cu sodă	natric	L. STOICA		
14	2 Călmățui	SSE Bentu (r. Buzău) Cernoziom ciocolatiu pe fineață salinizat	1,50	6,43 187,40	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	1,77 29,00 15,50	1,31 36,80 19,80	1,32 27,50 11,70	0,15 7,50 4,01	0,15 12,40 5,60	1,73 75,20 40,39	— — —	0,84	80,80 58	cloruro-bicarbonato-sulfatic	natric	N. IVANOV	CO ₃ Ca calculat pe o grosime de 126 cm	
15	13-U XIX	S Surdila Greci (SSE Movila Țiganului) (r. Făurei) Soloneț	1,93	6,13 182,40	kg/m ² echiv. g/m ² %	— — —	1,46 24,00 13,00	2,02 56,80 30,00	0,62 12,95 7,00	0,11 5,05 2,85	— — —	1,92 83,60 47,15	— — —	0,92	270,30 50—140	cloruro-bicarbonato-sulfatic	natric	NICULINA BRATOSIN		
16	38-U XIX	S Surdila Greci (E Mov. Țiganului) (r. Făurei) Cernoziom ciocolatiu de fineață solonețizat	1,93	5,95 171,46	kg/m ² echiv. g/m ² %	0,08 2,64 1,45	1,88 30,90 18,10	1,37 38,50 22,40	0,68 13,80 8,05	0,09 4,62 2,67	0,04 3,10 1,79	1,81 78,90 45,59	— — —	1,64	nedet. 83	cloruro-bicarbonato-sulfatic cu sodă	natric	N. IVANOV		
17	083-S XVIII	E-NE Lipia (r. Buzău) Moragan levigat	4,50	5,66 160,25	kg/m ² echiv. g/m ² %	0,07 1,38 0,70	1,35 22,00 12,20	1,26 35,60 19,72	1,47 30,70 17,28	0,13 6,57 3,34	0,06 5,10 3,60	1,35 58,90 43,06	— — —	2,15	153,10 120—200	cloruro-sulfato-bicarbonatice cu sodă	natric	MARGARETA NICOLAU ELENA STOICA		
18	02-4651	Sud Buzău, în Islaz (r. Buzău) Soloneț	0,73	5,62 157,29	kg/m ² echiv. g/m ² %	0,19 3,12 4,38	2,54 42,40 29,60	0,35 10,99 7,02	0,61 12,80 9,10	0,27 18,35 7,60	— — —	1,66 22,50 42,40	— — —	— 2,12 —	bicarbonato-sulfato-cloruric cu sodă	natric	L. STOICA	CO ₃ Ca calculat pe o grosime de 85 cm		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
19	060—5052	NV Căldărușa (r. Brăila) Cernoziom slab levigat sărăturat	5,20	<u>5,13</u> 157,29	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	1,45 23,80 16,40	0,96 27,20 18,95	1,04 21,70 14,65	0,09 4,50 3,00	0,021 1,42 0,70	1,59 69,40 46,30	— — —	1,01	188,10	45—130	cloruro-bicarbonato-sulfatic	natric	N. IVANOV	
20	019—U XIX	1500 m NE Strîmbu Nou (r. Făurei) Cernoziom cioclolatiu de fineată	3,40	<u>4,59</u> 137,33	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	0,02 0,67 0,45	1,22 20,00 14,45	1,17 34,40 24,90	0,67 14,05 10,20	0,15 7,50 5,50	0,07 4,60 3,30	1,29 56,10 41,20	— — —	0,62	262,20	90	cloruro-bicarbonato-sulfatic cu sodă	natric	N. IVANOV	
21	5—U XIX	Sud Surdila Greci («La Sărata») (r. Făurei) Solonet	1,50	<u>4,10</u> 120,24	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	1,34 22,00 18,10	0,89 25,10 20,60	0,52 13,80 11,32	0,11 5,50 4,50	0,02 0,54 1,70	1,22 53,30 43,80	— — —	1,60	249,00	29	cloruro-bicarbonato-sulfatic	natric	D. TODOR	
22	3—4651	Halta Bentu (r. Buzău) Cernoziom de fineată (pe terasă)	1,80	<u>2,87</u> 71,34	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	1,60 226,0 34,40	0,13 3,64 4,80	0,40 8,25 10,80	0,16 8,05 12,10	— — —	0,58 25,20 37,90	— — —	0,77	93,40		bicarbonato-sulfatic	natro-calcic	N. IVANOV	CO ₂ Ca calculat pe o grosime de 120 cm
23	92—4751	E Satul Poșta (r. Buzău) Sol aluvial	—	<u>2,45</u> 70,75	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	1,00 16,40 22,40	0,576 16,20 22,10	0,19 4,05 5,50	0,33 16,40 24,11	0,06 4,90 7,14	0,29 12,80 18,75	— — —	—		bicarbonato cloruric	calco-natric	N. IVANOV		
24	94—4751	NV Tăbărăști (r. Buzău) Cernoziom tărăr	7,00	<u>2,12</u> 53,31	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	1,06 17,40 30,90	0,11 3,08 5,46	0,37 7,70 13,64	0,25 12,50 24,90	0,05 0,45 0,90	0,28 12,18 24,20	— — —	0,73	104,00		bicarbonato-sulfatic	calco-natric	N. IVANOV	CO ₂ Ca calculat pe o grosime de 107 cm
25	6—4851	km 36,5 Sos. Brăila-Buzău (r. Făurei) Cernoziom cioclolatiu de fineată	3,50	<u>1,80</u> 49,53	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	0,89 14,60 29,30	0,17 4,92 9,88	0,26 5,40 10,82	0,31 15,30 31,10	0,04 3,70 7,53	0,13 5,61 11,37	— — —	1,29	213,80	7—105	bicarbonato-sulfato-cloruric	calconatromagnetic	FLORICA BRĂTESCU	
26	50—4851	E Cotul—Ciori (r. Făurei) Cernoziom mediu levigat de fineată	3,50	<u>1,23</u> 33,32	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	0,70 11,42 29,75	0,19 5,50 14,40	0,11 2,25 5,85	0,18 9,00 31,75	— — —	0,12 5,15 18,25	— — —	1,10 — —	209,30		bicarbonato-cloruro-sulfatic	calco-natric	RODICA SAFTA	
27		Cireși Batogu (r. Făurei)	1,20	36,73	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	nedet. „ „	111,72 330,20 35,40	6,50 135,00 14,60	nedet. „ „	nedet. „ „	nedet. „ „	nedet. — —	nedet. — —				SAIDEL T.	sărurile calculate pentru o grosime de 110 cm	
28		Batogu Pod (r. Făurei)	1,50	34,90	kg/m ³ echiv. g/m ³ %	— — —	nedet. „ „	12,12 342,00 35,80	6,55 136,60 14,20	nedet. nedet. nedet.	nedet. nedet. nedet.	nedet. — —	nedet. — —	nedet. nedet. nedet.			SAIDEL T.	sărurile calculate pentru o grosime de 80 cm		

— peste 40% — de la salinități de 2,5—3 kg săruri pe m^2 . Se observă apoi în continuare o ușoară scădere a conținutului relativ de Na^+ la salinitățile cele mai ridicate, legată desigur de o creștere corespunzătoare a conținutului relativ de Mg^{++} .

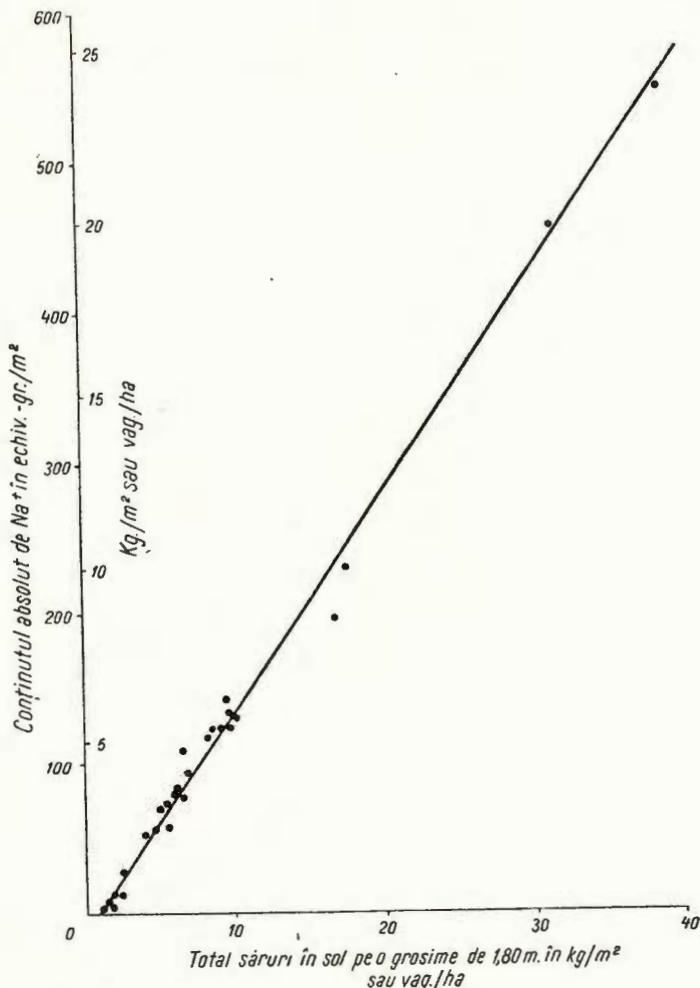


Fig. 15. — Variația conținutului absolut de Na^+ (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău — Călmățui.

7. Acumularea diferitelor săruri în sol. În diagramele din fig. 17 și 18 se redă în cîte un singur grafic variația conținutului absolut și respectiv a conținutului relativ al ionilor ce participă la compoziția sărurilor din sol, în funcție de intensitatea de salinizare a solurilor.

Aceste diagrame scot în evidență predominarea clorurii de natriu în compoziția chimică a sărurilor solubile. Atât curbele ce arată variația conținutului absolut, cât și a celui relativ de Cl^- și Na^+ merg apropiat una de alta fiind totodată mult distanțate de celelalte spre valorile mai ridicate. Curbele de variație a conținutului

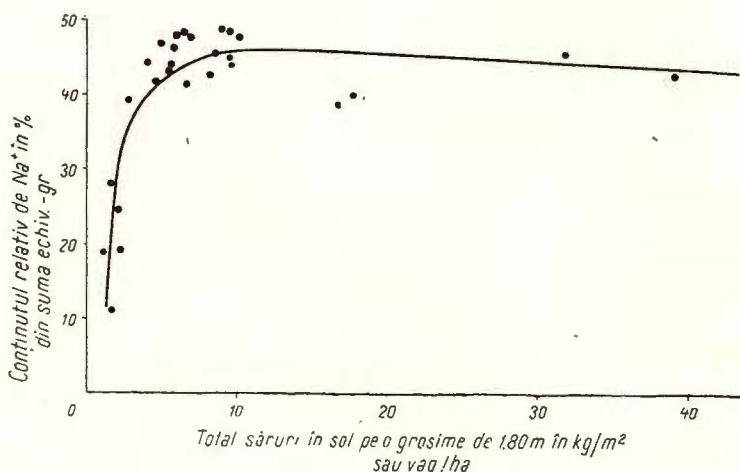


Fig. 16. – Variația conținutului relativ de Na^+ (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău – Călmățui.

absolut și relativ de Na^+ sînt totuși întotdeauna mai sus decît cele corespunzătoare Cl^- . Acest fapt dovedește că în afară de clorura de natriu întîlnim în aceste soluri și alte săruri de natriu și anume sulfatul de natriu și eventual bicarbonat de natriu (acesta în cazul solurilor slab salinizate). Aceste săruri, clorura și sulfura de natriu, sînt sărurile predominante în compoziția solurilor salinizate. Așa dar, tipul de salinizare caracteristic acestui raion este cel cloruro-sulfato-natric. În cazul solurilor cu salinitate accentuată se adaugă și oarecare cantități de sulfat de magneziu (și în numeroase cazuri chiar gips). Bicarbonatul de calciu practic nu se întîlnește în solurile salinizate, iar bicarbonatul de natriu și eventual soda (carbonatul de sodiu) apar în proporție mai însemnată numai la solurile cu salinizare redusă (unde curba ionului CO_3H^- este situată mult deasupra celei a ionului Ca^{++}).

Se pot distinge în procesul de salinizare a solurilor cercetate stadii de acumulare a sărurilor, analoge stadiilor de mineralizare a apelor freatic (6). Acestea se deosebesc între ele prin compoziția chimică. În cazul părții centrale și vestice a interfluviului Buzău – Călmățui, se observă următoarele stadii succesive de salinizare (planșa I):

Un prim stadiu de acumulare a sărurilor ce corespunde unor salinități sub circa 3 kg săruri solubile pe m^2 (caracteristice solurilor practic nesalinizate) în care predomină bicarbonatul de calciu în compoziția sărurilor solubile;

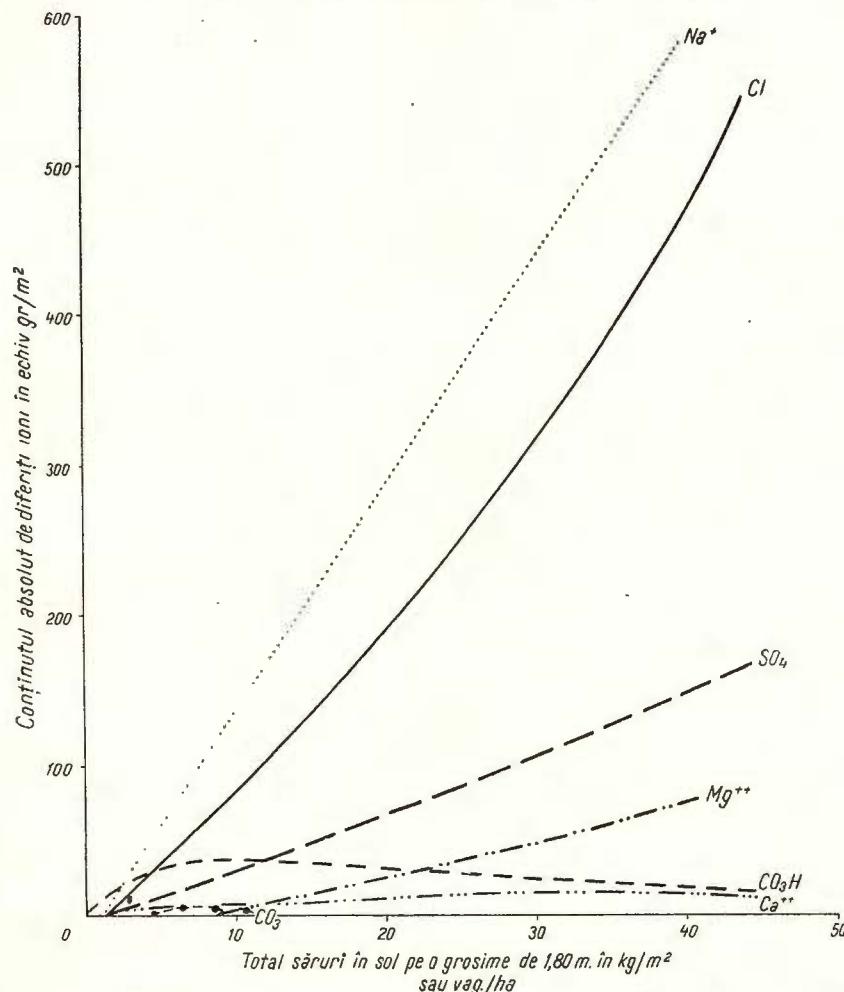


Fig. 17. — Variația conținutului absolut de diferenți ioni în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău – Călmățui.

Al doilea stadiu de acumulare a sărurilor ce apare la salinități cuprinse între 3 kg săruri solubile pe m^2 și 7 sau 8 kg săruri solubile pe m^2 (ce corespunde în general solurilor salinizate), caracterizat printr-o salinizare mixtă după anioni, în care predomină fie bicarbonații, fie clorurile, și o salinizare natrică după cationi.

Al treilea stadiu de acumulare a sărurilor ce începe de la salinități de peste 8–10 kg săruri solubile pe m^2 , (corespunzătoare, în general, solonețurilor, soloncaceacurilor, și chiar unor soluri puternic salinizate), caracterizat prin predominarea clorurii de natriu, urmată de sulfatul de natriu, în compoziția sărurilor solubile.

Primul stadiu de acumulare a sărurilor solubile în sol poate fi denumit bicarbonato-calcic; al doilea stadiu este un stadiu mixt, în care întâlnim, de la caz la

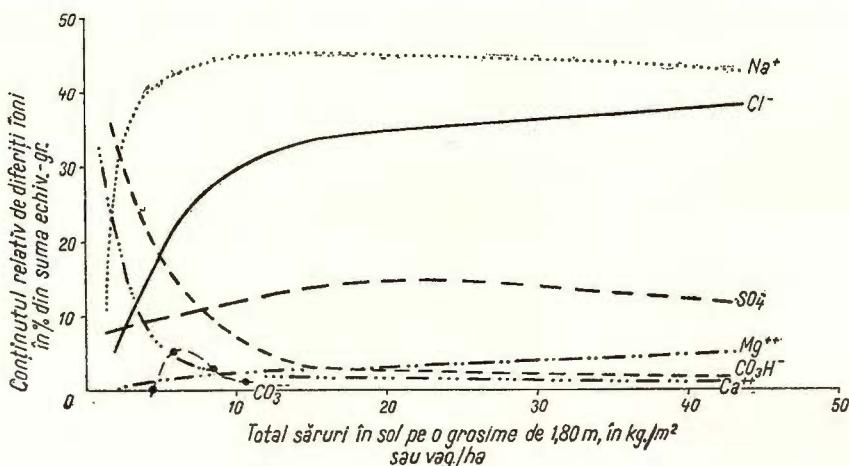


Fig. 18. — Variația conținutului relativ de diferenți anioni în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din părțile centrală și vestică ale interfluviului Buzău – Călmățui.

caz, fie salinizare bicarbonato-cloruro-natrică, fie cloruro-bicarbonato-natrică; ultimul stadiu de acumulare a sărurilor este un stadiu cloruro-sulfato-natric. Remarcăm aci că cel de al doilea stadiu de salinizare a solurilor se caracterizează, în afară de cele spuse mai sus, și prin apariția în cazul unora dintre soluri a sodei (carbonatului de natriu) printre sărurile acumulate în sol.

B) Acumularea sărurilor ușor solubile în solurile din partea estică a interfluviului Buzău – Călmățui. Partea estică a interfluviului Buzău – Călmățui cuprinde suprafață situată la est de linia Valea Encii – Lișcoteanca cunoscută de obicei sub denumirea de terasa Brăilei.

Din datele prezentate în tabloul 2 și din graficele din fig. 19, 20, 21 și 22 se constată că tipul de salinizare în acest raion este sulfato-cloruric (aci predominând sulfații asupra clorurilor) și că lipsește soda în majoritatea solurilor saline, observându-se în schimb tendință acumulării în cantități mai mari a sărurilor de magneziu în solurile salinizate. Acestea sunt trăsăturile characteristic principale ale acestui raion.

TABLOUL 2

Conținutul de săruri ușor solubile, gips și carbonați în diferite soluri din partea estică a interfluviului Buzău–Câlnău

Nr. curent	Nr. profilului	Localizarea și tipul de sol	Adincimea apei freatici m	Suma sărurilor ușor solubile pe adincimea de 1,80 m kg/m ³ echiv-g/m ³	Unitatea de măsură	A = i o n i				C a t i o n i				Gips SO ₄ Ca 2H ₂ O	CO ₃ Ca	Limitile orizontului cu acumulare maximă de săruri cm	Tipul de salinizare		Analizat de :		
						CO ₃ ²⁻	CO ₃ H ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				după anioni	după cationi			
1	183 5452	Între Silistraru și Tichilești (r. Brăila) Cernoziom castaniu sărăturat	3,00	15,84 471,65	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	—	1,49	2,14	6,95	0,53	0,29	4,43	—	2,62	398,00	20–95	sulfato-cloruric	natric	N. IVANOV		
2	3— 5050	Valea Encii, la sud-vest de Traian (r. Brăila) Soloncean	1,35	13,07 423,80	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	—	1,09	2,72	5,77	0,29	0,52	3,48	—	5,09	83,00	0–10	sulfato-cloruric	natro-magnezic	N. IVANOV		
3	1— 5050	Lacul Sărat, sud (r. Brăila) Soloncean	1,16	11,95 370,44	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	—	0,92	2,11	5,53	0,22	0,82	2,35	—	86,40	389,50	0–30	sulfato-cloruric	natro-magnezic	L. STOICA		
4	2— 5050	Lacul Sărat, sud (r. Brăila) Cernoziom de fineajă salinizat	2,20	10,55 322,73	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	0,22 7,38 2,39	0,84 13,70 4,32	1,82 51,40 16,20	4,12 86,00 27,15	0,22 11,25 3,42	0,22 18,00 5,45	3,11 135,00 41,13	—	nedet.	359,00	69	sulfato-cloruric cu sodă	natric	L. STOICA		
5	113a 5152	V. Tichilești (r. Brăila) Cernoziom castaniu deschis sărăturat	3,60	9,68 289,25	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	—	0,62	1,75	4,35	0,17	0,35	2,44	—	9,28	315,35	40–90	sulfato-cloruric	natro-magnezic	N. IVANOV		
6	4— 5050	Valea Encii (la SV de Traian) (r. Brăila) Cernoziom de fineajă sărăturat	2,30	7,17 264,68	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	—	1,08 17,80 6,60	1,53 43,20 16,00	3,55 73,93 27,40	0,11 5,50 2,12	— 121,00 46,78	2,79 0,11 2,85 1,10	—	7,88	308,10	25–116	sulfato-cloruro-bicarbonatic	natric	N. IVANOV MARGARETA NICOLAU		
7	1— 5151	Sud Osmanu (r. Brăila) Cernoziom castaniu solon- ceacoid	5,60	3,60 117,91	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	—	0,93	0,87	0,56	0,30	0,31	0,63	—	2,73	352,10	45–120	cloruro-bicarbo- nato-sulfatic	natro-magnezo- calcic	GEORGETA ATANASIU		
8	19 5150	Tibănești vest (r. Brăila) Cernoziom castaniu	7,50	1,72 43,91	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	—	1,16 19,10 43,80	0,10 2,73 6,20	— 14,00 31,40	0,28 — —	0,19 8,23 18,60	— <td>—<td>—</td><td>0,68</td><td>361,00</td><td></td><td>bicarbonatic</td><td>calconatric</td><td>ELENA STOICA</td></td>	— <td>—</td> <td>0,68</td> <td>361,00</td> <td></td> <td>bicarbonatic</td> <td>calconatric</td> <td>ELENA STOICA</td>	—	0,68	361,00		bicarbonatic	calconatric	ELENA STOICA	
9	4— 5252	NV Chișcani (La 3 Movile) (r. Brăila) Cernoziom castaniu deschis	9,00	1,70 45,31	kg/m ³ echiv-g/m ³ %	—	1,06 17,30 40,80	0,07 1,90 4,40	0,10 2,03 4,80	0,23 11,50 23,80	0,05 4,06 8,41	0,20 8,52 17,79	— <td>—<td>—</td><td>0,43</td><td>341,00</td><td></td><td>bicarbonatic</td><td>calco-natro- magnezic</td><td>GEORGETA ATANASIU</td></td>	— <td>—</td> <td>0,43</td> <td>341,00</td> <td></td> <td>bicarbonatic</td> <td>calco-natro- magnezic</td> <td>GEORGETA ATANASIU</td>	—	0,43	341,00		bicarbonatic	calco-natro- magnezic	GEORGETA ATANASIU

¹⁾ Conține mult NO₃⁻

În ceea ce privește acumularea diferenților ioni (pentru anioni, fig. 19 și 20, iar pentru cationi, fig. 21 și 22), se constată următoarele:

1. *Acumularea ionului CO_3^{2-}* este reprezentată prin curbe de variație (a conținutului absolut, ca și a celui relativ) cu înfățișare similară celor din raionul descris anterior, concluziile deduse fiind valabile și aci. Deosebirea constă în faptul că în acest caz valorile maxime atinse de conținutul absolut de CO_3^{2-} nu depășesc 20–25 echiv.-g/m² sau 1,2–1,5 kg/m². Remarcăm de asemenea lipsa ionului CO_3^{2-} în aceste soluri; doar într-un singur caz s-au întîlnit cantități foarte mici de sodă.

2. *Acumularea ionului SO_4^{2-}* . Conținutul absolut de ioni SO_4^{2-} (fără gips) din sol crește în mod liniar, ca și în cazul precedent, pentru întreaga gamă a salinităților; curba prezintă însă o înclinare mult mai accentuată. Valorile maxime de SO_4^{2-} solubil întâlnite în aceste soluri ating, în cazul solurilor cu circa 16 kg săruri pe m², aproximativ 145 echiv.-g/m² sau 7 kg SO_4^{2-} la m².

Conținutul relativ de SO_4^{2-} prezintă o variație deosebită, curba respectivă luând aspectul unei parbole cu o concavitate accentuată. Conținutul relativ de SO_4^{2-} crește repede de la valori foarte mici (sub 5%) pentru solurile nesalinizate, la valori de circa 30% pentru solurile cu peste 7–10 kg săruri pe m², după care rămâne practic constant. Spre deosebire de raionul precedent, abaterile față de valorile medii (față de curbă deci) sunt relativ mici.

3. *Acumularea ionului Cl^-* este mult mai redusă. Creșterea conținutului de Cl^- , ca și în raionul precedent, este aproape liniară, însă valorile maxime atinse sunt abia de 60–75 echiv.-g/m² sau 2,1–2,7 kg/m² (pentru soluri cu circa 14–16 kg săruri pe m²).

Conținutul relativ de Cl^- , ca și cel de SO_4^{2-} crește repede de la valori foarte scăzute în cazul solurilor nesalinizate, la valori maxime de circa 15% corespunzătoare solurilor cu peste 7–8 kg săruri pe m².

4. *Acumularea ionului Ca^{++} (fără Ca^{++} din gips)*. Concluziile stabilite, ca și cifrele date pentru raionul precedent, rămân valabile și pentru acest raion.

5. *Acumularea ionului Mg^{++}* . Deși valorile corespunzătoare – absolute sau relative – prezintă mari oscilații față de medie, se observă o tendință de creștere ușoară a conținutului absolut de Mg^{++} pe măsură ce crește salinitatea solurilor; conținutul de Mg^{++} atinge valori maxime de 40–60 echiv.-g/m² sau 0,5–0,8 kg/m². În ceea ce privește variația conținutului relativ de Mg^{++} se observă dispersarea punctelor corespunzătoare pe un domeniu larg (0–18%), pentru întreaga gamă a salinităților.

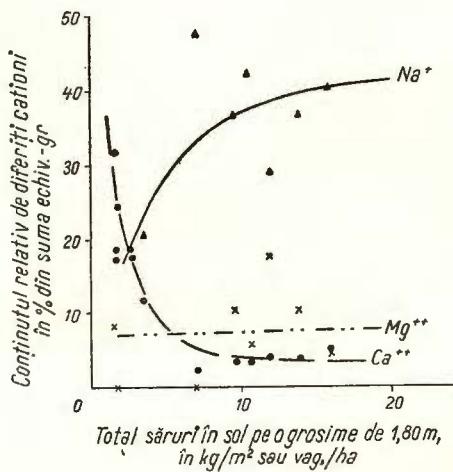
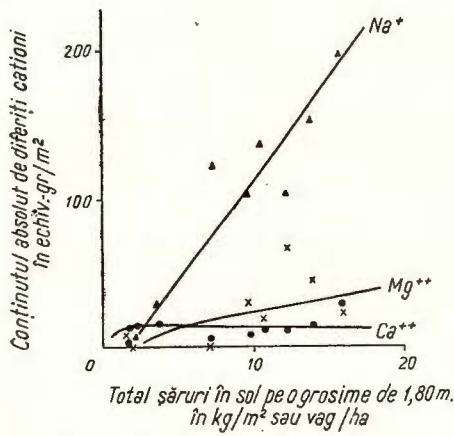
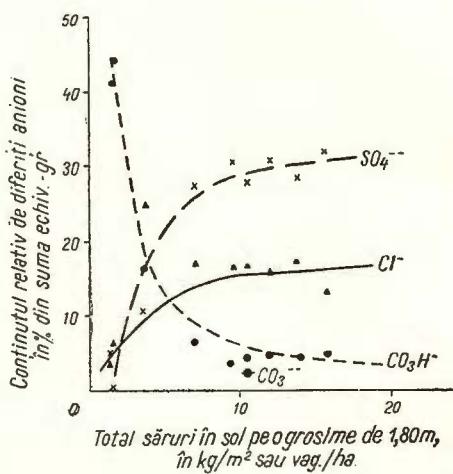
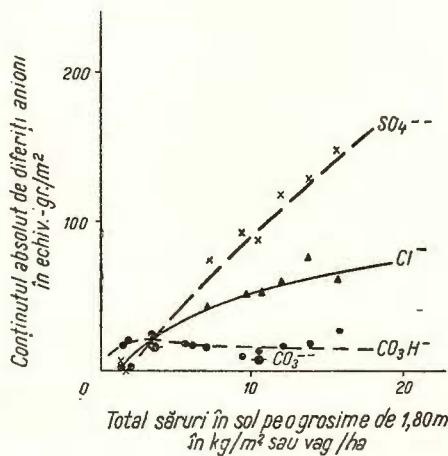


Fig. 21. — Variația conținutului absolut de diferenți cationi (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din partea estică a interfluviului Buzău – Călmățui.

Fig. 22. — Variația conținutului relativ de diferenți cationi (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din partea estică a interfluviului Buzău – Călmățui.

6. *Acumularea ionului Na^+ .* Variația conținutului absolut de Na^+ prezintă și în cazul acestui raion o creștere liniară accentuată și continuă (mai puțin regulată însă); conținutul maxim de Na^+ a atins circa 193 echiv.-g/m² sau 4,4 kg/m² în cazul celor mai bogate soluri în săruri de aci, cu circa 16 kg săruri solubile pe m².

Curba de variație a conținutului relativ de Na^+ , asemănătoare unei ramuri de parabolă, indică o creștere rapidă a acestuia, de la valoți reduse, corespunzătoare solurilor nesalinizate, spre valori maxime de circa 40%, pentru soluri cu aproximativ peste 7–8 kg săruri pe m².

7. *Acumularea diferențelor săruri în sol.* Din fig. 23 și 24 se observă ușor că sarea acumulată în cantitatea cea mai mare în solurile salinizate din acest raion este sulfatul de natriu. Cum curba de variație a conținutului de Na^+ (atât absolut cât și relativ) este situată întotdeauna deasupra celei de SO_4^{2-} , rezultă că, alături de $SO_4^{2-}Na_2$, participă într-o proporție apreciabilă și alte săruri de Na^+ și anume clorura de natriu (cu atit mai mult cu cît se pare că o parte din SO_4^{2-} se află în

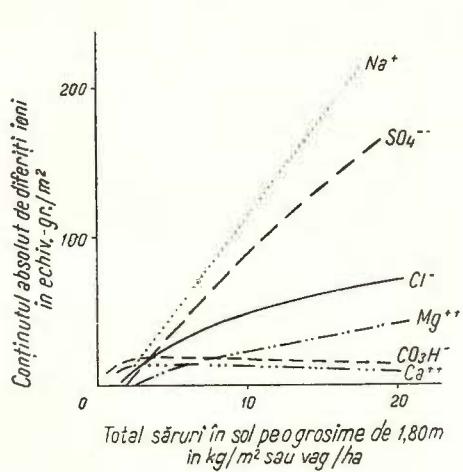


Fig. 23. — Variația conținutului absolut de diferenți ioni în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din partea estică a interfluviului Buzău – Călmățui.

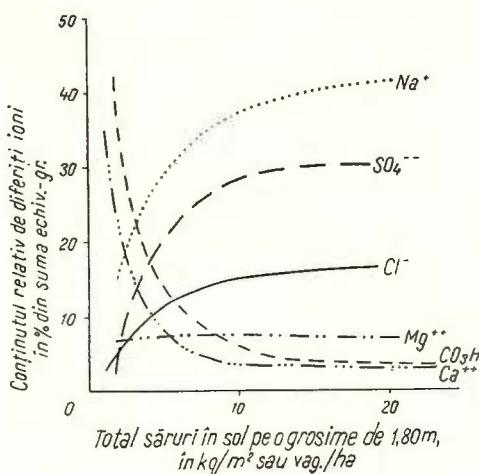


Fig. 24. — Variația conținutului relativ de diferenți ioni (după datele analizei extrasului apos) în funcție de conținutul total de săruri solubile în solurile din partea estică a interfluviului Buzău – Călmățui.

sol sub formă de $SO_4^{2-}Mg$). Așa dar tipul de salinizare în acest raion este cel sulfato-cloruro-natric (natro-magnezic). Bicarbonații apar în cantități neînsemnante; la solurile salinizate cu peste 10 kg săruri pe m², se întâlnește numai bicarbonat de Ca^{++} fapt ce reiese din suprapunerea celor două curbe (a conținutului relativ de

CO_3H^+ și Ca^{++}); la solurile ce conțin sub 10 kg săruri pe m^2 , curba de variație a conținutului relativ de Ca^{++} rămînind sub curba de variație a celei de CO_3H^- dovedește și prezența bicarbonatului de natriu (sau, eventual, de magneziu) alături de bicarbonatul de calciu.

Compoziția sărurilor acumulate în soluri se schimbă pe măsură ce crește conținutul total de săruri, ceea ce dovedește și aci dezvoltarea în stadii succesive a procesului de acumulare a sărurilor, deosebindu-se (pl. II):

Stadiul bicarbonato-calcic, caracteristic soluțiilor nesalinizate cu mai puțin de 2–3 kg săruri solubile pe m^2 ;

Stadiul de salinizare mixtă după anioni și natrică sau natro-magnezică după cationi, ce apare la soluri care conțin săruri solubile între 3 și 7,5 kg/ m^2 ;

Stadiul de salinizare sulfato-cloruro-natrică (natro-magnezică) (în care predomină sulfatul de natriu, alături de care se află și cantități importante de clorură de natriu) ce apare la solurile care conțin peste 7,5 kg săruri solubile pe m^2 .

Existența celor două raioane cu tip de salinizare diferit dovedește, desigur, existența unor condiții istorico-naturale deosebite în cele două părți ale interfluviului Buzău—Călmățui, și mai ales condiții hidrogeologice deosebite. După V. A. KOVDA (6, 7) tipul de salinizare cloruro-sulfatic apără obișnuit în condițiile bioclimatice de pustiu. Existența lui în partea vestică a interfluviului Buzău — Călmățui își găsește explicația, pe de o parte, în influența apelor freatiche, în a căror compozиție predomină net clorurile, iar pe de altă parte, în lipsă de drenaj a acestui raion favorabilă acumulării clorurilor. În partea estică a interfluviului, dimpotrivă, are loc o îndepărțare lentă a sărurilor mai ușor solubile și în primul rînd a clorurilor, astfel că apare o acumulare relativă a sulfatilor.

III. ACUMULAREA SĂRURILOR ÎN PARTEA SUPERFICIALĂ A SOLONCEACURILOR ȘI ÎN CRUSTELE DE SĂRURI

Acumularea sărurilor la suprafața solonțeacurilor ia aspecte diferite, aci existând tendință să se acumuleze sărurile cele mai solubile. Deși nu avem suficiente date pentru a trata această problemă în ansamblu, vom face, totuși, cîteva considerații sprijinindu-ne pe datele din tabloul 3, în care sînt redate conținuturile absolute (și relative) de săruri din cîteva cruste și probe de suprafață din solonțeacuri ce aparțin părții estice a interfluviului Buzău—Călmățui, adică raionul cu salinizare sulfato-clorurică.

Din aceste date reiese că conținutul de săruri solubile din stratul superior al solonțeacurilor poate ajunge la 4–6,4 g %, iar în cazul crustelor de solonțeacuri conținutul absolut de săruri solubile și gips poate depăși 37 g %. În ceea ce privește compoziția chimică anionică, ionul SO_4^{--} predomină, net în toate cazurile,



TABLOUL 3

Conținutul de săruri solubile în cruste de săruri sau orizontal superficial al solonțeacurilor din partea estică a interfluviului Buzău—Călmățui

Nr. crt.	Numărul profilului	Localizarea și tipul de sol	Conținutul de săruri în g/m echiv-g 100 g sol	Unitatea de măsură	Anioni				Cationi				Analist
					CO ₃ ²⁻	CO ₃ H ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	
1	I	Lacul Dulce (Ochiul Mic), (r. Brăila) Crustă minerală de solonțeac	37,27 111,604	kg/m ² echiv-g/m ² %	0,04 1,33 0,10	0,04 0,61 0,05	3,42 96,49 8,46	22,06 459,94 41,85	0,29 14,70 1,32	1,14 93,60 8,40	10,20 449,40 40,25	nedet. „ „	L. STOICA
2	1	Lacu Sărăt, (r. Brăila) Solonțeac mineral cu crusta 0–2 cm	34,40 954,60	kg/m ² echiv-g/m ² %	0,004 0,133 0,03	0,12 1,90 0,18	0,21 6,00 0,59	23,92 498,30 49,20	0,31 15,70 1,60	0,15 12,50 1,30	9,67 420,30 46,20	„ „ „	BR. IANCOVICI
3	II	Lacul Dulce (Ochiul Mare), (r. Brăila) Crusta minerală de solonțeac	22,04 638,62	kg/m ² echiv-g/m ² %	0,05 1,73 0,28	0,05 0,81 0,12	0,63 17,72 2,80	14,36 299,41 46,80	0,43 21,60 3,38	0,35 29,20 4,57	6,16 268,18 42,05	„ „ „	L. STOICA
4	1–5053	Lacul Sărăt, (r. Brăila) Solonțeac 0–2,5 cm	6,42 204,59	kg/m ² echiv-g/m ² %	0,02 0,75 0,38	0,03 0,42 0,20	1,46 41,09 20,10	2,86 60,20 29,32	0,29 14,58 7,14	0,39 27,88 13,65	1,37 59,68 29,21	„ „ „	L. STOICA
5	3–5050	Valea Encii, La SV de Traian (r. Brăila) Solonțeac 0–3 cm	5,64 181,32	kg/m ² echiv-g/m ² %	— — —	0,04 0,61 0,34	1,28 36,10 19,90	2,59 53,95 29,76	0,23 11,74 6,63	0,33 27,70 15,30	1,17 50,81 28,07	„ „ „	N. IVANOV
6	2	Lacul Sărăt, (r. Brăila) Solonțeac Mineral 0–2 cm	4,17 105,18	kg/m ² echiv-g/m ² %	0,04 1,20 1,14	0,04 0,58 0,55	0,08 2,20 2,09	2,19 48,60 46,22	1,81 9,00 8,56	0,09 7,80 7,40	0,52 35,60 33,85	0,01 0,20 0,19	BR. IANCOVICI
7	3	Lacul Sărăt, (r. Brăila) Solonțeac mineral 0–10 cm	3,53 110,67	kg/m ² echiv-g/m ² %	— — —	— 9,90 9,38	0,35 42,40 40,62	1,91 18,70 16,05	0,37 3,37 2,90	0,04 36,20 31,00	0,83 0,10 0,01	0,08 0,10 0,01	BR. IANCOVICI
8		Lacul Sărăt, (r. Brăila)	2,96 89,45	kg/m ² echiv-g/m ² %	— — —	0,03 0,45 0,50	0,38 10,62 11,90	1,61 33,64 37,60	0,25 12,28 13,70	0,06 4,74 5,30	0,64 27,73 31,00	— — —	N. IVANOV
9	4	Lacul Sărăt (r. Brăila) Solonțeac solonetizat 0–10 cm	1,48 45,30	kg/m ² echiv-g/m ² %	— — —	0,006 0,40 0,23	0,03 0,70 1,59	0,95 21,20 48,18	0,38 18,00 36,45	0,02 1,81 3,86	0,10 4,50 9,65	0,005 0,10 0,04	BR. IANCOVICI

conținutul relativ fiind în majoritatea cazurilor peste 40% (niciodată nu coboară însă sub 30%); al doilea loc îl ocupă ionul Cl^- , iar ionul CO_3H^- apare într-o proporție cu totul neînsemnată. Printre cationi predomină în compoziție ionul Na^+ (29–46%), urmat de Mg^{++} (3–15%) sau de Ca^{++} (3–16%); în cazul solurilor care prezintă o mare acumulare de gips, ionul Ca^{++} poate deveni predominant. Sărurile care apar în cruste și orizonturile superficiale ale solonceacurilor sunt deci sulfatul de natriu, sulfatul de magneziu, clorura de natriu și sulfatul de calciu (care apare, după V. A. KOVDA, sub formă de semihidrat în crustă).

CONCLUZII

1. Cantitatea de săruri solubile — calculată pe o grosime de 1,80 m — găsită în solurile salinizate și solonceacurile din interfluviul Buzău—Călmățui atinge valori maxime de 40 kg/m². În cazul solonceacurilor lacustre cantitatea de săruri solubile acumulată în sol poate depăși uneori 100 kg/m². Solurile nesalinizate conțin în general 1–3 kg săruri pe m².

Acumulațiile de săruri solubile se întâlnesc în solurile din formele de relief negative — arii depresionare cu drenaj deficent și cu apă freatică la mică adâncime. Observațiile de teren arată o strânsă legătură între intensitatea acumulației de săruri solubile în sol și adâncimea apei freatiche (fig. 2); există tendință creșterii treptate a cantității de săruri accumulate pe măsură ce scade adâncimea apei freatiche, pentru ca în cazul apelor freatiche cu adâncimi mai mici de 2–2,5 m să se constate tendința unei creșteri brusce a cantității de săruri solubile accumulate în sol.

2. Gipsul se acumulează, de obicei, alături de sărurile solubile, însă în cantități mult mai mici, ce nu depășesc în general 8–10 kg/m²; a fost întâlnit un singur caz (un solonceac lacustru) cu cantitate de gips (85 kg/m²) ce întrece mult pe cea a sărurilor solubile.

3. Carbonatul de calciu este acumulat în solurile salinizate, în general, în cantități de cca 300–400 kg/m², ce nu se deosebesc de cele din solurile nesalinizate.

Sub raportul naturii sărurilor accumulate în solurile salinizate în interfluviul Buzău—Călmățui se deosebesc două raioane: partea centrală și vestică a interfluviului Buzău—Călmățui cu salinizare cloruro-sulfatică și partea estică a interfluviului Buzău—Călmățui cu salinizare sulfato-clorurică. În ambele raioane predomină net Na^+ printre cationii solurilor salinizate.

Pe măsură ce crește conținutul total de săruri din sol se constată (fig. 17, 18, 23 și 24 și plansele I și II) o schimbare a compoziției sărurilor accumulate, fapt ce reflectă o dezvoltare în stadii succesive a procesului de acumulare a sărurilor: stadiul bicarbonato-calcic corespunzător la solurile cu mai puțin de 2–3 kg săruri pe m²; stadiul de salinizare mixtă, după anioni, și natrică, după cationi, caracteristic

solurilor cu grad de salinizare cuprins între 3—8 kg săruri la m^2 ; stadiul cloruro-sulfato-natric (în partea centrală și vestică a interfluviului) sau stadiul sulfato-cloruro-natric (natro-magnezic) (în partea estică a interfluviului) corespunzător la salinități ale solurilor de peste 8—10 kg/m². În stadiul al doilea de salinizare, în numeroase soluri din partea centrală și vestică a interfluviului Buzău—Călmățui apare și sodă.

În stratul superior al solonceacului conținutul de săruri solubile poate ajunge la 4—6,4 g %, iar în cazul crustelor de solonceacuri poate depăși chiar 37 g %. În compoziția chimică predomină sulfatul de natriu, sulfatul de magneziu, clorura de natriu și sulfatul de calciu.

Cunoașterea gradului de salinizare a solurilor și compoziția sărurilor acumulate în sol prezintă o deosebită importanță pentru stabilirea regimului de irigație. Aceasta ne dă posibilitatea aprecierii eventualității unei salinizări secundare, datorită irigării solurilor fără drenaj artificial; servește de asemenea la stabilirea normelor de irigație în vederea spălării sărurilor din solurile salinizate.

BIBLIOGRAFIE

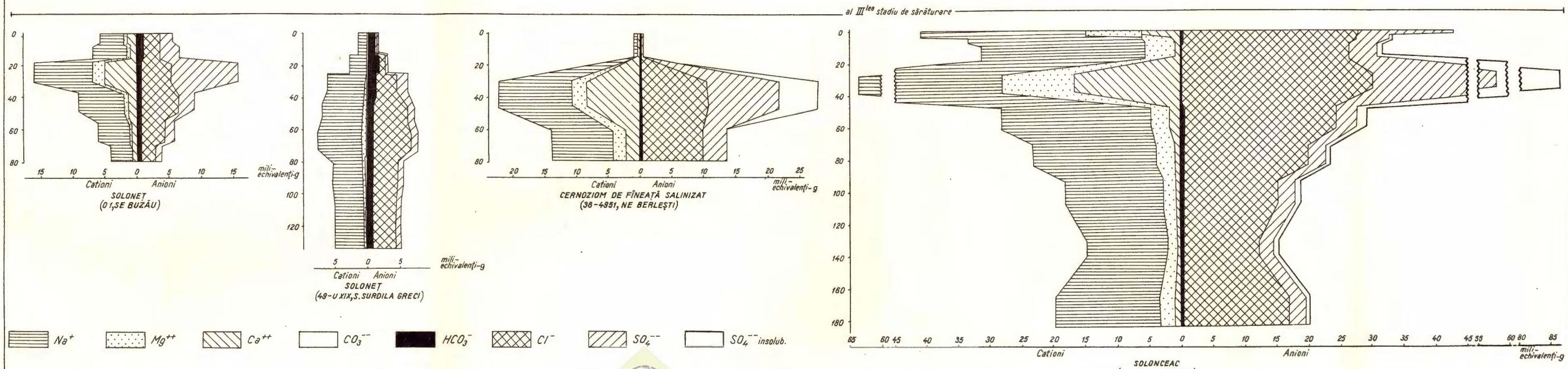
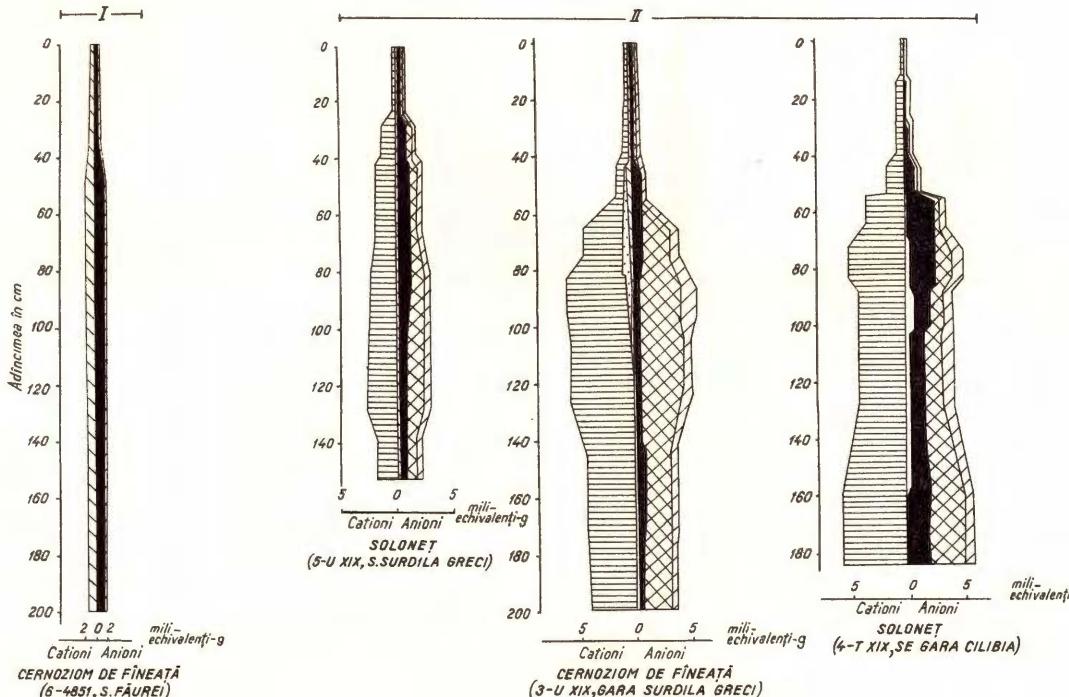
1. BAZILEVICI N. I. Tipi zasolenia prirodnih vod i pociv Barabinskoi nizmenosti. *Trudi pocivenogo Instituta im. V. V. Dokuceeva*, tom. XXXVI, partea I-a, 1953.
2. FLOREA N. Adincimea critică a apei freatici în Câmpia Brăilei. Noțiunea de adincime subcritică. *Com. Acad. R.P.R.*, t. VI, nr. 11—12, 1954.
3. FLOREA N. O nakoplenia solei v gruntovih vodah severovostocinoi ciasti rumânscoi ravnini (Uciastok među rekoi Buzău i dolinoi Kelmętua). *Pocivovedenie*, nr. 7, 1956.
4. FLOREA N. Adincimea critică a apei freatici în cîmpia subcolinară Mizil Stîlp. *Bul. științ. al Acad. R.P.R. Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice*, t. VI, nr. 4, 1954.
5. FLOREA N. Date asupra influenței apei freatici în formarea și evoluția solurilor din Câmpia Brăilei. *Analele Universității*, Seria Științelor Naturii, nr. 12, 1956.
6. KOVDA V. A. Proishojdenie i regim zasolenih pociv. Moscova, Leningrad, 1946.
7. KOVDA V. A. Geochimia pustini SSSR Doklad na V Mejdunarodnom Kongresse pocivovedov. Moscova, 1954.
8. IANCOVICI BR. Contribuții la cunoașterea corelației dintre solul și vegetația de la Lacul Sărat. *Comun. Acad. R.P.R.*, t. VI, nr. 6, 1956.
9. IONESCU-SISEȘTI G. Contribuții la cunoașterea și ameliorarea pămînturilor sărătueroase din România. *Analele ICAR*, vol. XVIII, 1946.
10. SAIDEL T. Communication préliminaire sur les sols salés de la Vallée du Călmățui. Comptes-rendus des séances de l'Institut Géologique de Roumanie, Bucarest, 1941, tom. XXV (1937).



PROFILE DE SÂRURI PENTRU SOLURI DIN PARTEA CENTRALĂ ȘI VESTICĂ A INTERFLUVIULUI BUZAU - CÂLMĂȚUI

N.FLOREA și N.IVANDY: Considerații asupra acumulării sârurilor în solurile din partea de NE a Cimpiei Române.

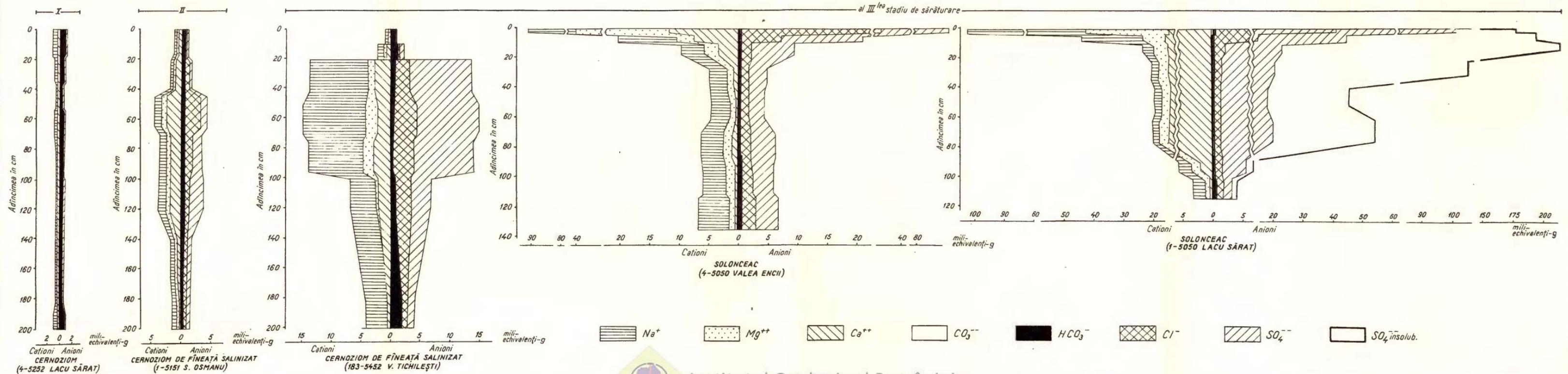
PLII



PROFILE DE SÂRURI PENTRU SOLURI DIN PARTEA DE EST A INTERFLUVIULUI BUZĂU - CÂLMĂȚUI

N. FLOREA, L. STOICA și N. IVANOV: Considerații asupra acumulării sârurilor în solurile din partea de NE a Câmpiei Române

Pt. II



СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С АККУМУЛИРОВАНИЕМ СОЛЕЙ
В ПОЧВАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУМЫНСКОЙ
НИЗМЕННОСТИ (УЧАСТОК МЕЖДУ РЕКОЙ БУЗЭУ И ДОЛИНОЙ
КЭЛМЭЦУЙ)

Н. ФЛОРЯ, Л. СТОЙКА, Н. ИВАНОВ

(Краткое содержание)

Авторы настоящей работы сделали следующие основные выводы:
Количество растворимых солей, высчитанное на мощности пласта в 1,80 м, обнаруженное в засоленных почвах и солончаках междуречья Бузэу—Кэлмэцуй, достигает максимальных значений в 40 кг/м² (соответственно 40 ваг/га) или 1300 экв. г/м². В случае озерных солончаков, количество растворимых аккумулированных в почве солей, может превзойти иногда 100 кг/м². Незасоленные почвы содержат в общем 1—3 кг солей на м².

Найбольшие аккумуляции растворимых солей выявлены в отрицательных формах рельефа — депрессионных ареалах, в которых обычно отсутствует дренаж, а грунтовая вода находится на небольшой глубине.

Полевые наблюдения указывают на некоторую тесную связь между интенсивностью аккумуляции растворимых солей в почве и глубиной грунтовых вод (рис. 1); существует тенденция постепенного повышения количества аккумулированных солей по мере снижения глубины грунтовых вод; в случае меньших глубин грунтовых вод, нежели 2—2,5 м, была установлена тенденция резкого повышения количества растворимых солей, аккумулированных в почве.

Гипс аккумулируется, главным образом, одновременно с растворимыми солями, но в значительно меньшем количестве, в общем, не превосходящим 8—10 кг/м²; был выявлен единственный случай (озерного солончака), где было обнаружено большое количество гипса (85 кг/м²), на много превосходящее количество растворимых солей.

Углекислый кальций аккумулируется в засоленных почвах, количеством в общем, приблизительно в 300—400 кг/м², ничем не отличаясь от количества аккумулированного в незасоленных почвах.

С точки зрения химического качественного состава аккумулированных солей в засоленных почвах в междуречье Бузэу—Кэлмэцуй выделены две области с различно засоленными типами: западная и центральная части междуречья Бузэу—Кэлмэцуй, с сульфатно-хлоридной засоленностью и — восточная часть междуречья Бузэу—Кэлмэцуй — со хлоридно-сульфатной



вой засоленностью. В обеих областях, в засоленных почвах, между катионами, несомненно преобладает Na.

По мере возрастания валового содержания солей в почве, установлено (рис. 16, 17, 22 и 23, чертеж I и II), что состав аккумулированных солей изменяется, доказывая свое развитие по стадиям процесса аккумуляции солей. Были выделены следующие 3 последовательных стадий засоления: двууглекисло-кальциевая стадия для почв с меньшим количеством солей, нежели 2—3 кг солей на m^2 ; стадия смешанной засоленности по анионам и натриевая — по катионам, характерным для почв со степенью засоленности между 3—8 кг солей на m^2 ; хлоридно-сернокисло-натриевая стадия — для центральной и западной частей междуречья, соответственно хлоридно-сульфатно-натриевая (натриево-магниевая) стадия — для восточной части междуречья, это для засоленных почв, в которых количество солей превосходит 8—10 кг/ m^2 .

Во второй стадии засоленности, в западной и центральной частях междуречья Бузэу—Кэлмэцуй, выявлена в многочисленных почвах и сода.

Валовое содержание растворимых солей в верхних слоях солончака может достигнуть 4—6,5 %, а в случае солончаковых корок может пре-взойти даже 37 %. В химическом составе преобладают сульфат натрия, сульфат магния, сульфат кальция.

CONSIDÉRATIONS SUR L'ACCUMULATION DES SELS DANS LES SOLS DE LA PLAINE ROUMAINE DU NE (SECTEUR ENTRE VALEA BUZĂULUI ET VALEA CĂLMĂȚUIULUI)

PAR

N. FLOREA, L. STOICA, N. IVANOV

(Résumé)

De ce travail se détachent les conclusions suivantes :

La quantité de sels solubles, calculée sur une épaisseur de 1,80 m dans les sols salins et les solonchaks de la plaine interfluviale Buzău—Călmățui atteint des valeurs maxima de 40 kg/ m^2 (respectivement 40 vag/ha) ou 1 300 équiv.-gr/ m^2 . Au cas des solonchaks lacustres la quantité de sels solubles accumulés dans le sol peut dépasser parfois 100 kg/ m^2 . Les sols non-salins contiennent, en général, 1—3 kg sels par m^2 .



Les plus grandes accumulations de sels solubles sont rencontrées dans les formes de relief négatives — aires de dépression — lesquelles, en général, sont exemptes de drainage et dont la nappe d'eau phréatique se trouve à petite profondeur. Les observations de terrain laissent voir une relation étroite entre l'intensité de l'accumulation de sels solubles dans le sol et la profondeur de l'eau phréatique (fig. 1). Notons la tendance d'une augmentation progressive de la quantité de sels accumulés au fur et à mesure que diminue la profondeur de l'eau phréatique; dans le cas des eaux phréatiques se trouvant à une profondeur au-dessus de 2—2,5 m l'on constate une tendance d'augmentation brusque de la quantité de sels solubles.

Le gypse s'accumule, généralement, auprès des sels solubles, mais en quantité beaucoup plus réduite, qui ne dépasse pas 8—10 kg/m². Dans un seul cas (un solonchak lacustre) a été rencontrée une grande quantité de gypse (85 kg/m²) qui dépasse de beaucoup celle des sels solubles.

Le carbonate de calcium est accumulé dans les sols salins, en quantité variant de 300 à 400 kg/m², qui ne diffère pas de celle des sols non-salins.

Au point de vue de la composition chimique qualitative des sels accumulés dans les sols salins, la plaine interfluviale Buzău—Călmățui comprend deux districts à salinisation différente, à savoir: la zone centrale et occidentale de la plaine interfluviale Buzău—Călmățui à salinisation chlorurosulfatique et la zone orientale à salinisation sulfato-chlorurique. Dans les deux districts, les sols salins accusent la prédominance nette du Na⁺.

Au fur et à mesure qu'augmente le taux des sels dans le sol, on constate (fig. 16, 17, 22 et 23, pl. I et II) que la composition des sels accumulés change, témoignant d'un développement par stades du processus d'accumulation des sels. On a distingué 3 stades successifs de salinisation: le stade bicarbonato-calcique pour les sols ayant moins de 2—3 kg sels par m²; le stade de salinisation mixte selon les anions et sodique selon les cations, caractéristique pour les sols à degré de salinisation entre 3 et 8 kg sels par m²; le stade chloruro-sulfato-sodique dans la zone centrale et occidentale de la plaine interfluviale, respectivement le stade sulfato-chloruro-sodique dans la zone orientale de la plaine interfluviale. Ces stades correspondent à des salinisations dépassant 8—10 kg/m². En ce qui concerne le deuxième stade de salinisation, dans les zones centrale et occidentale de la plaine interfluviale Buzău—Călmățui, beaucoup de sols renferment également de la soude.

Dans la couche supérieure du solonchak, la teneur totale en sels solubles peut atteindre 4—6,5g%, tandis que dans les croûtes de solonchaks elle peut s'élever jusqu'au-dessus de 37g%. Dans la composition chimique prédominent le sulfate de sodium, le sulfate de magnésium, le chlorure de sodium et le sulfate de calcium.



DATA ON THE ACCUMULATION OF SALTS WITHIN THE SOILS OF
NORTH-EASTERN RUMANIAN PLAIN (AREA BETWEEN THE RIVERS
BUZĂU AND CĂLMĂȚUIU)

BY

N. FLOREA, L. STOICA, N. IVANOV

(Abstract)

The principal conclusions of this paper are:

The amount of soluble salts — evaluated at a thickness of 1,80 m — in saline soils and solonchaks from the interfluve Buzău—Călmățui reaches maximum values of 40 kg/m² (respectively 40 vag/ha) or 1300 equiv-gr/m². In lacustrine solonchaks, the amount of soluble salts accumulated in soil sometimes exceeds 100 kg/m². The unsalinized soils usually contain 1—3 kg salts/m².

The largest accumulations of soluble salts occur generally in deep seated zones, which almost always completely lack drainage and have phreatic ground water at little depth. The field data show a closely relationship between the intensity of accumulation of soluble salts in soil and the depth of the phreatic ground water (fig. 1). The amount of salts gradually increases with diminishing depth of phreatic ground water, while in case of phreatic ground water at above 2—2,5 m depth, a sudden increase of soluble salts accumulated in soil was stated.

Gypsum, as a rule, accumulates besides soluble salts, but in a much smaller amount, not exceeding 8—10 kg/m². Only in one case (a lacustrine solonchak) the amount of gypsum (85 kg/m²) exceeds by far that of soluble salts.

The calcium carbonate usually accumulates in salinized soils, in quantities of about 300—400 kg/m², which do not differ from those in the unsalinized soils.

On account of the qualitative chemical composition of salts accumulated in the salinized soils from the interfluve Buzău—Călmățui, two districts with different salinisation type were separated: in the middle and western part of the interfluve Buzău — Călmățui a chloride-sulfate salinisation and in the eastern part a sulfate-chloride salinisation. In both districts, in salinized soils, the Na⁺ cations are predominant.

With the increase of the total amount of salts in soil (fig. 16, 17, 22 and 23) (pl. I and II) a change in the composition of accumulated salts was stated, proving a development by stages of the accumulation process of salts. Three salinisation stages were distinguished: 1. The bicarbonate-calcium stage for soils having less than 2—3 kg salts/m²; 2. The stage called mixed salinisation stage according to anions and sodic salinisation stage according to cations, characteristic for soils with 3—8 kg salts/m²; 3. The chloride-sulfate-sodium stage in the middle and western



part of the interfluve, respectively the sulfate-chloride-sodium in the eastern part of the interfluve, both for salinisation in soils having more than 8—10 kg/m².

Within the second salinisation stage in several soils from the middle and western part of the interfluve Buzău—Călmățui, soda occurs too.

The total amount of soluble salts in the upper layer of solonchak may reach up to 4—6,5 g % and in solonchak crusts may even exceed 37 g %. In the chemical composition, sodium sulfate, magnesium sulfate, sodium chloride and calcium sulfate are dominant.





Institutul Geologic al României

PROCESE DE EROZIUNE A SOLURILOR ÎN PARTEA DE VEST A PLATFORMEI COTMEANA

DE

ANGELA POPOVĂȚ, CAMELIA RAPAPORT, I. DRAGU

Lucrarea de față se referă la interfluviul Olt—Vedea, la nord de linia Slatina—Corbu pînă în rîul Topolog. Acest sector cuprinde luncile rîurilor Olt, Vedea, Topolog și ale afluenților lor, terasele Oltului și Platforma Cotmeana. Interfluviul se prezintă ca o suprafață relativ plană ce coboară în trepte spre Olt și brusc spre Topolog (planșa 1).

Luncile rîurilor Olt și Topolog sunt bine dezvoltate, avînd lățimi de respectiv cca 2–3 km și 1–1,5 km; lunca rîului Vedea este mai slab dezvoltată și de la sud la nord apare din ce în ce mai fragmentar, pînă ce dispare complet în partea de nord.

Terasele Oltului, reprezentate prin nivelele superioare (70–100 m; 55–90 m; 40–50 m) (2), se desfășoară pe o lățime de cca 5–7 km, cu o slabă înclinare spre vest și sud, fiind brăzdate de văi care-și au obîrșia, fie în cuprinsul platformei, fie în cuprinsul teraselor. Ele apar acoperite de depozite cu o textură variată și din ce în ce mai fină cu cît sunt mai aproape de platformă.

Platforma Cotmeana apare ca o suprafață plană înclinată spre sud (pantă cca 5°/₀₀), altitudinile absolute fiind cuprinse, de la sud la nord, între 200 și 500 m. Platforma este fragmentată în sud de văi puțin adânci, cu direcție predominantă nord—sud; spre nord, fragmentarea se accentuează treptat și văile se adâncesc avînd o direcție predominantă nord-est — sud-vest. Platforma Cotmeana este acoperită de un depozit fin argilos, slab carbonatic, sub care apar pietrișurile levantine; la baza acestora, la mare adâncime (pînă la 120 m), apar marnele levantine care constituie suportul impermeabil al stratului acvifer¹⁾.

Datele climatice existente (3) ne indică o mijlocie a temperaturii anuale de 10,6° (Strihareț) și 10,2° (R. Vîlcea) și o mijlocie anuală a precipitațiilor de 515,7 mm

¹⁾ N. ONCESCU, I. MOTĂȘ, V. DRAGOȘ. Raport preliminar asupra problemei apei potabile în Platforma Cotmeana. Arh. Com. Geol., 1948.

(Striharet) și 707,5 mm (R. Vilcea). Cea mai mare cantitate de precipitații cade în lunile mai și iunie; în ianuarie și februarie se înregistrează un minimum. Sectorul studiat se caracterizează prin formula climatică Dfax în sud și Dfbx în centru și nord (1).

Vegetația naturală prezintă o succesiune zonală (pl. II); în sud apar cîteva păduri mari de *Quercus frainetto*, dar mai ales resturile acestora (petece reduse sau arbori izolați); spre nord, în componența pădurilor apare din ce în ce mai frecvent *Quercus petraea*, care ocupă la început versanții nordici, în timp ce, pe locurile plane sau slab înclinate cu expoziție sudică sau estică se menține *Quercus frainetto*. La nord de valea Cungrei, acolo unde platforma este puternic fragmentată, *Quercus petraea* începe să predomine și pe unii versanți sudici, în timp ce pe versanții umbrăti apare *Fagus silvatica*, care ajunge să formeze păduri încheiate pe pantele umbrite din nordul sectorului. În pădurile de *Quercus frainetto*, bătrâne, bine încheiate, vegetația ierboasă este reprezentată prin diverse asociații de *Carex* și *Poa pratensis*, iar în pădurile tinere și lăstărișuri—prin asociația de *Agrostis tenuis*. În pădurile de *Quercus sessilis*, pe pantele umbrite se înstalează asociația de *Festuca montana*, de *Carex pilosa*, etc., iar pe pantele însozite, asociația de *Poa pratensis*. În pădurile de fag vegetația ierboasă este slab reprezentată.

Vegetația naturală ierboasă (pajiști) s-a păstrat numai pe suprafețe restrînse din cauza luării masive în cultură a terenurilor despădurite. În aria de răspîndire a pădurilor de *Quercus frainetto* întîlnim, în pajiști, asociația de *Poa pratensis* pe suprafețele plane și de *Andropogon ischaemum* pe pantele însozite și erodate; spre limita nordică a acestor păduri și chiar în pădurile de *Quercus petraea* și *Fagus silvatica* apare și asociația de *Agrostis tenuis* pe suprafețele plane sau slab depresionare; pe alocuri, în această asociație apare și *Nardus stricta*.

Corespondator schimbărilor bio-climatice, precum și condițiilor specifice de relief, litologie și vîrstă relativă se constată o succesiune zonală a solurilor, de la sud la nord, precum urmează: 1. Soluri silvestre brune pseudogleizate și soluri silvestre brune slab și mediu podzolite pseudogleizate, în jumătatea de sud a sectorului; 2. Soluri podzolice pseudogleice, în partea de nord¹⁾). Subliniem că această zonalitate se menține și pe terasele Oltului, cu excepția părții de sud a acestora, unde se întîlnesc și soluri silvestre brune-roșcate, care reprezintă aici extremitatea nordică a ariei lor de răspîndire.

Solurile silvestre brune pseudogleizate și silvestre slab și mediu podzolite pseudogleizate, predominante în partea de sud, au o fertilitate scăzută din cauza insușirilor hidro-fizice nefavorabile și a regimului deficient al substanțelor nutritive. Aceste soluri prezintă, fără excepție, sub orizontul A, gros de 18–20 cm, un orizont

¹⁾ ANGELA POPOVĂȚ și CAMELIA RAPAPORT. Raport asupra cercetărilor pedologice în sectorul Olt—Vedea—Topolog. Arb. Col. Pedol. Acad. R.P.R., 1960.

B puternic dezvoltat, argilos pseudogleizat, nestructurat în perioadele cu exces de umiditate și foarte compact, uscat și cu dese crăpături în perioadele de uscăciune.

Solurile podzolice pseudogleice, larg răspândite în jumătatea de nord a sectorului, au de asemenea o fertilitate redusă, prezintă un profil cu orizonturi genetice bine diferențiate. Ele prezintă un orizont A₂ bine conturat, în diferite grade de dezvoltare și un orizont B bine dezvoltat și intens pseudogleizat. Sunt soluri acide, clar diferențiate textural, mesobazice ($V = 57-73\%$) sau oligo-mesobazice ($V = 35-55\%$) în terenurile cultivate și oligobazice ($V = 20-40\%$), sub păduri.

Sub aspectul general al eroziunii, sectorul studiat se prezintă ca o asociere de suprafețe plane și pante erodate. Apare clară existența a trei raioane de eroziune (pl. III):

1. Raionul sudic (57% din suprafața totală a sectorului), care se întinde până în valea Gugului;
2. Raionul central, de tranziție (16,4%), între valea Gugului și pîrîul Cungrei;
3. Raionul nordic (26,9%), între pîrîul Cungrei și rîul Topolog.

Gradele de eroziune de suprafață indicate pe hartă au fost stabilite după criteriul Bennett-Sobolev adaptat la scara hărții și specificul regiunii studiate. Eroziunea de adincime, care afectează suprafețe întinse, a fost indicată pe harta eroziunii prin semne (pl. III).

Dăm mai jos un tabel cu repartitia diferitelor grade de eroziune pe raioane (în % din suprafața totală a fiecărui raion):

Raioane de eroziune	Suprafața totală a raionului (kmp)	Acumulări (%)	Eroziune neapreciabilă (%)	Eroziune slabă și moderată (%)	Eroziune puternică și foarte puternică (%)	Eroziune excesivă (%)
Raionul sudic	785	11,6	56,3	19,3	11,3	1,5
Raionul central	240	12,9	43,7	4,6	18,8	20,0
Raionul nordic	440	19,5	20,4	9,2	10,2	40,7

Gradele de eroziune și repartitia lor pe raioane sunt determinate de o serie de factori, care acționează în strânsă interdependență.

Energia de relief din ce în ce mai accentuată de la sud la nord, favorizează o creștere a desimii rețelei hidrografice în aceeași direcție (0,3 în raionul sudic, 0,5 în raionul central și 0,8 în raionul nordic), fapt care determină fragmentarea platformei și dezvoltarea eroziunii.

Văile care fragmentează platforma, atât cele din sud, cât și cele din nord, prezintă un profil asimetric, cu versanți estici mai puțini înclinați decât cei vestici, fapt care determină existența unor grade diferite de eroziune pe acești versanți (pl. IV, V, VI).

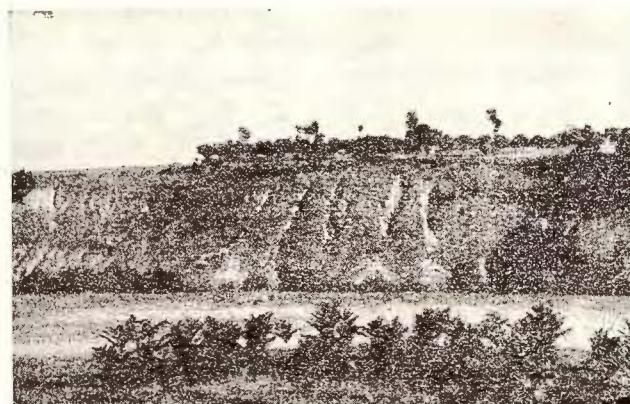


Fig. 1. — Șiroiri și ogașe pe versantul estic al pârâului Cungra.

Dacă în sud văile apar cu versanți lini, cu înclinare de cca $4-10^\circ$, cu fenomene atenuate de eroziune și accentuate de acumulare, în nord predomină pantele abrupte



Fig. 2. — Ravenă activă în interfluviul Trepteanca—Bolovanu.

($15-25^\circ$), care prezintă puternice și variate fenomene de eroziune, atât în suprafață, cât și în adîncime (pl. IV, V, VI și fig. 1, 2, 3, 4).

Datorită energiei de relief, determinată de astă dată de diferența dintre nivelele de bază ale râurilor Vedea și Olt (cca 100 m), eroziunea este mai accentuată în vestul sectorului, mai ales în raionul central, unde văile afluențe Oltului sînt mai adîncite (pl. V).

Schimbările climatice, de la sud la nord, dar mai ales regimul de precipitații, contribuie de asemenea la diferențierea celor trei rajoane de eroziune amintite. Regimul ploilor, cu caracter torențial în lunile mai și iunie și perioada de uscăciune de la începutul primăverii, favorizează, mai ales în raionul nordic, spălarea solului



Fig. 3. – Ruptură cauzată de despăduriri, în raionul central.

de pe interfluviile înguste. Această spălare este favorizată și de textura mai grosieră (mijlocie) și lipsa structurii glomerulare stabile în orizonturile de suprafață ale solurilor podzolice pseudogleice, care permit antrenarea pe pante a particolelor



Fig. 4. – Aspectul pantelor neuniform împădurite din raionul nordic; panta vestică a văii Urleacului.

prin scurgerile de suprafață ale apei ce nu se poate infiltra din cauza grelei permeabilități a orizontului B. Caracterul torențial al ploilor determină de asemenea adâncirea regresivă a ravenelor și eroziunea excesivă a solurilor de pe pante, de cele mai multe ori pînă la apariția pietrișului la zi.

În raionul sudic cu precipitații mai reduse, pe fîșia îngustă din imediata vecinătate a pantelor (pl. IV), are loc de asemenea spălarea orizonturilor de suprafață ale solurilor silvestre brune pseudogleizate. Materialul antrenat astfel prin surgerile de suprafață este depus pe pantele line, îngroșind pe alocuri orizonturile superioare ale solurilor. Pe unele pante se stabilește uneori o compensație între eroziune și acumulare, astfel că orizontul A apare normal dezvoltat.

În fiecare raion, microclima determină dezvoltarea anumitor grade de eroziune. Pantele cu expoziție sudică și estică apar mai puternic afectate de eroziune față de cele cu expoziție nordică și vestică, mai slab erodate, fapt ce ar putea fi datorit atât profilului asimetric al acestor pante cât și microclimei care determină diferențierea floristică a vegetației pe pantele cu diferite expoziții (pl. IV, V).

Vegetația naturală este mai săracă și mai slab încheiată pe pantele însorite, erodate, fiind reprezentate îndeosebi prin asociația xerofilă de *Andropogon ischaemum* în sud și *Festuca pseudovina*, în nord. Pe pantele nordice și nord-vestice umbrite predomină asociația mesofilă de *Agrostis tenuis* care, atunci cînd prezintă un grad mare de acoperire, joacă un rol destul de important în stăvilirea eroziunii. Totodată, datorită faptului că plantele anuale din asociațiile mesofile nu pot juca același rol în fixarea solului ca plantele perene, rolul de stăvilire a proceselor de eroziune este diminuat în primul caz, în mare măsură. Asociațiile de plante xerofile pot juca și ele, desigur, un rol de bază în stăvilirea eroziunii, dar numai atunci cînd apar în asociații bine încheiate (cum apare frecvent *Andropogon ischaemum*).

Vegetația lemnoasă ar fi trebuit desigur să frîneze activ eroziunea, mai ales în raionul nordic, unde apare ca masive păduroase pe pante (pl. II). Eroziunea excesivă cuprinde totuși, aproape exclusiv pantele puternic inclinate din nordul sectorului, deși ele prezintă maximum de împădurire (pl. III). Acest fapt se explică prin tăierile rase repetitive efectuate nerățional, în timp foarte scurt, fapt ce a determinat formarea a numeroase viroage care, cu timpul, s-au transformat în rîpi uriașe, întreținute și de regimul ploilor amintit. Arboretul tînăr instalat în urma tăierilor rase nu reușește să stăvilească procesele de eroziune declanșate imediat după tăiere (fig. 5, 6, 7).

În raioanele central și sudic, pe pante relativ mai line, pădurile de *Quercus frainetto*, deși mai bine dezvoltate, nu pot stăvili întru totul eroziunea din cauza faptului că sub aceste păduri relativ bine încheiate, pătura vie și litiera sănt slab dezvoltate. De altfel, în aceste raioane, pădurile se află pe interfluvii și au o răspîndire mai restrînsă pe pante unde se lasă cîmp liber acțiunii de erodare.

Modul de folosință a terenului, în care se reflectă de fapt activitatea omului, a contribuit de asemenea la diferențierea gradelor de eroziune. Defrișările pădurilor de pe interfluvii înguste, tăierile rase în mod repetat și nerățional pe pante, modul deficit de lucrare a solurilor pe linia de cea mai mare pantă, lipsa unor asolamente raționale, păsunatul intensiv, sănt doar cîteva din exemplele de activitate negativă a omului, care au dus la degradarea terenurilor pe mari suprafețe.



Fig. 5. — Ogașe formate după despădurire recentă.



Fig. 6. — Ravenă în dezvoltare.

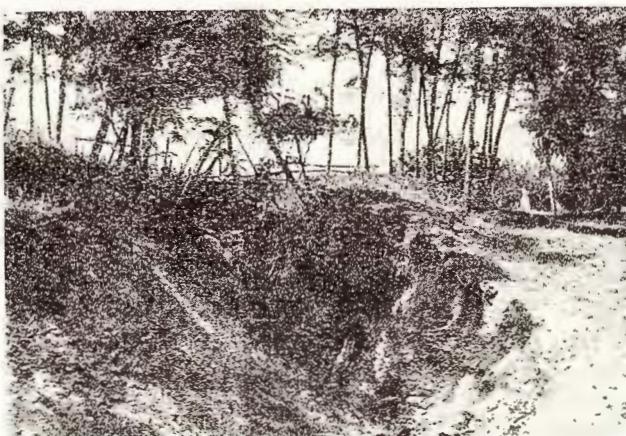
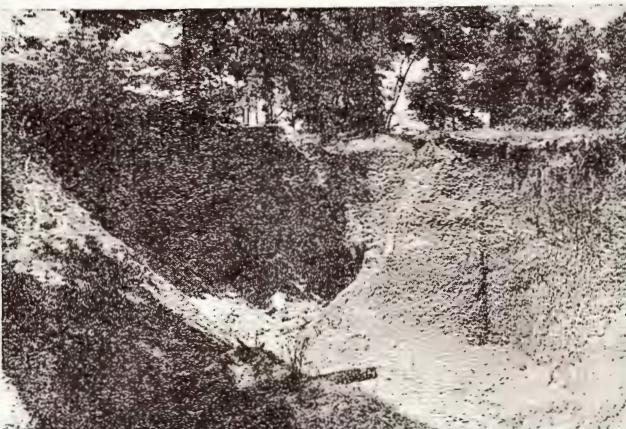


Fig. 7. — Ravenă înaintând în pădure (interfluviul Cuca – Măcăi).



Dăm mai jos caracterizarea celor trei raioane de eroziune.

Raionul sudic se caracterizează prin predominanța suprafețelor plane, fie dispuse în trepte ușor inclinate, cum apar terasele Oltului, fie ca interfluvii largi ale Platformei Cotmeana (pl. III, IV).

Eroziunea slabă și moderată apare pe versanții estici cu înclinări între 4—10° ai văilor Plapcea Mare, Plapcea Mică, Negrișoara etc. și pe ambii versanți spre obîrșia văilor Săltăneasa, Măgarului, Vizuinii, Teslui, Osica, etc. Pe acești versanți eroziunea slabă și moderată se asociază cu procese de acumulare, care uneori dau versanților o formă convexă. Pe alocui, mai ales în partea inferioară a cursului apelor, eroziunea de adâncime sub formă de șiroiri și ogășe brăzdează versanții, atât pe porțiunile erodate, cât și pe cele cu acumulare. Pe acești versanți apar de asemenea alunecări, în parte stabilizate, care și ele sunt afectate de eroziunea în adâncime. În general, obîrșile văilor, unele văi afluente scurte, cât și pantele teraselor nu sunt afectate de eroziunea de adâncime, aici predominând formele de acumulare.

Eroziunea puternică și foarte puternică cuprinde în raionul sudic versanții vestici mai înclinați și mai scurți ai văilor Plapcea Mare, Plapcea Mică și Negrișoara, ambii versanți ai văilor scurte de pe terasele Oltului (V. Racovăț, Recea, Comănița), precum și versanții estici ai văilor Teslui, Săltăneasa, Dîrjav etc. (pl. III, IV).

În acest raion, eroziunea excesivă apare cu totul local, pe unele pante ale teraselor Oltului (mai ales acolo unde nivalele inferioare au fost erodate) și pe unele pante vestice puternic înclinate.

În raionul sudic, atât terasele cât și Platforma Cotmeana sunt aproape exclusiv cultivate; doar cîteva petece izolate de păduri și suprafețe restrînse de livezi și vîi îintrerup uniformitatea peisajului (pl. II). Fenomenele de eroziune observate pe pantele văilor din acest raion se datoresc în cea mai mare parte, lucrărilor nerationale pe linia de cea mai mare pantă, precum și folosirii unui asolament nerational, care favorizează antrenarea orizontului de humus pe pantă. Deși în acest raion extinderea eroziunii nu reprezintă un pericol imediat, totuși trebuie să existe preocuparea permanentă pentru îndepărtarea cauzelor amintite de declanșare și extindere a eroziunii. Printre primele măsuri, ar trebui evitata prășitoarele din asolamente sau folosirea lor concomitent cu lucrări de conservare a solurilor. Trebuie total înălăturate arăturile pe linia de cea mai mare pantă.

Raionul central. În acest raion, datorită creșterii energiei de relief, atât interfluviiile platformei cât și terasele Oltului se îngustează treptat. Totuși interfluviiile și terasele nu prezintă eroziune de suprafață; ele au fost incluse în grupa eroziunii neapreciabile.

În acest raion, suprafețele afectate de eroziune slabă și moderată se limitează la versanții de la obîrșia văilor (V. Gugului etc.), precum și la o fîșie îngustă



a platformei sau teraselor, în imediata vecinătate a versanților văilor care le brăzdează.

Eroziunea puternică și foarte puternică afectează parte din pantele teraselor și versanții din treimea superioară a văilor Cungrea, Cungrișoara și Gugului.

Eroziunea excesivă își găsește, în raionul central, o mare dezvoltare; ea afectează versanții cu înclinare de 15° – 25° ale văilor Cungra, Cungrișoara, Gugului etc., cît și pantele teraselor.

În raionul central, suprafețele cultivate rămân, în general, doar pe terenurile plane ale teraselor și platformei, în timp ce pantele mai line sunt ocupate de livezi, iar cele mai abrupte de păduri. Porțiunile de versanți care se cultivă prezintă același pericol privitor la extinderea eroziunii ca și în raionul sudic. Pe lîngă recomandările privitoare la lucrarea rațională a solurilor, se impun aici și anumite măsuri privind folosința terenurilor. Credem că pe pantele mai line, extinderea livezilor combinate cu perdele antierozionale sau cu benzi-tampon, garduri vii pe curbe de nivel, canale de coastă, etc. ar avea un dublu rezultat: pe de o parte ar împiedica extinderea eroziunii și pe de altă parte ar avea o mai mare eficiență economică. Deasemenea ar fi indicat ca obârșile văilor și ravenelor mari să fie împădurite pentru a se împiedica înaintarea lor. O atenție deosebită trebuie acordată aici pantelor abrupte care, deși sunt parțial împădurite, prezintă puternice fenomene de eroziune. Împădurirea masivă a acestor pante, o atenție deosebită în ceea ce privește tăierile pădurilor existente, lucrări speciale de stăviliere a avansării ravenelor, împiedicarea strictă a pășunatului în păduri, sunt doar câteva dintre măsurile care trebuie luate pentru a frâna extinderea eroziunii.

Raionul nordic. În acest raion, datorită puternicii fragmentări a platformei, interfluviile se îngustează mult, căpătând, pe alocuri, aspect de dealuri cu culmi înguste, ușor bombate, adeseori tăiate de afluenți prin eroziune regresivă (pl. III, VI). În acest raion, suprafețele plane ale platformei cu eroziune neapreciabilă se întâlnesc insular, ca de exemplu pe porțiuni din interfluviile V. Trepteanca – V. Cungrei, V. Trepteanca – Valea cu Apă, R. Vedea – V. Cungrei, etc. Terasele Oltului, bine dezvoltate și în acest raion, sunt în întregime neerodate, ceea ce le deosebește de restul peisajului; ele au fost separate, din această cauză, într-o subunitate a raionului nordic.

Dacă vorbind de eroziunea slabă și moderată, în raioanele sudic și central, ne-am referit aproape exclusiv la versanți, în raionul nordic aceste grade de eroziune afectează doar porțiuni foarte reduse din pantele teraselor; în cuprinsul platformei eroziunea slabă și moderată se întâlnește numai pe unele interfluvii înguste, ca de exemplu V. Cungrei – V. Bolovanu, V. Trepteanca – V. Stăneasa, V. Stăneasa – V. Ursana, etc.



În raionul nordic, în afară de unele pante ale teraselor întâlnim eroziunea puternică și foarte puternică și pe porțiuni ale interfluviilor foarte înguste (Ursana — Topolog, Topolog — Valea cu Apă, Valea cu Apă — Trepteanca), precum și izolat, pe versanții estici ai unor văi. Panta vestică spre R. Vedea este în întregime afectată de aceste grade de eroziune (pl. VI).



Fig. 8. — Ravenă activă care distrugе prin eroziune regresivă șoseaua Cuca — Vitomirești.

Sanții acestor afluenți au pereți abrupti, verticali, cu pietriș la zi, văile căpătind în întregime aspect de rîpă (fig. 9).

Materialul rezultat prin erodarea suprafețelor amintite mai sus este transportat și depus mai ales în luncile văilor secundare.

Aceleași probleme de ordin practic menționate pentru raionul central se pun, în mod mult mai acut însă, și pentru raionul nordic. Aici ravenele tind să taiе interfluviile, reducind nu numai suprafețele cultivate, ci tăind drumurile de culme și deci legătura între sate. Pericolul extinderii eroziunii, care în sud se reduce numai la versanții puternic înclinați, cuprinde aici și interfluviile înguste. Acest fapt face ca în acest raion lucrările de combatere a eroziunii să fie mai dificile, ele trebuind să fie îndreptate atât spre prevenirea cauzelor care declanșează eroziunea propriu-zisă, cât și spre combaterea fenomenelor de eroziune existente în prezent pe versanți și interfluvii.

Eroziunea excesivă își găsește maximum de dezvoltare în raionul nordic, afectând majoritatea pantelor din acest raion (V. Cungrei, V. Trepteanca, Valea cu Apă, etc.).

Eroziunea de adâncime este un însotitor permanent al eroziunii puternice și foarte puternice de suprafață, în întregul sector. Ea este reprezentată prin toate formele — de la șiroiri și ogașe până la ravene puternic ramificate. Alunecările sunt deasemenea frecvente, mai ales la baza pantelor. Eroziunea de adâncime se asociază cu eroziunea excesivă de suprafață, atingând maximum de dezvoltare în raionul nordic, unde ia proporții uriașe și pricinuiește pagube mari economiei locale. Afluenții secundari, scurți, cu aspect de ravene adâncite torrential, îngustează treptat culmile înguste ale platformei, distrugând păduri, drumuri, suprafețe arabile etc. (fig. 8). Uneori ver-

Institutul de Studii și Proiectări Forestiere, într-un studiu tehnico-economic recent¹⁾ face propuneri pentru ameliorarea terenurilor degradate din afara patrio-niului forestier, care se pot ameliora numai prin lucrări cu caracter silvic. În acest studiu care se referă la bazinile Oltului și Călmățuiului — cuprinzând deci și regiunea cercetată de noi — se arată că în anul 1938 s-au efectuat pe teritoriul comu-

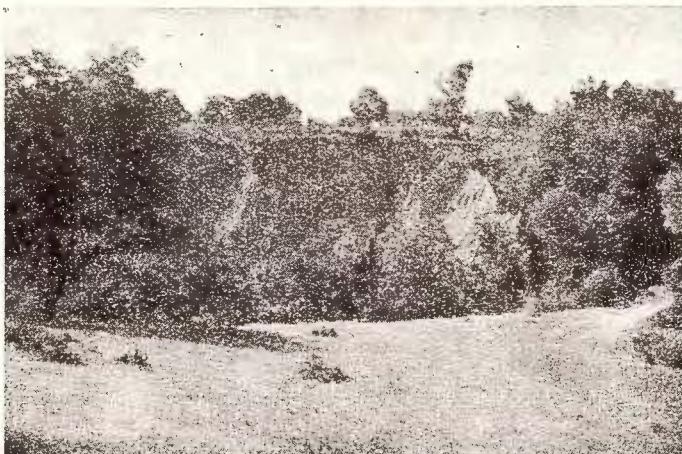


Fig. 9.—Afluent cu aspect de rîpă; interfluviul Trepteanca — Stăneasa.

nelor Stoilești, Dobrești și Vitomirești (raionul nordic) lucrări de împădurire pe o suprafață de 1 300 ha, iar în anul 1952 pe teritoriul comunei Ciomăgești pe o suprafață de 988 ha. Tot în acest studiu se fac propuneri pentru constituirea perimetrelor de ameliorare și de extindere a perimetrelor deja constituite pe o suprafață de 2 118 ha pe teritoriul comunelor Valea Mare, Curtișoara, Teslui, Comănița, Oporelu, Cucuiuți, Urluiasca, Verguleasa, Otești, Dienci, Dobroteasa, Sîmburești, Dejești, Casa Veche—Olanu, Galicea și Stoilești.

Menționăm că cele mai mari suprafețe propuse pentru împădurire se află în raioanele central și nordic, acolo unde și noi am menționat maximum de eroziune.

În concluzie, în interfluviul Olt—Vedea—Topolog s-au delimitat trei raioane de eroziune: sudic, central și nordic. Această raionare a ținut seama, atât de condițiile generale fizico-geografice și economice, cât și de faptul că intensitatea proceselor de eroziune, în funcție de aceste condiții, este diferențiată în cele trei raioane separate de noi.

¹⁾ Studiu tehnico-economic privind amenajarea silvică a bazinelor hidrografice Olt și Călmățui, Vol. IV, București 1961, manuscris în arhiva Institutului de Studii și Proiectări Forestiere din Ministerul Economiei Forestiere.

Printre primele măsuri de combatere a eroziunii și folosirii raționale a terenurilor erodate pot fi enumerate:

- a) Lucrarea rațională a solului pe curbele de nivel;
- b) Folosirea unor asolamente corespunzătoare pentru terenurile folosite sub culturi agricole;
- c) Extinderea livezilor combinate cu perdele antierozionale sau cu benzitampon, garduri vîi pe curba de nivel, canale de coastă etc., pe acele pante a căror folosință sub culturi agricole nu este eficientă;
- d) Împădurirea versanților abrupti, a obârșilor de văi și a ravenelor în cazul cînd eroziunea nu poate fi stăvilită printr-un alt mod de folosință; planificarea judicioasă a tăierilor în pădurile existente;
- e) Împiedicare pășunatului în păduri, precum și pășunatul rațional în păsunile existente.

Aceste măsuri se vor aplica de la caz la caz ținîndu-se seama de condițiile locale.

Sarcini importante pentru prevenirea și combaterea eroziunii solurilor și valorificarea rațională a terenurilor erodate au fost trasate la Congresul al III-lea al P.M.R., Plenara C.C. al P.M.R. din 30 iunie — 1 iulie 1961, Consfătuirea pe țară a țăranilor colectiviști din decembrie 1961, precum și în alte documente de partid și de stat. Rezolvarea acestor sarcini ar duce în ultimă analiză, la creșterea producției agricole.

Delimitarea raioanelor de eroziune schițată mai sus, are tocmai scopul de a atrage atenția organelor de resort asupra acestor importante sarcini la ordinea zilei și de a arăta, în linii generale, câteva din problemele care se pun în mod mai acut pentru fiecare raion în parte.

Lucrările de combatere a eroziunii pot fi rezolvate cu succes cu ajutorul organelor de resort și prin mobilizarea largă a țăranilor colectiviști, direct interesati în executarea lucrărilor privind creșterea producției agricole.

BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N. Facteurs de climat et zones du sol en Roumanie. *St. tehn. econ.* nr. 2, 1934.
2. CONEA ANA, POPOVĂȚ ANGELA. Solurile Teraselor Oltului dintre Carpații meridionali și Dunăre. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol.*, nr. 3, București 1961.
3. *** Monografia geografică a R.P.R., vol. I, Geografia Fizică, Ed. Academiei R.P.R., București, 1960.



SCHITĂ GEOMORFOLOGICĂ

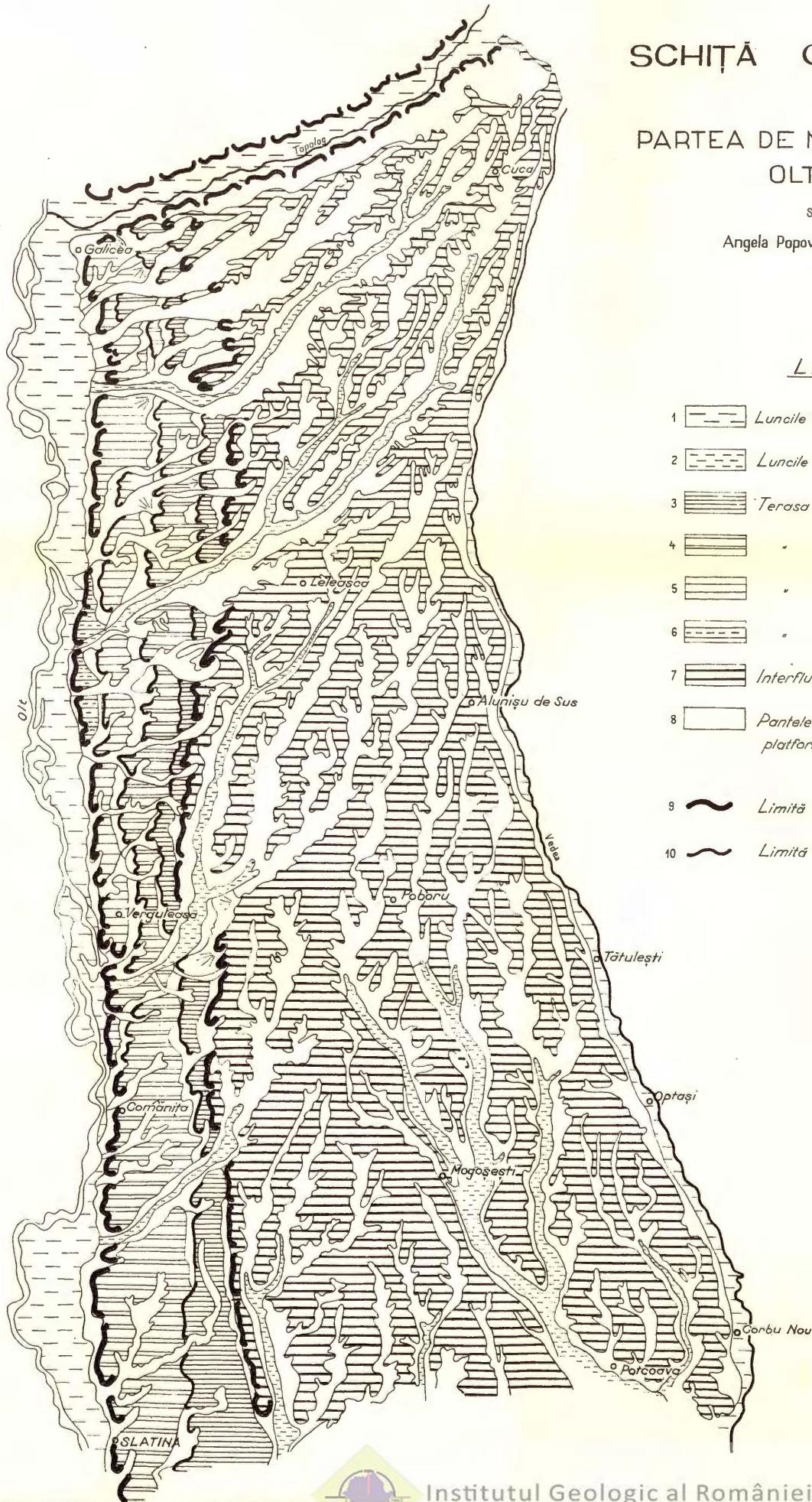
PARTEA DE NORD A INTERFLUVIULUI OLT - VEDEA

Scara 1:200.000

Angelă Popovăț și Camelia Rapaport

LEGENDA

- 1 Luncile Oltului, Tepologului și Vedei.
- 2 Luncile văilor afluenți.
- 3 Terasa Oltului (70-100 m).
- 4 " " (55-90 m).
- 5 " " (40-50 m).
- 6 " " (22-35 m).
- 7 Interfluviile platformei Cotmeana.
- 8 Pantele teroselor și ale văilor care fragmentează platforma.
- 9 Limită între unitățile geomorfologice
- 10 Limită între nivelele de terasă

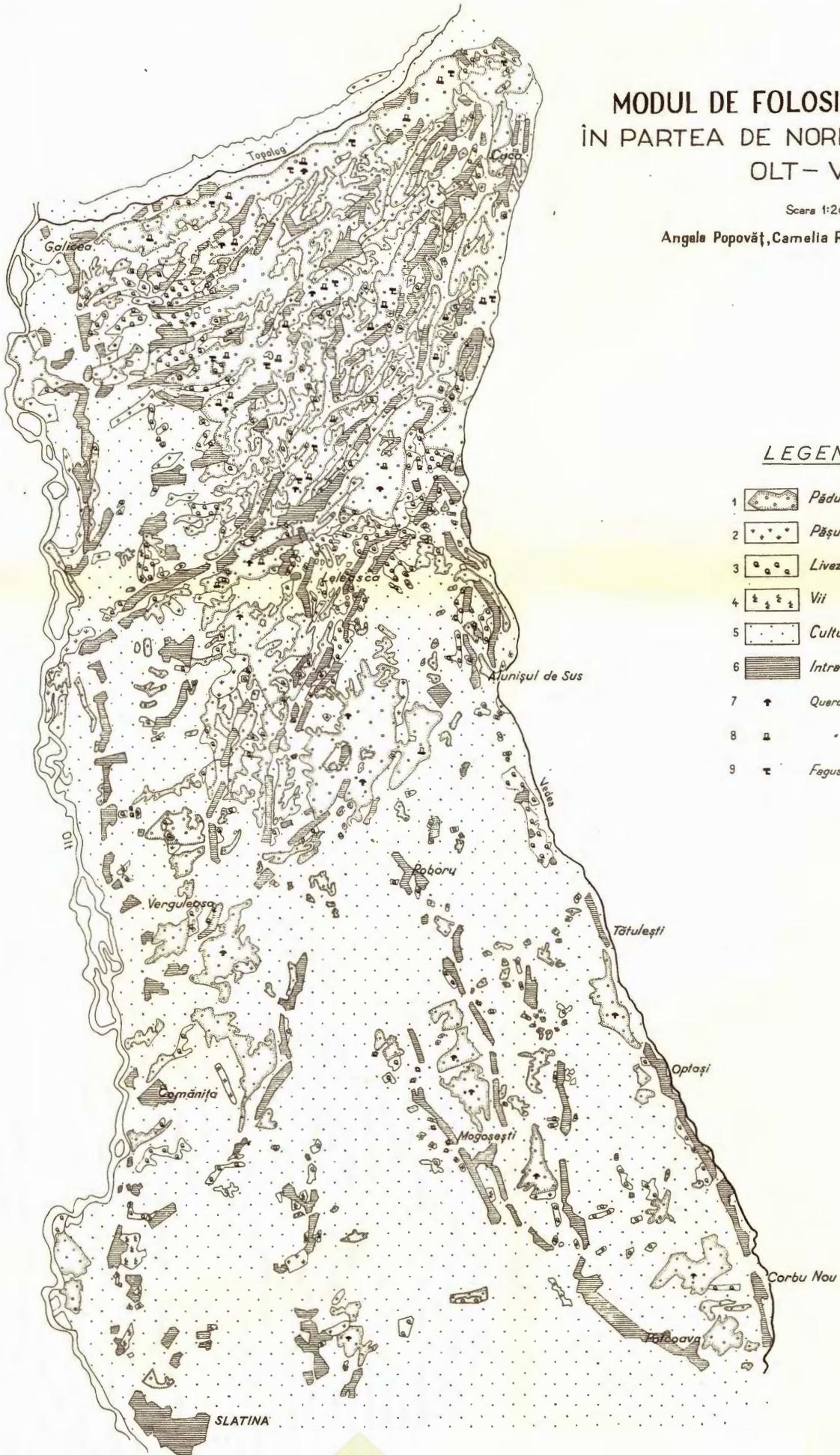


Institutul Geologic al României

MODUL DE FOLOSINȚĂ A TERENULUI ÎN PARTEA DE NORD A INTERFLUVIULUI OLT – VEDEA

Scara 1:200.000

Angela Popovăț, Camelia Rapaport și Ion Dragu

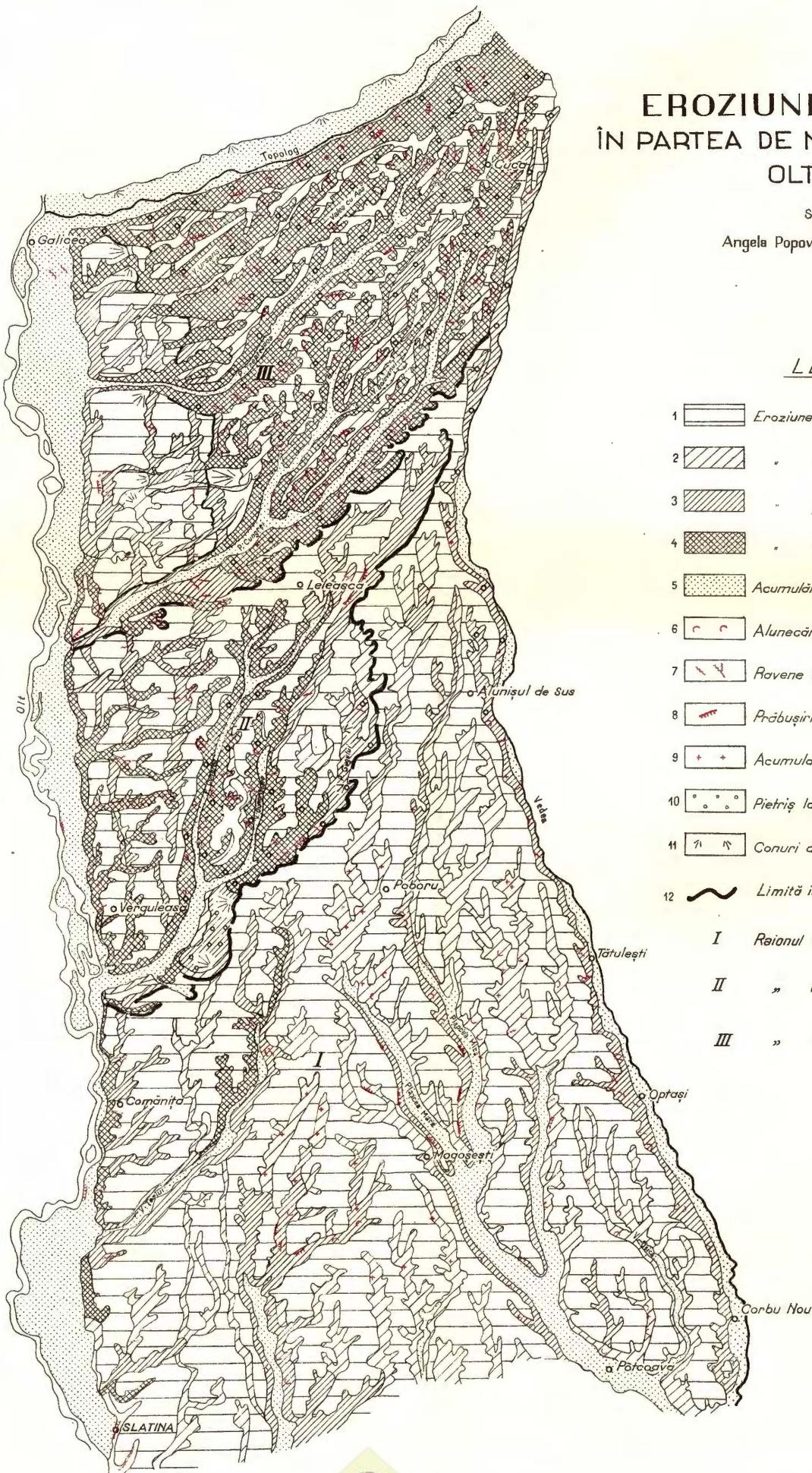
LEGENDA

- | | | |
|---|--|-------------------|
| 1 | | Păduri |
| 2 | | Pășuni și finețe |
| 3 | | Livezi |
| 4 | | Vii |
| 5 | | Culturi |
| 6 | | Intrăvilen |
| 7 | | Quercus frainetto |
| 8 | | * petreea |
| 9 | | Fagus sylvatica |

EROZIUNEA SOLURILOR ÎN PARTEA DE NORD A INTERFLUVIULUI OLT – VEDEA

Scara 1:200.000

Angela Popovăt și Camelia Rapaport

LEGENDA

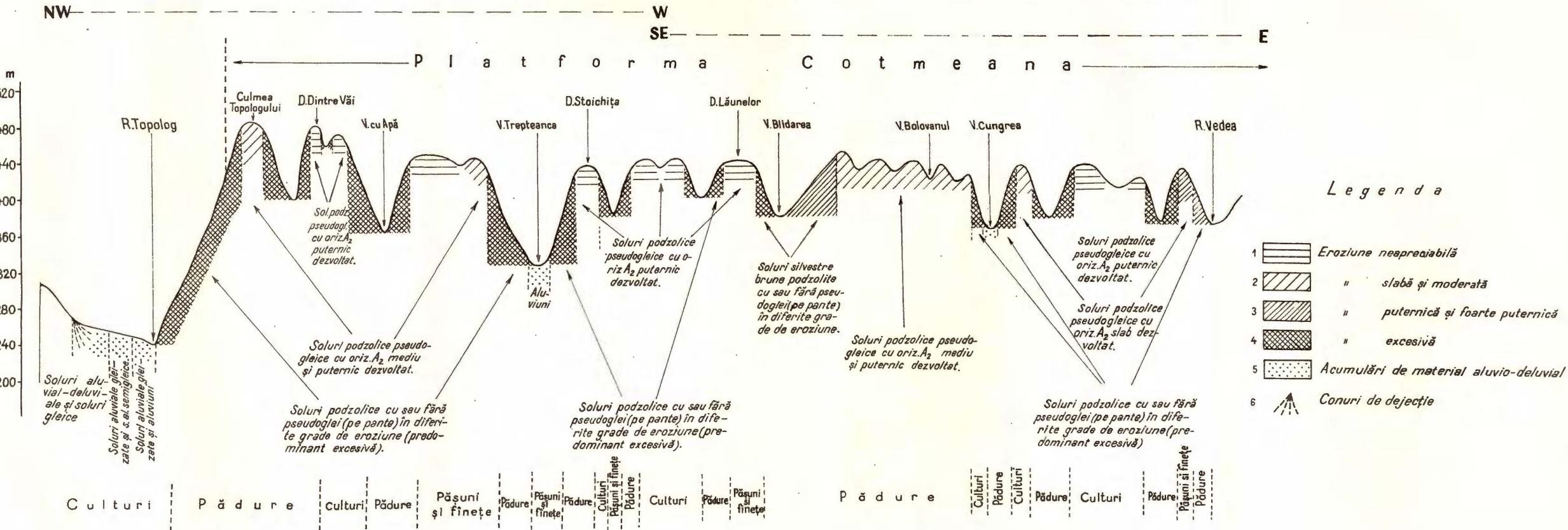
- 1 Eroziune neapreciabilă
- 2 „ slabă și moderată
- 3 „ puternică și foarte puternică
- 4 „ excesivă
- 5 Acumulații de material aluvio-deluvial
- 6 Alunecări
- 7 Râvene în acțiune
- 8 Prăbușiri, rupturi, răpi.
- 9 Acumulare
- 10 Pietriș la suprafață sau în profilul de sol.
- 11 Conuri de dejectie.
- 12 Limită între raioanele de eroziune.

I Raionul sudic

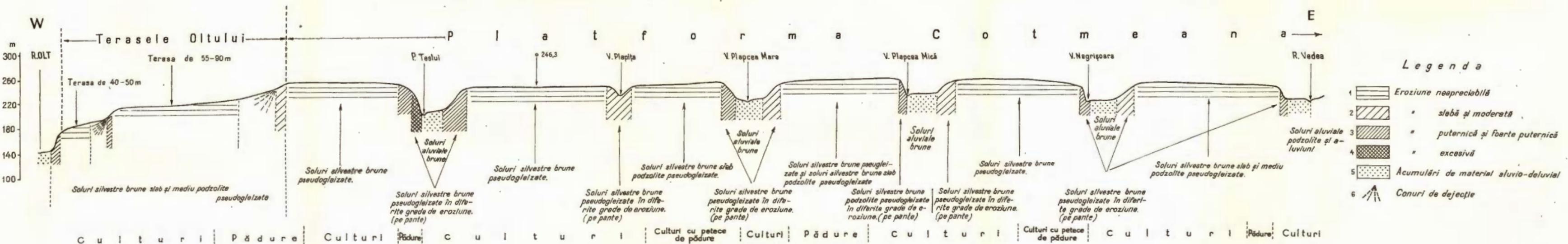
II „ central

III „ nordic

PROFIL TRANSVERSAL ÎN ÎNTERFLUVIUL TOPOLOG-VEDEA (RAIONUL NORDIC) LA SUD DE COMUNA CUCA

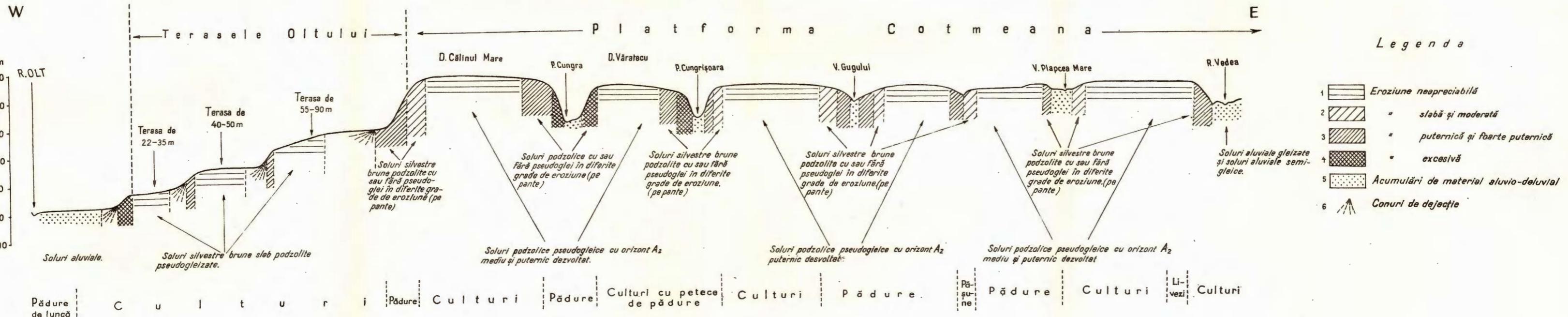


PROFIL TRANSVERSAL ÎN INTERFLUIUL OLT-VEDEA (RAIONUL SUDIC) LA NORD DE SLATINA



Institutul Geologic al României

PROFIL TRANSVERSAL ÎN INTERFLUIUL OLT-VEDEA (RAIONUL CENTRAL) LA NORD DE VERGULEASA



ПРОЦЕССЫ ЭРОЗИИ ПОЧВ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПЛАТФОРМЫ КОТМЯНА

А. ПОПОВЭЦ, К. РАПАПОРТ, И. ДРАГУ

(Краткое содержание)

Исследуемый сектор включает поймы рек Олт, Ведя, Тополог и их притоков, террасы реки Олт и Платформы Котмяна. Этот сектор характеризуется климатической формулой Dfax (Кеппен) — в южной части и Dfbx — в центральной и северной частях. В южной части естественная лесная растительность представлена небольшими лесами с *Quercus frainetto*, которые, к Северу, постепенно замещаются лесами с *Quercus petraea*, а затем *Fagus silvatica*. Естественная лесная и травянистая растительность сохранились на небольших участках. С Юга к Северу наблюдается ясная зональность почв, а именно: бурые лесные псевдооглеенные и бурые лесные слабо и средне оподзоленные псевдоглеевые почвы — в южной половине сектора и подзолистые псевдооглеенные почвы — в северной половине.

В исследуемом секторе выявлены три участка эрозии: южный, центральный и северный. Интенсивность и природа эрозии в этих районах обуславливаются различиями между следующими факторами: энергией рельефа, густотой гидрографической сети, климатом и микроклиматом, естественной растительностью и хозяйственной деятельностью человека.

Авторы, характеризуя каждый участок, с указанием распространения разных степеней эрозии, рекомендуют некоторые меры борьбы с ней.

На основании полевых исследований выявлено, что с Юга к Северу интенсивность эрозии почв возрастает.

В заключении приводятся мероприятия по рациональному использованию эродированных участков.

PROCESSUS D'ÉROSION DES SOLS DE LA PLATE-FORME DE COTMEANA

PAR

ANGELA POPOVĂȚ, CAMELIA RAPAPORT, I. DRAGU

(Résumé)

La région qui fait l'objet de cette étude comprend les plaines alluviales de l'Olt, de la Vedea et du Topolog, les terrasses de l'Olt et la Plate-forme de Cotmeana.

Le climat de la région est caractérisé par la formule climatique Dfax au sud et Dfbx au centre et au nord de la région. La végétation naturelle des forêts est



représentée par *Quercus frainetto* au sud, *Quercus petraea* et *Fagus silvatica* vers le nord comme espèces prédominantes. Étant donnée l'extension des cultures agricoles, les forêts et les pâturages occupent des surfaces restreintes. La roche-mère est représentée par des argiles qui recouvrent des graviers levantins. Les zones de sol sont brièvement caractérisées dans leur succession du sud au nord: sols bruns de forêt à pseudogley, sols bruns de forêt podzolisés à pseudogley et sols podzoliques à pseudogley.

La région étudiée a été divisée en trois secteurs d'érosion. L'intensité et le type d'érosion dans chaque secteur sont déterminés par les facteurs suivants: l'énergie du relief, la densité du réseau hydrographique, le climat et le microclimat, la végétation naturelle et l'activité humaine. Chaque secteur d'érosion est caractérisé par certains degrés d'érosion et par la manière de leur distribution. Les résultats démontrent que l'érosion est de plus en plus accentuée à mesure que l'on remonte du sud vers le nord.

En conclusion, on fait quelques suggestions sur le mode de résoudre les problèmes d'ordre pratique.

PROCESSES OF SOIL EROSION IN THE WESTERN PART OF COTMEANA PLATFORM

BY

ANGELA POPOVĂT, CAMELIA RAPAPORT, I. DRAGU

(Abstract)

The investigated area includes the floodplains of Olt, Vedea, Topolog and their tributaries, the Olt terraces and the Cotmeana Platform. This area is characterized by the climatic formula Dfax (Köppen) in its southern part and by Dfbax in the northern and central parts. The forest natural vegetation, is composed of *Quercus frainetto* in the southern part and grades to the north in forest of *Quercus petraea* and finally to *Fagus silvatica*. The extention of agricultural cultures resulted in the decrease of the forest and grass natural vegetation. The parent material consists of clays overlaying Levantin gravels. From south to north, the soils range in a zonal sequence namely: pseudogleyed brown forest soils and pseudogleyed podzolised brown forest soils in the southern half of the area and pseudogley podzolic soils (planosols), in the northern half.

In the investigated area the existence of three districts of erosion—southern, central and northern—clearly appears. The intensity and nature of the erosion in



these districts are determined by the following factors: energy of relief, density of hydrographical network, climate and microclimate, natural vegetation and economic activity of man.

The authors depict each district of erosion, pointing out the distribution of the degrees of erosion in relation to the above mentioned factors and give brief indications for managements. It results from the investigations that the erosion becomes more and more intense from south to north.

The conclusions suggest several measures of erosion control, soil conservation and rational use of the eroded surfaces.





Institutul Geologic al României

AMELIORAREA PAJIȘTIILOR DE PE TERENURILE SĂRĂ-TUROASE DIN CÎMPIA ROMÂNĂ PRIN SPECII SPONTANE DIN CUPRINSUL LOR

DE
I. ȘERBĂNESCU

Păsunile și finețele de care sunt legate probleme atât științifice cât și practice au constituit și constituie obiectul de cercetare al oamenilor de știință, ca: pedologi, botaniști, agronomi, zootehnicieni etc.

Cu studiul florei și vegetației, de pe terenurile sărăturoase, precum și cu unele studii de ameliorare a pajiștilor de acest fel, s-au ocupat: I. PRODAN (10, 11, 12), E. TOPA (16), I. TODOR, C. BURDUJA cu colaboratorii (2), P. POPESCU și GH. BUOREAN (9), P. ENCULESCU, I. Pop (8), C. V. OPREA și colaboratorii (7) etc.

Cu studiul solurilor sărăturoase, cu studii speciale pentru ameliorarea lor și cu clasificarea, s-au ocupat: GH. IONESCU-SISEȘTI (6), T. SAIDEL (13), N. FLOREA (5, 6), I. STAICU și colaboratorii (14, 15), N. BUCUR (1), C. D. CHIRIȚĂ (3) etc.

În prezent, cind cercetările floristice sunt terminate iar cele pedologice au terminat prima etapă, se pune problema adâncirii problemelor de sol și vegetație în vederea ameliorărilor. Din ambele puncte de vedere cercetările și experimentările sunt în curs.

Ar fi de dorit ca sărăturile să fie transformate în terenuri cu posibilități maxime de folosire, lucru care s-ar putea face prin scăderea nivelului freatic, irigații pentru spălare etc. Acestea necesită, însă, lucrări costisitoare și de lungă durată. Pînă atunci s-ar putea face ameliorarea pajiștilor, pe cale biologică, însamînțind aceste terenuri cu plante furajere, din cuprinsul sărăturilor, care necesită lucrări puțin costisitoare.

Înainte de a se trece la aplicarea pe scară largă a acestei metode, este necesar să se facă experimentări, pe suprafețe mici, folosind recomandările noastre, expuse mai jos, care sunt rezultatul unei sinteze floristico-ecologice a cercetărilor îndelungate asupra asociațiilor din sărăturile Cîmpiei Romîne, în care s-a urmărit, cu atenție, geneza și evoluția acestora. Sinteză floristico-ecologică se bazează pe observații de teren în diferite anotimpuri și pe un mare număr de relevuri fitocenologice

înregistrate de: I. ȘERBĂ NESCU, GH. TURCU, N. ROMAN, I. DRAGU și GH. BABACA, de pe tot întinsul Câmpiei Române. Scopul a fost îmbinarea cercetării științifice cu practica.

De sărături, în general, sunt legate plante a căror ecologie este foarte variată în ceea ce privește: felul sărurilor, cantitatea de săruri, adâncimea la care se găsesc, cantitatea de apă din sol, textura și structura solului etc. Aceste plante se grupează în asociații halofile, unele foarte răspândite, cum sunt de ex: asoc. de *Puccinellia distans*, de *Suaeda maritima*, de *Salicornia herbacea*, de *Camphorosma ovata* etc. Altele sunt rare sau foarte rare, ca de ex: asoc. de *Lepidium crassifolium*, de *Petrosimonia crassifolia* etc.

În ultimii 20 ani și mai ales după 1946, am reușit să conturăm, cît mai precis, asociațiile din sărături, să apreciem ecologia lor, precum și a fiecărei specii componente.

În general au fost efectuate sinteze asupra unui număr de 40 asociații, a căror caracterizare detaliată o vom face într-o lucrare cu caracter taxonomic.

Urmărind asociațiile pe teren și în sinteze pe bază de relevauri, am putut observa că, în majoritatea asociațiilor din sărături, se întâlnesc și specii cu valoare nutritivă mai mică sau mai mare. Pe acestea se axează prezența lucrare.

Aci, vom prezenta, pe de o parte asociațiile de sărături cu speciile care, de obicei, sunt consumate de animale, iar pe de alta distribuția speciilor mai valoroase pentru hrana animalelor, în diferite asociații, în care acestea au un procent de prezență mai ridicat. Pe baza acestora se vor putea face experimentări în vederea ameliorării pajiștilor din sărături prin specii spontane.

Mai întâi vom prezenta o listă cu asociațiile din sărăturile Câmpiei Române, cu răspindirea lor, în mare și cu valoarea lor furajeră aproximativă stabilită prin aprecieri (din informații și observații), nu prin analize. Fiecare asociație este denumită după specia dominantă și edificatoare. În continuare dăm lista speciilor nesociabile sau slab sociabile din aceste asociații.

I. Asociațiile din sărături

		Răspindire	Valoarea furajeră
Asoc. de	<i>Aeluropus littoralis</i>	rară	bună
»	» <i>Agropyron elongatum</i>	nu rară	bună
»	» <i>Artemisia maritima</i>	comună	nefurajeră
»	» <i>Aster punctatus</i>	± rară	nefurajeră
»	» <i>Aster tripolium</i>	± comună	bună
»	» <i>Atriplex littorale</i>	nu rară	slabă
»	» <i>Atriplex tatarica</i>	comună	slabă
»	» <i>Bassia hirsuta</i>	comună	nefurajeră
»	» <i>Bassia sedoides</i>	± rară	nefurajeră



Asoc. de <i>Beckmannia erucaeformis</i>	nu rară	bună
» » <i>Camphorosma ovata</i>	comună	nefurajeră
» » <i>Camphorosma monspeliaca</i>	nu comună	nefurajeră
» » <i>Carex distans</i>	nu rară	slabă
» » <i>Carex divisa</i>	nu rară	slabă
» » <i>Chenopodium glaucum</i>	± rară	slabă
» » <i>Crypsis aculeata</i>	comună	slabă
» » <i>Crypsis schoenoides</i>	± comună	slabă
» » <i>Cynanchum acutum</i>	± comună	nefurajeră
» » <i>Cyperus pannonicus</i>	± comună	nefurajeră
» » <i>Erysimum repandum</i>	comună	nefurajeră
» » <i>Hordeum maritimum</i>	± comună	slabă
» » <i>Iris halophila</i>	± comună	nefurajeră
» » <i>Juncus gerardi</i>	comună	bună
» » <i>Lepidium crassifolium</i>	rară	nefurajeră
» » <i>Leuzea salina</i>	± comună	nefurajeră
» » <i>Obione pedunculata</i>	comună	nefurajeră
» » <i>Obione verrucifera</i>	comună	nefurajeră
» » <i>Petrosimonia crassifolia</i>	rară	nefurajeră
» » <i>Petrosimonia triandra</i>	comună	nefurajeră
» » <i>Plantago cornuti</i>	comună	slabă
» » <i>Plantago maritima</i>	± comună	nefurajeră
» » <i>Puccinellia distans</i>	f. comună	bună
» » <i>Salicornia herbacea</i>	f. comună	nefurajeră
» » <i>Salsola soda</i>	rară	nefurajeră
» » <i>Spergularia marginata</i>	comună	slabă
» » <i>Statice gmelini</i>	comună	nefurajeră
» » <i>Suaeda maritima</i>	f. comună	nefurajeră
» » <i>Tamarix ramosissima</i>	comună	slabă
» » <i>Taraxacum bessarabicum</i>	comună	bună
» » <i>Trifolium fragiferum</i>	comună	bună

Dintre acestea numai 18 asociații sunt de la slabe pînă la foarte bune furajere. Dintre celelalte unele sunt consumate de către animale numai de foame, fie crude, fie uscate, în timpul iernii, după ce sărurile au fost spălate de ploi.

II. Speciile nesociabile sau slab sociabile

Speciile nesociabile sau slab sociabile care iau parte în alcătuirea asociațiilor, într-un grad mai mic sau mai mare, pe care le enumerăm mai jos, le-am împărțit pe categorii ecologice, precum urmează:

Specii exclusiv de soluri sărăturoase la suprafață sau în adîncime

	Răspîndire	Valoarea furajeră
<i>Bupleurum tenuissimum</i>	comună	nefurajeră
<i>Cerastium anomalum</i>	comună	nefurajeră
<i>Atriplex hastata</i>	± comună	nefurajeră
<i>Heliotropium supinum</i>	rară	nefurajeră
<i>Lactuca saligna</i>	comună	slabă
<i>Ononis spinosa</i>	± comună	nefurajeră
<i>Plantago schwarzengergiana</i>	rară	nefurajeră
<i>Plantago tenuiflora</i>	± rară	nefurajeră
<i>Peucedanum latifolium</i>	± comună	nefurajeră
<i>Scilla autumnalis</i>	rară	nefurajeră
<i>Scorzonera laciniata</i>	± rară	nefurajeră
<i>Scorzonera austriaca</i>	rară	nefurajeră
<i>Serratula caput najaе</i>	rară	nefurajeră
<i>Triglochin palustre</i>	rară	nefurajeră

Specii de locuri mlăştinoase

<i>Alisma plantago</i>	rară	nefurajeră
<i>Bodens tripartitus</i>	rară	nefurajeră
<i>Bolboschoenus maritimus</i>	comună	nefurajeră
<i>Carex nutans</i>	rară	nefurajeră
<i>Crypsis alopecuroides</i>	rară	slabă
<i>Cyperus fuscus</i>	rară	slabă
<i>Echinochloa crus galli</i>	rară	bună
<i>Galium palustre</i>	rară	nefurajeră
<i>Gratiola officinalis</i>	rară	nefurajeră
<i>Heleocharis palustris</i>	rară	slabă
<i>Juncus glaucus</i>	rară	nefurajeră
<i>Lysimachia nummularia</i>	rară	nefurajeră
<i>Lythrum salicaria</i>	rară	nefurajeră
<i>Lythrum virgatum</i>	rară	nefurajeră
<i>Mentha pulegium</i>	rară	nefurajeră
<i>Myosurus minimus</i>	rară	nefurajeră
<i>Phragmites communis</i>	comună	slabă
<i>Plantago major</i>	rară	slabă
<i>Polygonum lapathifolium</i>	rară	nefurajeră



<i>Potentilla anserina</i>	rară	nefurajeră
<i>Rorippa austriaca</i>	rară	nefurajeră
<i>Schoenoplectus lacustris</i>	± rară	nefurajeră

Specii de finețe umede sau mesofile

<i>Agropyron repens</i>	± rară	bună
<i>Agrostis alba (A. stolonifera)</i>	comună	bună
<i>Cichorium intybus</i>	rară	slabă
<i>Festuca pratensis</i>	rară	slabă
<i>Lotus tenuissimum</i>	comună	bună
<i>Medicago lupulina</i>	rară	bună
<i>Poa pratensis</i>	rară	bună
<i>Taraxacum officinale</i>	rară	bună
<i>Trifolium repens</i>	rară	f. bună

Specii din stepă

<i>Achillea collina</i>	rară	nefurajeră
<i>Andropogon ischaemum</i>	rară	slabă
<i>Artemisia austriaca</i>	± rară	nefurajeră
<i>Asperula humifusa</i>	rară	nefurajeră
<i>Poa bulbosa</i>	± rară	bună
<i>Festuca pseudovina</i>	rară	slabă
<i>Medicago falcata</i>	rară	bună
<i>Medicago minima</i>	rară	nefurajeră
<i>Taraxacum serotinum</i>	rară	nefurajeră
<i>Tragus racemosus</i>	rară	nefurajeră

Buruieni

<i>Amaranthus albus</i>	rară	nefurajeră
<i>Amaranthus retroflexus</i>	rară	nefurajeră
<i>Arenaria serpyllifolia</i>	rară	nefurajeră
<i>Artiplex tatarica</i>	comună	nefurajeră
<i>Bromus commutatus</i>	rară	slabă
<i>Bromus squarrosus</i>	rară	slabă
<i>Capsella bursa pastoris</i>	rară	nefurajeră
<i>Carduus acanthoides</i>	rară	nefurajeră
<i>Carduus nutans</i>	rară	nefurajeră



<i>Centaurea calcitrapa</i>	rară	nefurajeră
<i>Ceratocephalus testiculatus</i>	rară	nefurajeră
<i>Cervia disperma</i>	rară	nefurajeră
<i>Chondrilla juncea</i>	rară	nefurajeră
<i>Chorispora tenella</i>	rară	nefurajeră
<i>Convolvulus arvensis</i>	rară	bună
<i>Cynodon dactylon</i>	comună	± bună
<i>Delphinium consolida</i>	rară	nefurajeră
<i>Eragrostis minor</i>	rară	nefurajeră
<i>Eragrostis pilosa</i>	rară	nefurajeră
<i>Erodium cicutarium</i>	rară	nefurajeră
<i>Gypsophila muralis</i>	rară	nefurajeră
<i>Lappula echinata</i>	rară	nefurajeră
<i>Lepidium draba</i>	rară	nefurajeră
<i>Lepidium perfoliatum</i>	rară	nefurajeră
<i>Malva pusilla</i>	rară	nefurajeră
<i>Matricaria chamomilla</i>	±	rară
<i>Matricaria inodora</i>	rară	nefurajeră
<i>Onopordum acanthium</i>	rară	nefurajeră
<i>Plantago lanceolata</i>	±	rară
<i>Polycnemum arvense</i>	rară	nefurajeră
<i>Polygonum aviculare</i>	±	rară
<i>Portulaca oleracea</i>	rară	nefurajeră
<i>Ramunculus sardous</i>	rară	nefurajeră
<i>Rumex crispus</i>	rară	nefurajeră
<i>Salsola ruthenica</i>	rară	nefurajeră
<i>Schlerochloa dura</i>	rară	nefurajeră
<i>Sisymbrium sophia</i>	rară	nefurajeră
<i>Thlaspi arvense</i>	rară	nefurajeră
<i>Veronica polita</i>	rară	nefurajeră
<i>Xanthium spinosum</i>	±	rară

Dintre acestea, mesofitele au, fără excepție, o bună valoare nutritivă, iar dintre xerofite *Poa bulbosa* și *Medicago falcata*. Dintre buruienile segetale numai *Cynodon dactylon* este destul de bine consumat de animale.

Din tabelele sintetice, făcute pe baza a cca 2 500 relevuri, s-a stabilit, pentru fiecare asociație, care sunt speciile cu valoare nutritivă, mai mică sau mai mare, cu care se pot face experimentări de ameliorare a pajiștilor sau de înlocuire a unor asociații nefurajere prin altele furajere.



În acest scop dăm mai jos asociațiile mai importante din sărături, numai cu speciile ± valoroase, în procente de prezență (P)¹⁾ și cu limitele de abundență-dominanță²⁾ plus sociabilitate³⁾ (AD + S).

Asoc. de *Salicornia herbacea*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	43	+.1—2.2
<i>Phragmites communis</i>	23	+.1—2.2
<i>Aster tripolium</i>	16	+.1—2.2
<i>Crypsis aculeata</i>	28	+.1—2.2
<i>Juncus gerardi</i>	14	+.1—2.2
<i>Agrostis alba</i>	5	+.1 .1
<i>Trifolium fragiferum</i>	2	+.1 .1

În această asociație se poate experimenta cu *Puccinellia distans* și mai puțin cu *Juncus gerardi*, întrucât asociația este de sărături foarte puternice. Spre marginea suprafețelor cu asociația de *Salicornia herbacea*, la tranziția către soluri mai puțin sărăturate, se poate experimenta și cu *Trifolium fragiferum*.

Asoc. de *Suaeda maritima*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	62	+.1—3.3
<i>Phragmites communis</i>	22	+.1—2.2
<i>Juncus gerardi</i>	18	+.1—2.2
<i>Crypsis aculeata</i>	12	+.1—1.1
<i>Aster tripolium</i>	10	+.1—1.1
<i>Cynodon dactylon</i>	10	+.1

¹⁾ Procentul de prezență (P, prezență) este numărul de relevuri (indivizi de asociație, fitoenoze) în care o specie este prezentă față de numărul total de relevuri. Ex.: dacă asociația întrunește 150 relevuri iar una din speciile componente este prezentă în 15 relevuri, procentul de prezență este 10, adică $\frac{15 \times 100}{150}$.

²⁾ Abundență-dominanță (A + D) este abundență combinată cu dominanță care sunt exprimate prin următorii coeficienți: +, indivizi foarte puțini cu grad foarte slab de acoperire; 1, indivizi puțini sau mai mulți cu grad slab de acoperire; 2, indivizi numeroși sau foarte numeroși cu grad slab de acoperire; 3, indivizi numeroși sau foarte numeroși acoperind 1/5—1/2 din suprafață; 4, indivizi numeroși acoperind 1/2 din suprafață; 5, Specia acoperă cel puțin 3/4 din suprafață.

³⁾ Sociabilitatea (S), este modul de grupare a indivizilor; se exprimă prin următorii coeficienți: 1, indivizi izolați; 2, indivizi în grupe puține; 3, indivizi în grupe mai numeroase; 4, indivizi în mici colonii (pilcuri); 5, indivizi în populații dense (în masă).



<i>Agropyron elongatum</i>	5	+.1
<i>Aeluropus littoralis</i>	5	+.1—1.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	4	+.1—1.1

Asociația de sărături foarte puternice poate fi înlocuită prin *Puccinellia distans*, *Juncus gerardi*, încercindu-se și cu *Aster tripolium* care este bine consumată de animale.

Asoc. de *Salsola soda*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Puccinellia distans</i>	33	+.1—1—2.2
<i>Phragmites communis</i>	30	1 .1—2.2
<i>Crypsis aculeata</i>	30	+.1
<i>Aeluropus littoralis</i>	8	+.1

Asociația de sărături foarte puternice ocupă suprafețe reduse. Ea poate fi înlocuită prin *Puccinellia distans*.

Asoc. de *Bassia hirsuta*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Puccinellia distans</i>	40	+.1—3.3
<i>Phragmites communis</i>	40	+.1—1.1
<i>Juncus gerardi</i>	14	+.1—1—2.2
<i>Aster tripolium</i>	14	+.1
<i>Crypsis aculeata</i>	25	+.1—1—2.2

Asociația de sărături foarte puternice poate fi înlocuită prin *Puccinellia distans*, *Juncus gerardi* și *Aster tripolium*.

Asoc. de *Obione pedunculata*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Phragmites communis</i>	38	+.1—2.2
<i>Juncus gerardi</i>	33	+.1—1—2.2
<i>Aster tripolium</i>	23	+.1—1.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	14	+.1—1.1
<i>Crypsis aculeata</i>	12	+.1
<i>Puccinellia distans</i>	80	2.2—3.3 (+.1)
<i>Agropyron elongatum</i>	7	+.1
<i>Cynodon dactylon</i>	2	+.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	2	+.1



Asociația de sărături foarte puternice, însă mai puțin puternice decât asociațiile de mai sus, poate fi înlocuită prin *Puccinellia distans*, *Juncus gerardi* și *Aster tripolium*.

Asoc. de Spergularia marginata

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	73	2 .2–3.3 (+.1)
<i>Juncus gerardi</i>	35	+.1–1.1
<i>Phragmites communis</i>	26	+.1 (3.3)
<i>Aster tripolium</i>	23	+.1–2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	16	+.1–1–2.2
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	14	+.1
<i>Trifolium fragiferum</i>	5	+.1 (3.3)
<i>Agrostis alba</i>	5	+.1 (2–3.3)
<i>Agropyron repens</i>	5	+.1

Asociația de sărături ± puternice, cu spor de umezeală în sol, poate fi înlocuită prin: *Puccinellia distans*, *Juncus gerardi* și *Aster tripolium*; se poate încerca, în situații speciale și cu *Trifolium fragiferum*.

Asoc. de Leuzea salina

	P %	AD + S
<i>Agropyron repens</i>	50	+.1–1–2.2
<i>Alopecurus pratensis</i>	25	+.1
<i>Convolvulus arvensis</i>	56	+.1
<i>Phragmites communis</i>	25	+.1–2.2
<i>Puccinellia distans</i>	19	.1.1
<i>Poa pratensis</i>	19	+.1–2.2
<i>Beckmannia erucaeformis</i>	13	+.1–1.1
<i>Lotus corniculatus</i>	13	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	13	+.1–1.1
<i>Carex distans</i>	13	+.1–1.1

Asociația, de sărături slabe, poate fi înlocuită prin specii mezofile sau de sărături slabe ca: *Agropyron repens*, *Alopecurus pratensis*, *Poa pratensis*, *Beckmannia erucaeformis*, *Lotus corniculatus*.

Asoc. de Carex distans

	P %	AD + S
<i>Juncus gerardi</i>	64	+.1–2–3.3
<i>Lotus corniculatus</i>	55	+.1–2.2
<i>Trifolium fragiferum</i>	47	+.1–2.2



<i>Puccinellia distans</i>	47	+.1-2.2
<i>Festuca pratensis</i>	33	+.1-2-3.3
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	39	+.1-2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	33	+.1-1.1
<i>Agropyron repens</i>	26	+.1-1.1
<i>Phragmites communis</i>	26	+.1-+-1.1
<i>Aster tripolium</i>	19	+.1-1.1
<i>Agrostis alba</i>	19	+.1-1.1
<i>Echinochloa crus galli</i>	11	.1
<i>Trifolium pratense</i>	9	.1
<i>Trifolium repens</i>	7	+.1-1.1
<i>Trifolium hybridum</i>	5	.1
<i>Alopecurus pratensis</i>	5	.1
<i>Beckmannia erucaeformis</i>	3	.1

Asociația de sărături extrem de slabe trebuie păstrată neschimbată, întrucât în ea se dezvoltă bine multe specii cu valoare nutritivă ridicată. Dacă, totuși, necesită ameliorări, se pot suprainsămînta la alegere, din speciile enumerate mai sus.

Asoc. de *Carex divisa*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Aster tripolium</i>	56	+.1-1-2.2
<i>Puccinellia distans</i>	44	+.1-1-2.2
<i>Carex distans</i>	44	1.1-2-3.3
<i>Phragmites communis</i>	44	+.1-1-2.2
<i>Agrostis alba</i>	31	+.1-2-3.3
<i>Juncus gerardi</i>	25	.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	25	+.1-2-3.3
<i>Trifolium fragiferum</i>	25	+.1-1.1
<i>Agropyron repens</i>	19	1.1-2.2
<i>Trifolium repens</i>	13	.1
<i>Cynodon dactylon</i>	13	.1
<i>Agropyron elongatum</i>	6	.1
<i>Lotus corniculatus</i>	6	.1
<i>Festuca pratensis</i>	6	.1

Asociația este de sărături slabe pînă la puternice, adesea cu carbonați. Ea este folosită adeseori ca fineață, însă cu valoare nutritivă slabă. Înlocuirea este aproape imposibilă, deoarece *Carex divisa* este stoloniferă și puternic înrădăcinată. Prin distrugerea ei sărurile vor fi transportate la suprafață, încît s-ar putea încerca



supraînsămîntări cu *Trifolium fragiferum*, *Trifolium repens*, care au stoloni. S-ar mai putea încerca înlocuirea treptată prin *Agropyron repens*, care umbrindu-l și va putea scade vitalitatea.

Asoc. de Beckmannia erucaeformis

	P %	AD + S
<i>Agrostis alba</i>	26	+1–3.3
<i>Juncus gerardi</i>	26	+1–1.1
<i>Phragmites communis</i>	26	+1–2.2
<i>Puccinellia distans</i>	22	+.1
<i>Carex distans</i>	16	+1–2.2
<i>Agropyron repens</i>	10	+1–1.1
<i>Lotus corniculatus</i>	10	+.1
<i>Alopecurus pratensis</i>	10	+1–2.2
<i>Trifolium hybridum</i>	10	+.1
<i>Cynodon dactylon</i>	5	+.1 (4.4)
<i>Trifolium fragiferum</i>	5	+.1

Asociația de sărături slabe cu exces de umezeală este bună furajeră. Ea poate fi ameliorată prin: *Trifolium hybridum*, *T. fragiferum*, *Lotus corniculatus* și *Alopecurus pratensis*.

Asoc. de Aeluropus littoralis

	P %	AD + S
<i>Juncus gerardi</i>	19	+1–1.1
<i>Aster tripolium</i>	13	1.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	6	+.1
<i>Phragmites communis</i>	6	+.1

Asociația de sărături puternice conține puține specii cu valoare nutritivă. Ea poate fi înlocuită prin *Juncus gerardi* cu *Aster tripolium* care au o mai mare valoare nutritivă.

Asoc. de Agropyron elongatum

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	70	1.1–2.2 (+.1)
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	42	+1–2.2
<i>Juncus gerardi</i>	39	+1–1.1
<i>Cynodon dactylon</i>	34	+1–2.2
<i>Phragmites communis</i>	27	+.1
<i>Aster tripolium</i>	8	+.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	4	+.1



Agropyron elongatum, de sărături puternice, formează tufe dense, înțelenind parțial solul. Deși frunzele lui sunt consumate, cînd pășunatul se face rațional, de primăvara pînă toamna, este bine să fie înlocuit sau supraînsămînat, spre a se folosi întreaga suprafață ocupată de asociatie. Supraînsămîntarea sau înlocuirea se poate face prin *Puccinellia distans* și *Juncus gerardi*.

Asoc. de *Artemisia maritima*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Puccinellia distans</i>	55	+.1–3.3
<i>Agropyron repens</i>	27	+.1–2.2
<i>Juncus gerardi</i>	23	+.1–2.2
<i>Poa bulbosa</i>	13	+.1–3.3
<i>Phragmites communis</i>	12	+.1
<i>Lotus corniculatus</i>	10	+.1–2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	26	+.1–2.2
<i>Aster tripolium</i>	6	+.1–2.2
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	5	+.1
<i>Trifolium hybridum</i>	4	+.1
<i>Agropyron cristatum</i>	5	+.1–2.2
<i>Trifolium angulatum</i>	3	+.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	2	+.1
<i>Alopecurus pratensis</i>	2	+.1

Asociația de *Artemisia maritima*, de sărături foarte slabe, se pretează cel mai bine la înlocuirea cu specii valoroase. De altfel, spre stepă, ea este adesea înlocuită prin culturi agricole, care însă nu întotdeauna dau rezultate satisfăcătoare. Ea poate fi înlocuită prin: *Agropyron repens*, *Lotus corniculatus*, *Juncus gerardi*; numai în situații speciale să se folosească și *Puccinellia distans*, deoarece pe solul respectiv se pot dezvolta alte specii mai valoroase.

Asoc. de *Aster tripolium*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Puccinellia distans</i>	68	+.1–1–2.2
<i>Juncus gerardi</i>	45	+.1–1–2.2
<i>Phragmites communis</i>	45	+.1–2.2
<i>Trifolium fragiferum</i>	23	+.1–1.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	23	+.1–1.1
<i>Agropyron repens</i>	16	+.1



<i>Cynodon dactylon</i>	7	+.1
<i>Agropyron elongatum</i>	3	+.1
<i>Agrostis alba</i>	3	1—2.2

Asociația, de soluri foarte umede, sărăturoase în diferite grade, poate fi ameliorată prin supraînsămîntare cu: *Trifolium fragiferum*, *Agropyron repens*, *Puccinellia distans*.

Asoc. de *Atriplex littoralis*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	76	+.1—2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	22	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	16	+.1
<i>Lotus corniculatus</i>	14	+.1
<i>Agropyron repens</i>	11	+.1
<i>Trifolium fragiferum</i>	8	+.1
<i>Alopecurus pratensis</i>	5	+.1
<i>Phragmites communis</i>	5	+.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	4	+.1

De obicei solul foarte slab sărăturos, pe care crește asoc. de *Atriplex littoralis* este arat pentru culturi agricole. Suprafețele ocupate sunt mici, încit nu se pune problema ameliorării. Totuși, dacă se aplică ameliorări, se pot folosi: *Agropyron repens*, *Lotus corniculatus*, *Trifolium fragiferum* și numai în soluri prea sărăturoase *Puccinellia distans*.

Asoc. de *Atriplex tatarica*

Specia dominantă fiind ruderală cu exigențe foarte largi, asociația prezintă mai multe variante, din care dăm aci trei:

	cu <i>Suaeda</i>		cu <i>Camphorosna</i>		cu <i>Bassia sedoides</i>	
	P %	AD + S	P %	AD + S	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	61	+.1—2.2	100	+.1—1.1	50	+.1—2.2
<i>Juncus gerardi</i>	27	+.1	—	—	—	—
<i>Trifolium fragiferum</i>	17	+.1	—	—	—	—
<i>Lotus corniculatus</i> ..	11	+.1	—	—	—	—
<i>Cynodon dactylon</i>	11	+.1			30	+.1—2.2
<i>Agropyron elongatum</i>	—	—	25	+.1	—	—
<i>Agropyron repens</i> ..	—	—	25	+.1	20	+.1—1.1
<i>Poa bulbosa</i>	—	—	—	—	20	1.1
<i>Phragmites communis</i>	—	—	—	—	15	+.1



<i>Andropogon ischaemum</i>	—	—	—	—	10	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	—	—	—	10	+.1—1.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	—	—	—	—	10	+.1

În cadrul solurilor mai sărăturate, ca cele de sub asociațiile de mai sus, *Puccinellia distans* se poate înlocui cu mult succes. În unele situații ea poate fi înlocuită de *Agropyron repens* și *Puccinellia distans*.

Asoc. de *Bassia sedoides*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	52	+.1—3—4.4
<i>Cynodon dactylon</i>	21	+.1—1.1
<i>Phragmites communis</i>	21	+.1—3.3
<i>Agropyron repens</i>	9	+.1—2.2
<i>Trifolium fragiferum</i>	9	+.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	5	+.1
<i>Agrostis alba</i>	5	+.1—2.2
<i>Lotus corniculatus</i>	2	+.1
<i>Carex distans</i>	2	+.1

Asociația, de sărături slabe, poate fi înlocuită prin: *Puccinellia distans*, *Agropyron repens* și *Trifolium fragiferum*.

Asoc. de *Bolboschoenus maritimus*

	P %	AD + S
<i>Juncus gerardi</i>	57	+.1—2.2
<i>Phragmites communis</i>	35	+.1—1.1
<i>Agrostis alba</i>	35	+.1—1.1
<i>Trifolium fragiferum</i>	14	+.1
<i>Beckmannia erucaeformis</i>	14	1.1
<i>Trifolium resupinatum</i>	7	+.1

Bolboschoenus maritimus, o specie de sărături foarte slabe, umede sau mlăștinoase, cu valoare hrănitoare aproape nulă, poate fi înlocuită, pe terenuri mai uscate, prin *Juncus gerardi*, *Agrostis alba*, *Beckmannia erucaeformis* și *Trifolium fragiferum*.

Asoc. de *Camphorosma monspeliac*a

	P %	AD + S
<i>Cynodon dactylon</i>	30	+.1—2.2
<i>Poa bulbosa</i>	16	3—4.4—1.1
<i>Festuca pseudovina</i>	16	+.1
<i>Poa pratensis</i>	11	+.1



<i>Puccinellia distans</i>	7	+.1
<i>Lotus corniculatus</i>	7	+.1
<i>Alopecurus pratensis</i>	4	+.1
<i>Andropogon ischaemum</i>	4	+.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	7	+.1
<i>Phragmites communis</i>	2	+.1

Camphorosma monspeliacă crește pe solonețuri cu orizontul de săruri la adâncimi variabile. PH-ul, în orizontul de săruri, poate atinge valori pînă la 9. De orizontul spălat de săruri sunt legate specii de stepă și de finețe mesofile. Cu grije, asociația poate fi înlocuită prin: *Poa pratensis*, *Lotus corniculatus*, *Alopecurus pratensis*.

Asoc. de *Crypsis aculeata*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	46	2.2—+.1
<i>Juncus gerardi</i>	38	2.2—+.1
<i>Aster tripolium</i>	25	+.1—2.2
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	24	+.1—2.2 (3.3)
<i>Phragmites communis</i>	15	+.1—2.2
<i>Trifolium fragiferum</i>	10	+.1
<i>Cynodon dactylon</i>	10	+.1—1.1
<i>Agropyron elongatum</i>	7	+.1—1—2.2
<i>Agrostis alba</i>	6	+.1
<i>Agropyron repens</i>	3	+.1—1.1
<i>Aeluropus littoralis</i>	1	+.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	1	+.1

Crypsis aculeata, de sărături puternice pînă la medii, deși ± nutritivă, fiind anuală și cu port scund, trebuie înlocuită. Pășunea poate fi transformată prin: *Puccinellia distans*, *Juncus gerardi*, *Aster tripolium*, *Trifolium fragiferum*, și în situații speciale prin *Agropyron repens*.

Asoc. de *Juncus gerardi*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	51	+.1—2.2 (3.3)
<i>Aster tripolium</i>	30	+.1—2.2
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	23	+.1—2—3.3
<i>Trifolium fragiferum</i>	23	+.1—1—2.2
<i>Phragmites communis</i>	18	+.1—1.1
<i>Cynodon dactylon</i>	17	+.1—1—2.2
<i>Lotus corniculatus</i>	13	+.1
<i>Agrostis alba</i>	10	+.1—2.2



<i>Trifolium repens</i>	8	+.1
<i>Poa bulbosa</i>	6	+.1
<i>Agropyron elongatum</i>	5	+.1–1.1
<i>Carex distans</i>	5	+.1–1.1

Asociația de *Juncus gerardi*, de sărături slabe, umede, este o pășune bună și ea poate fi păstrată ca atare. Pentru înbunătățire, se cere ca lucrările să se facă cu mare atenție, deoarece covorul compact de *Juncus gerardi* este foarte puternic înrădăcinat. Pot fi introduse următoarele specii: *Trifolium fragiferum*, *Lotus corniculatus*, *Trifolium repens*, *Aster tripolium*.

Asoc. de *Puccinellia distans*

	P %	AD + S
<i>Juncus gerardi</i>	43	+.1–2.2
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	21	+.1(2.2)
<i>Agropyron repens</i>	14	+.1–1.1 (2.2)
<i>Aster tripolium</i>	17	+.1–2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	18	+.1–1–2.2
<i>Phragmites communis</i>	15	+.1–1–2.2
<i>Agropyron elongatum</i>	12	+.1–2.2
<i>Trifolium fragiferum</i>	10	+.1 (2.2)
<i>Lotus corniculatus</i>	7	+.1
<i>Carex distans</i>	4	+.1
<i>Poa bulbosa</i>	5	+.1
<i>Alopecurus pratensis</i>	2	+.1
<i>Festuca pratensis</i>	2	+.1
<i>Agrostis alba</i>	1	+.1

Puccinellia distans cu cele mai largi exigențe ecologice, alcătuiește pajiști cu o valoare nutritivă potrivită. Prin lucrări făcute cu grijă, pajiștea poate fi ameliorată sau înlocuită prin următoarele specii cu valoare nutritivă mai bună: *Agropyron repens*, *Trifolium fragiferum*, *Aster tripolium*, *Lotus corniculatus*.

Asoc. de *Lepidium crassifolium*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	100	+.1–2.2
<i>Phragmites communis</i>	50	+.1–1–2.2
<i>Agropyron elongatum</i>	24	+.1–3.3
<i>Trifolium fragiferum</i>	24	+.1–1–2.2
<i>Juncus gerardi</i>	12	+.1



<i>Taraxacum bessarabicum</i>	6	+.1
<i>Cynodon dactylon</i>	12	+.1-+-1.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	6	+.1

Lepidium crassifolium este o specie rară la noi în țară, legată mai ales de carbonați. Înlocuirea ei credem că se poate face cu foarte mare greutate. Totuși se poate încerca cu: *Puccinellia distans*, *Trifolium fragiferum*, *Juncus gerardi*.

Asoc. de *Plantago maritima*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	55	+.1-3.3
<i>Juncus gerardi</i>	44	+.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	38	+.1-+-1.1
<i>Cynodon dactylon</i>	12	+.1-+-1.1
<i>Poa bulbosa</i>	28	+.1-+-1.1
<i>Carex distans</i>	28	+.1-2.2
<i>Agropyron elongatum</i>	11	+.1
<i>Aster tripolium</i>	11	+.1-1.1
<i>Trifolium fragiferum</i>	5	+1.1

Plantago maritima fiind legată de sărături puternice cu carbonați, cu greu poate fi înlocuită. Se poate experimenta cu: *Puccinellia distans*, *Juncus gerardi*, *Aster tripolium* și *Trifolium fragiferum*.

Asoc. de *Camphorosma annua*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	70	2-3.3-+.1
<i>Cynodon dactylon</i>	23	+.1-1.1
<i>Poa bulbosa</i>	16	+.1-1.1
<i>Crypsis aculeata</i>	9	+.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	9	+.1-1.1
<i>Agropyron repens</i>	6	+.1
<i>Phragmites communis</i>	12	+.1-1.1
<i>Agropyron elongatum</i>	4	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	3	+.1-1.1

Este una din asociațiile care cu greu se poate înlocui, din cauza carbonașilor de la suprafață. Când solul este mai puțin concentrat în săruri la suprafață, se poate experimenta ca: *Puccinellia distans*, *Agropyron repens* și ad extemis se poate introduce chiar *Cynodon dactylon*.



Asoc. de *Crypsis schoenoides*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	7	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	33	+.1
<i>Agropyron repens</i>	26	+.1—2.2
<i>Trifolium fragiferum</i>	26	+.1
<i>Aster tripolium</i>	13	+.1
<i>Agrostis alba</i>	16	+.1—1—2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	13	+.1

Asociația, de sărături potrivite, este rară și pe suprafețe mici. Se poate ameliora prin: *Juncus gerardi*, *Agropyron repens*, *Trifolium fragiferum*, *Aster tripolium*.

Asoc. de *Obione verrucifera*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	63	1.1—2.2
<i>Phragmites communis</i>	16	+.1—1.1
<i>Juncus gerardi</i>	7	.1
<i>Agropyron elongatum</i>	3	+.1
<i>Aster tripolium</i>	3	+.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	3	+.1
<i>Agropyron repens</i>	3	+.1
<i>Lotus corniculatus</i>	3	+.1
<i>Cynodon dactylon</i>	3	+.1

Obione verrucifera, specie de sărături puternice, este legată de condiții speciale de sol. În asociația ei intră puține specii și acestea cu AD minimă. Solul de obicei este foarte compact și coșcovit, încât cu greu se vor putea face lucrările de înlocuire. Se poate experimenta cu *Puccinellia distans* care prin supraînsămîntare ar putea constitui o pajiște mai valoroasă. Unde solul este mai puțin compact se mai poate experimenta cu: *Juncus gerardi*, *Agropyron repens* și *Lotus corniculatus*.

Asoc. de *Statice gmelini*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	65	+.1—2.2
<i>Agrostis alba</i>	24	+.1—1—2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	25	+.1
<i>Phragmites communis</i>	21	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	18	+.1—2.2
<i>Lotus corniculatus</i>	15	+.1
<i>Agropyron elongatum</i>	6	+.1



<i>Agropyron repens</i>	6	2.2
<i>Beckmannia erucaeformis</i>	6	+.1
<i>Aster tripolium</i>	5	+.1

Statice gmelini este o specie legată de soluri slab sărăturoase, compacte, umede. Asociația poate fi înlocuită cu succes prin următoarele specii: *Puccinellia distans*, *Juncus gerardi*, *Lotus corniculatus*, *Agropyron repens*, *Beckmannia erucaeformis* și chiar cu *Trifolium fragiferum* care apare singurătez în asociație.

Asoc. de *Hordeum maritimum*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Trifolium fragiferum</i>	19	+.1–1.1 (2.2)
<i>Trifolium angulatum</i>	69	+.1–2.2
<i>Lolium perenne</i>	47	+.1–+–1.1
<i>Trifolium parviflorum</i>	38	+.1–1.1
<i>Lotus corniculatus</i>	36	+.1
<i>Cynodon dactylon</i>	34	+.1–1.1 (2.2)
<i>Trifolium resupinatum</i>	31	+.1–1.1
<i>Poa bulbosa</i>	30	+.1–2.2
<i>Poa silvicola</i>	24	+.1 (2.2)
<i>Trifolium repens</i>	22	+.1 (2.2)
<i>Alopecurus pratensis</i>	21	+.1
<i>Trifolium fragiferum</i>	19	+.1–1.1 (2.2)
<i>Trifolium pallidum</i>	17	+.1 (2.2)
<i>Puccinellia distans</i>	15	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	15	+.1
<i>Agropyron repens</i>	13	+.1
<i>Agrostis alba</i>	6	+.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	5	+.1

Hordeum maritimum, deși formează covor compact, însă fiind anală, de o slabă valoare nutritivă, trebuie înlocuită. Ea crește de obicei pe lunci, în soluri slab sărăturoase, foarte adesea inundabile. Din această cauză se recomandă însemnatarea de timpuriu, primăvara, la retragerea apelor, cu specii anuale valoroase, în amestec și cu unele specii perene care suportă inundații slabe. Astfel recomandăm experimentare cu următoarele specii: *Trifolium fragiferum*, *Trifolium angulatum*, *Lolium perenne*, *Lotus corniculatus*, *Poa silvicola*, *Trifolium repens*, *Alopecurus pratensis*, *Agropyron repens*, în diferite combinații, ținându-se seamă de diferențele variației de sol și climă. Solul, în general, se pretează foarte bine la însemnatarea cu specii anuale de trifoi, de mare valoare furajeră.

Asoc. de *Cyperus pannonicus*

	P %	AD + S
<i>Agrostis alba</i>	44	+.1-3-4.3
<i>Aster tripolium</i>	37	+.1-1.1
<i>Puccinellia distans</i>	31	+.1-1.1
<i>Juncus gerardi</i>	19	+.1-2.2
<i>Echinochloa crus galli</i>	12	+.1-1.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	6	+.1
<i>Trifolium fragiferum</i>	6	+.1
<i>Phragmites communis</i>	6	+.1

Cyperus pannonicus este o specie de locuri moderat sărăturoase, nisipoase, umede. Suprafețele ocupate de asociația respectivă sunt mici și puține. Ameliorarea se poate face prin: *Juncus gerardi*, *Agrostis alba*, *Aster tripolium*, *Trifolium fragiferum* în combinație.

Asoc. de *Petrosimonia triandra*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	70	+.1-2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	9	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	5	2.2
<i>Agropyron elongatum</i>	5	+.1
<i>Aeluropus littoralis</i>	5	+.1

Petrosimonia triandra este o specie de soluri moderat sărăturoase, argiloase, care se asociază cu puține alte specii și acele mai mult ca indivizi izolați. Asociația poate fi înlocuită prin *Puccinellia distans* și *Juncus gerardi*.

Asoc. de *Taraxacum bessarabicum*

	P %	AD + S
<i>Puccinellia distans</i>	66	2.2-3.3-+.1
<i>Juncus gerardi</i>	58	2.2-3.3-+.1
<i>Trifolium fragiferum</i>	31	+.1-2.2-3.3
<i>Aster tripolium</i>	29	+.1-2-3.3
<i>Carex distans</i>	26	+.1-2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	26	+.1-2.2
<i>Agrostis alba</i>	22	+.1-3-4.4
<i>Agropyron elongatum</i>	16	3.3-+.1
<i>Lotus corniculatus</i>	13	+.1-2.2



<i>Phragmites communis</i>	8	+.1
<i>Agropyron repens</i>	8	+.1
<i>Festuca pratensis</i>	8	+.1—1.1
<i>Trifolium repens</i>	3	+.1

Asociația este foarte valoroasă încât nu se pune problema ameliorării.

Asoc. de *Trifolium fragiferum*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Agrostis alba</i>	54	3.3—2.2—+.1
<i>Juncus gerardi</i>	39	+.1—2.2
<i>Lolium perenne</i>	38	+.1—2.2
<i>Cynodon dactylon</i>	38	+.1—2.2 (3.3)
<i>Trifolium repens</i>	32	+.1—1.1
<i>Lotus corniculatus</i>	29	+.1—1.1
<i>Taraxacum bessarabicum</i>	21	+.1—1—2.2
<i>Puccinellia distans</i>	18	+.1—1—2.2
<i>Aster tripolium</i>	18	+.1—1.1
<i>Agropyron repens</i>	14	+.1—1—2.2
<i>Carex distans</i>	9	+.1
<i>Phragmites communis</i>	7	+.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	9	+.1

Asociația, de soluri foarte slab sărăturate, este foarte valoroasă, încât nu se pune problema ameliorării.

Asoc. de *Iris halophila*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Taraxacum officinale</i>	77	+.1
<i>Agropyron repens</i>	59	2.2—+.1
<i>Poa pratensis</i>	59	+.1—2—3.3
<i>Cynodon dactylon</i>	41	+.1 (1.1)
<i>Trifolium fragiferum</i>	41	+.1
<i>Puccinellia distans</i>	17	+.1—1—2.2
<i>Beckmannia erucaeformis</i>	6	+.1
<i>Tamarix ramosissima</i>	18	+.1

Iris halophila este legat de soluri \pm umede slab sărăturoase. Asociația poate fi înlocuită prin: *Agropyron repens*, *Poa pratensis*, *Trifolium fragiferum*.



Aosc. de *Erysimum repandum*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Cynodon dactylon</i>	37	+.1
<i>Puccinellia distans</i>	25	+.1—+—1.1
<i>Agropyron repens</i>	25	+.1
<i>Agropyron cristatum</i>	13	+.1
<i>Juncus gerardi</i>	13	+.1
<i>Trifolium repens</i>	13	+.1

Erysimum repandum este legat de soluri foarte slab sărăturoase. De obicei terenurile ocupate de această asociație sunt luate în cultură. Pentru pășune asociația poate fi înlocuită prin: *Agropyron repens*, *Trifolium repens*, *Juncus gerardi*.

Asoc. de *Tamarix ramosissima*

	<u>P %</u>	<u>AD + S</u>
<i>Cynodon dactylon</i>	63	+.1—5.5
<i>Agropyron repens</i>	46	+.1—1—2.2
<i>Poa pratensis</i>	33	+.1—3.3
<i>Lotus corniculatus</i>	33	+.1
<i>Andropogon ischaemum</i>	26	+.1—1.1
<i>Trifolium fragiferum</i>	26	+.1—2.2
<i>Phragmites communis</i>	24	+.1—1.1
<i>Puccinellia distans</i>	22	+.1—1—2.2
<i>Trifolium repens</i>	18	+.1
<i>Lolium perenne</i>	11	+.1
<i>Agrostis alba</i>	7	+.1

Tamarix ramosissima este legată de soluri nisipoase, foarte slab sărăturoase, din lungul luncilor. Ea este consumată de animale, la nevoie. Înlocuirea asociației trebuie făcută cu prudență, păstrându-se în lungul rîurilor o bandă lată de protecție împotriva inundațiilor. Terenul ocupat de asociație este foarte bun pentru însămîntări cu plante valoroase. Pentru aceasta recomandăm spre experimentare următoarele specii: *Agropyron repens*, *Poa pratensis*, *Lotus corniculatus*, *Trifolium fragiferum*, *Trifolium repens*, etc.

Pentru a ușura munca amelioratorului, vom prezenta în cele ce urmează, cîteva exemple de participare, în procente de prezență, a unor specii valoroase, cu exigențe ± largi, care pot fi experimentate în ameliorarea pajiștilor din sărături, pe diferite asociații.



Cu *Puccinellia distans* se poate experimenta în următoarele asociații:

	P %
Asoc. de <i>Bassia hirsuta</i>	40
» » <i>Bassia sedoides</i>	41
» » <i>Camphorosma annua</i>	70
» » <i>Crypsis aculeata</i>	46
» » <i>Lepidium crassifolium</i>	100
» » <i>Obione pedunculata</i>	80
» » <i>Obione verrucifera</i>	63
» » <i>Plantago maritima</i>	55
» » <i>Petrosimonia triandra</i>	70
» » <i>Salicornia herbacea</i>	43
» » <i>Salsola soda</i>	23
» » <i>Suaeda maritima</i>	62
» » <i>Spergularia marginata</i>	73

Cu *Aster tripolium* se poate experimenta în următoarele asociații:

	P %
Asoc. de <i>Bassia hirsuta</i>	10
» » <i>Crypsis aculeata</i>	25
» » <i>Cyperus pannonicus</i>	37
» » <i>Obione pedunculata</i>	23
» » <i>Salicornia herbacea</i>	16
» » <i>Suaeda maritima</i>	10

Cu *Juncus gerardi* se poate experimenta în următoarele asociații:

	P %
Asoc. de <i>Bassia hirsuta</i>	14
» » <i>Camphorosma annua</i>	13
» » <i>Crypsis aculeata</i>	38
» » <i>Crypsis schoenoides</i>	33
» » <i>Cyperus pannonicus</i>	12
» » <i>Lepidium crassifolium</i>	12
» » <i>Obione pedunculata</i>	33
» » <i>Plantago maritima</i>	13
» » <i>Salicornia herbacea</i>	14
» » <i>Spergularia marginata</i>	35
» » <i>Suaeda maritima</i>	18



Cu *Trifolium fragiferum* se poate experimenta în următoarele asociații:

	P %
Asoc. de <i>Carex divisa</i>	25
» » <i>Cyperus pannonicus</i>	18
» » <i>Hordeum maritimum</i>	66
» » <i>Iris halophila</i>	41
» » <i>Lepidium crassifolium</i>	24

Cu *Agropyron repens* se poate experimenta în următoarele asociații:

	P %
Asoc. de <i>Artemisia maritima</i>	22
» » <i>Bassia sedoides</i>	9
» » <i>Carex divisa</i>	19
» » <i>Crypsis schoenoides</i>	13
» » <i>Leuzea salina</i>	50
» » <i>Iris halophila</i>	59
» » <i>Erysimum repandum</i>	25

Cu *Alopecurus pratensis* se poate experimenta în următoarele asociații:

	P %
Asoc. de <i>Carex distans</i>	20
» » <i>Hordeum maritimum</i>	33
» » <i>Leuzea salina</i>	25

Cu *Lotus corniculatus* se poate experimenta în următoarele asociații:

	P %
Asoc. de <i>Artemisia maritima</i>	10
» » <i>Carex distans</i>	40
» » <i>Cyperus pannonicus</i>	13
» » <i>Hordeum maritimum</i>	50
» » <i>Leuzea salina</i>	13
» » <i>Statice gmelini</i>	10

Cu *Poa pratensis* se poate experimenta în următoarele asociații:

	P %
Asoc. de <i>Hordeum maritimum</i>	16
» » <i>Iris halophila</i>	59
» » <i>Leuzea salina</i>	19
» » <i>Camphorosma monspeliaca</i>	19



Prezența și pentru alte specii valoroase sau nevaloroase din asociațiile de sărături poate fi urmărită în schema de la finele lucrării (vezi planșa). În această schemă sunt prezентate asociațiile halofile din Cîmpia Română, însirate una sub alta; în fiecare asociație speciile componente sunt desfășurate pe orizontală. Patrulaterele ce corespund speciilor componente mai importante redau prezența speciilor din cadrul fiecărei asociații, în procente care se măsoară pe înălțimea patrulaterului; înălțimea maximă reprezintă 100%; ea apare întotdeauna în primul patrulater. Numerele de deasupra patrulaterelor, indică speciile din lista anexată schemei.

Pentru ca experimentările să ducă la rezultate cât mai bune este nevoie ca acestea să fie efectuate cu o deosebită atenție. În primul rînd să se stabilească, cu precizie, suprafețele cu soluri sărăturate, pe categorii (solonțeacuri, solonețuri etc.), asupra căror să se facă experimentarea. În acest scop este nevoie de cartări detaliante. Să se stabilească, pe bază de cercetări științifice cât mai complete (geobotanicpedologice, hidrologice etc.), factorii mai importanți care determină prezența asociațiilor tipice, identificate strict prin metoda dominației; aceștia vor exprima cu destulă precizie condițiile optime pentru asociațiile cu o singură dominantă.

După depistarea acestor factori se va putea trece cu ușurință la cercetarea condițiilor de amestec din asociațiile polidominante care exprimă tranzitii dintre asociațiile monodominante.

În vederea dirijării vegetației, prin introducerea în asociații a unor specii cu valoare nutritivă bună, este cazul să se stabilească ce lucrări trebuie făcute și modul cum trebuie efectuate în raport cu condițiile edafice. Astfel, în majoritatea cazurilor, arătura va trebui să se evite, însămîntarea urmînd a se face după discuire sau în altfel, spre a se evita scoaterea sărurilor la suprafață.

În prealabil trebuie să se stabilească speciile de la care să se facă recoltări de fructe și semințe, pentru care lucru trebuie să fie folosiți buni cunoșători care pot fi pregătiți cu ușurință. De asemenei trebuie stabilite condițiile de germinare (timpul, umezeala solului în timpul germinării etc.).

În vederea alegerii rețetelor ce urmează să fie folosite în ameliorare, vor trebui făcute analize și experimentări pentru aflarea valorii nutritive, dacă se poate, a fiecărei specii valoroase, pentru condițiile țării noastre.

Experimentările se pot face pe suprafețe mici, îngrădite sau ferite de influențe strâine. Pe același tip de asociație, monodominantă, să se facă, în paralelă, experimentări cu mai multe specii valoroase, precum și cu rețete de combinații diferite.

Unde este posibil, se poate interveni și cu drenări, inundări și aplicare de amendamente și îngășăminte organice sau chimice.



Operațiile ce se cer, care trebuie făcute în cadrul gospodăriilor colective și de stat, sub conducerea specialiștilor din cadrul raioanelor respective, fiind puțin costisitoare, vor da rezultate într-un timp scurt și, cu siguranță, satisfăcătoare dacă nu excepționale, ținând seamă că pajiștile din sărături, în prezent, sunt în bună parte inutilizabile.

BIBLIOGRAFIE

1. BUCUR N., DOBRESCU C., TURCU GH., LIXANDRU GH., TEȘU C., DUMBRAVĂ I., AFUZOAEI I. Contribuții la studiul halofiliei plantelor din pășuni și finețe de sărătură, din Depresiunea Jijia-Bahlui. *Acad. R.P.R. Studii și Cerc. Biol. – St. agr.* An. VII nr. 2, 1957, Fil. Iași.
2. BURDUJA C., DOBRESCU C., GRÎNEANU A., RĂVĂRUȚ M., CĂZĂCEANU I., BÎRCĂ C., RACLARU P. și TURENSCHI E. Contribuții la cunoașterea pajiștilor naturale din Moldova sub raport geobotanic și agroproductiv. *Acad. R.P.R. Studii și Cerc. – Biol. – St. agr.*, An. VII nr. 1, Fil. Iași, 1956.
3. CHIRIȚĂ C. D. Pedologie generală, București 1961.
4. FLOREA N. Privire generală asupra sărăturilor din R.P.R. *Cercetări de Pedologie – Acad. R.P.R.*, 1958.
5. FLOREA N. Raionarea preliminară a sărăturilor din R.P.R. *Probleme agricole*, nr. 9, 1958,
6. IONESCU-SIȘEȘTI GH. Contribuții la cunoașterea și ameliorarea pământurilor sărăturoase din România. *Anal. Inst. de Cerc. Agron. Rom.* vol. XVIII, 1946.
7. OPREA C. V. Mureșanu P., Vlas I. și Petrescu C. O plantă furajeră foarte valoroasă care se poate cultiva cu mare randament pe sărături. *Acad. R.P.R., Studii și Cerc. științ.* T. VII nr. 1–2, 1960, Baza Timișoara.
8. POP. I. Cercetări geobotanice asupra pășunilor și finețelor de pe terenurile sărăturoase de la Salonta (R. Oradea). *Acad. R.P.R. Studii și Cerc. de Biologie* T. X. nr. 1, 1959, Fil. Cluj.
9. POPESCU P., BUJOREAN GH. Contribuții la studiul geobotanic al pajiștilor din vestul R.P.R. dintre Dunăre și Crișul Negru. *Acad. R.P.R., Studii și Cerc.* T. IV nr. 3–4, 1957. Baza Timișoara.
10. PRODAN IULIU. Ecologia plantelor halofile din România în comparație cu cele din Ungaria și șesul Tisei. *Bul. Grăd. și Muz. Bot. Cluj*, II, 1922.
11. PRODAN IULIU. Aspecte din vegetația zonei de vest a R.P.R. *Acad. R.P.R. – Bul. Științ. Secț. Biol și St. agric.* T. VIII nr. 1, 1956.
12. PRODAN IULIU. Ameliorarea locurilor alcaline, *Bul. Grăd. și Muz. Bot.* III, 1923.
13. SAIDEL T. Communication préliminaire sur les sols salés de la vallée du Călmățui. *Inst. Géol. Roum.*, vol. XXV, 1937.
14. STAICU I., OPREA C., MUREȘANU P. I. Noi contribuții la cunoașterea sărăturilor din Cîmpia de vest a R.P.R. *Acad. R.P.R. Cerc. științ.* T. III nr. 3–4, 1956, Baza Timișoara.
15. STAICU I., MUREȘAN P., OPREA C. V. Contribuții la studiul sărăturilor din partea de vest a țării. *Acad. R.P.R., Studii și Cerc. științ.*, an. I, 1954, Timișoara.
16. TOPA E. Vegetația halofitelor din nordul României în legătură cu cele din restul țării. *Bul. Fac. Științe XIII*, 1939.



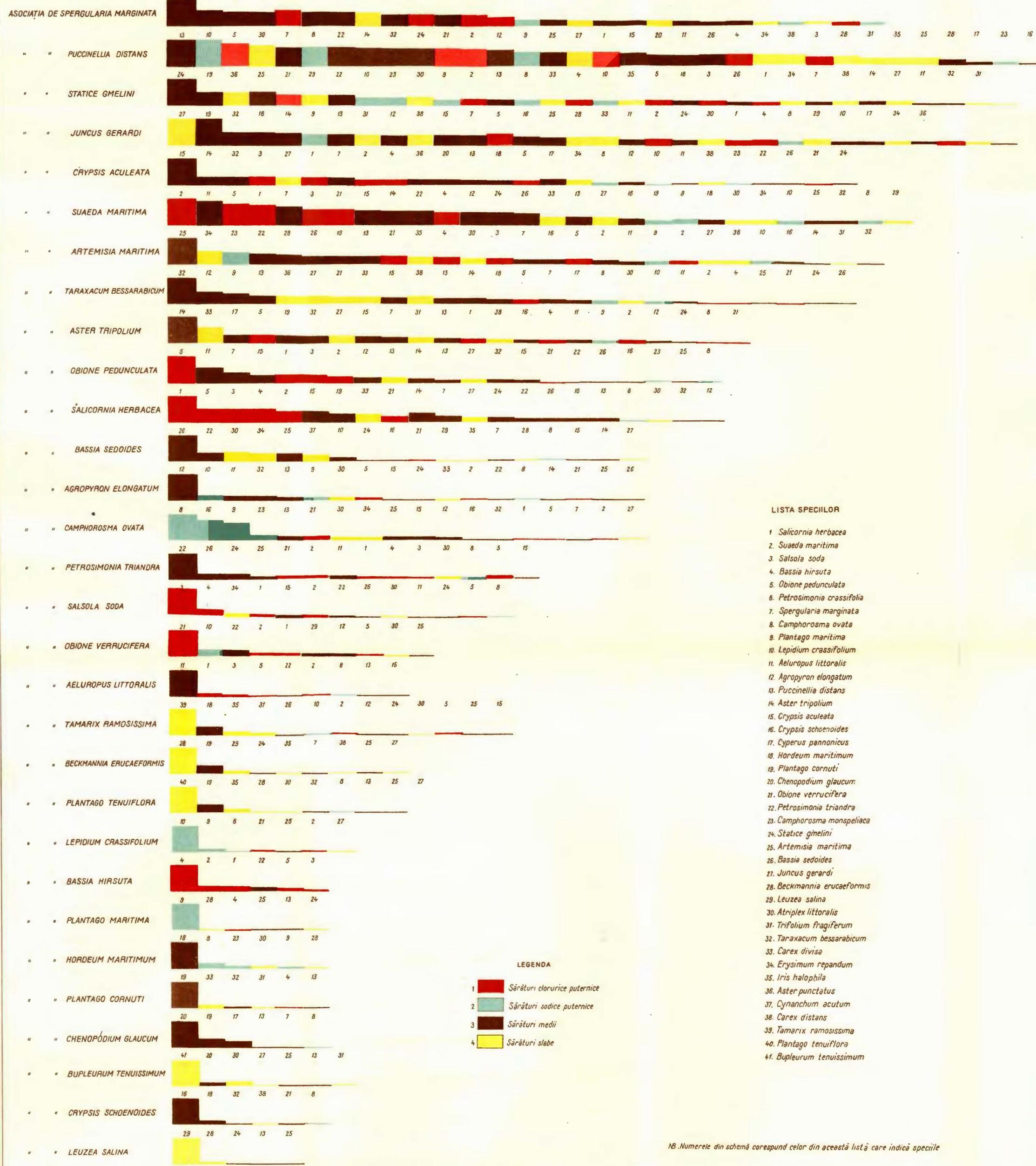
SPECIILE DE PLANTE HALOFILE DIN DIFERITE ASOCIAȚII IN PROCENTE DE PREZENTĂ (P)

I. SERBĂNESCU

I. SERBĂNESCU Ameliorarea paștelor de pe terenurile sărăturoase din cîmpia României prin specie spontane din cuprinsul lor

Planșa I

ASOCIAȚIILE



LEGENDA

- 1 Sărături clorurice puternice
- 2 Sărături sodice puternice
- 3 Sărături medii
- 4 Sărături slabă

N.B. Numerele din schemă corespund celor din această listă care indică speciile

МЕЛИОРАЦИЯ ПАСТБИЩ НА СОЛОНЦЕВАТЫХ ЗЕМЛЯХ РУМЫНСКОЙ РАВНИНЫ НАСАЖДЕНИЕМ ДИКОРАСТУЩИХ РАСТЕНИЙ

И. ШЕРБЭНЕСКУ

(Краткое содержание)

Автор, после проведения детального флористическо-экологического анализа, комбинированного с наблюдениями касающихся генезиса и эволюции ассоциаций, представляет предложение по мелиорации пастбищ на засоленных почвах Румынской равнины, насаждением дикорастущих ценных растений на этих лугах.

Представлено распределение дикорастущих видов в ассоциациях засоленных почв, с указанием ареала распространения каждого вида, их приблизительную фуражную ценность, затем делаются предложения для каждой ассоциации касающиеся применения видов для опытной мелиорации.

В конце работы приложена схема ассоциаций растущих на засоленных почвах, где по горизонтали распределены различные галофитные виды.

Наличие каждого вида в составе ассоциаций указано в процентах, измеряемых по вертикали. Знаки указывают натуру и концентрацию солей в почве.

Из представленных данных можно сделать вывод насколько разнообразны условия в почвах, на которых развиваются различные галофильные ассоциации и насколько широка экология каждого вида; в тоже самое время предоставлена возможность определения, на основании флористическо-экологического анализа, степени засоленности почвы.

Автором предложены опыты на малых площадях, после проведения картирования ассоциаций и идентификации экологических более значительных факторов, преобладающих в каждой ассоциации и установления фуражерной стоимости ценных разновидностей.



AMÉLIORATION DES PRÉS DANS LES TERRAINS SALÉS
DE LA PLAINE ROUMAINE PAR LES ESPÈCES SPONTANÉES

PAR
I. ȘERBĂNESCU

(Résumé)

En prenant comme base une analyse floristico-écologique détaillée ainsi que des données sur la genèse et l'évolution des associations, l'auteur présente des propositions en vue d'une amélioration des prés des sols salins de la Plaine Roumaine par les plantes spontanées voulues qui y poussent.

On donne la répartition des espèces spontanées dans les associations des sols salins, tout en indiquant la distribution et la valeur fouragère de chacune; ensuite, pour chaque association l'auteur recommande les espèces qui doivent être expérimentées dans les améliorations.

À la fin du travail est annexé un schéma des associations qui se développent sur les sols salins, où sur l'horizontale sont figurées les diverses espèces halophiles. La présence de chaque espèce dans le cadre de l'association est exprimée en pourcentages figurés sur la verticale. Les couleurs indiquent la nature et la concentration des sels dans le sol.

Des données présentées il ressort combien les conditions des sols sur lesquels se développent les différentes associations sont variées et combien l'écologie de chaque espèce est vaste; en même temps on peut déduire l'espèce à l'aide des analyses floristico-écologiques et du degré de salinité du sol.

L'auteur propose l'expérimentation sur des aires peu étendues, après avoir effectué, au préalable, le levé des associations, identifié les facteurs écologiques plus importants, dominant dans chaque association et établi la valeur nutritive des espèces voulues.

AMELIORATION OF MEADOWS IN THE SALINE SOILS
OF THE RUMANIAN PLAIN, BY MEANS OF SPONTANEOUS SPECIES

BY
I. ȘERBĂNESCU

(Abstract)

Based on a detailed, floristico-ecological analysis together with the data on the genesis and the evolution of associations, the author proposes the amelioration of meadows in the saline soils of the Rumanian Plain, by means of spontaneous plants.



The distribution of spontaneous species in the associations developed on saline soils is given, showing the repartition of each plant and its approx. fodder value, and suggesting species to be experimented in ameliorations.

The final part contains a scheme of the associations in saline soils. In this scheme, on the horizontal are represented the different halophyle species and on the vertical is illustrated the presence, per cent, of each species within the association. The colors indicate the nature and the concentration of salts in soil.

On account of these data, one could observe the variety of the conditions under which the different halophyle associations develop and how large the ecology of each species is; at the same time, based on floristico-ecological analysis, the salinisation degree in soil is evaluated.

The author proposes experiments within small areas, after previous mapping of associations, identification of most important ecological factors dominant in each association and determination of the nutrient value of valuable species.





Institutul Geologic al României

PARTICULARITĂȚILE CERCETĂRII ȘI CARTĂRII SOLURILOR ÎN REGIUNILE DE MUNTE

DE

N. FLOREA, I. MUNTEANU

I. Particularitățile genezei și caracterele generale ale solurilor montane

Învelișul de sol al regiunilor muntoase prezintă o serie de particularități care-l fac mult deosebit de cel al regiunilor de câmpie, iar studiul lui pune o serie de probleme proprii. Exmainarea condițiilor pedogenetice din regiunile montane și metodica cercetării solurilor în aceste regiuni sunt probleme deosebit de actuale, datorită faptului că în ultimii ani au început la noi în țară cartările în regiunile de munte, cartări ce se vor dezvolta pe scară largă în viitor.

Muntele, ca formă de macrorelief, este o înălțime cu o bază relativ restrânsă, care se ridică brusc în teren, în general cu peste 200 m (5). Mai multe înălțimi de acest fel grupate pe o suprafață aproximativ circulară formează un masiv muntos, iar dacă se însiră pe o anumită direcție, un lanț muntos. În cuprinsul masivelor sau lanțurilor muntoase apar vîrfuri de diferite forme: piramidele sau conice, rotunjite (în formă de cupolă), aplatizate ș.a.

Principalele caracteristici ale reliefului de munte sunt altitudinea absolută și adâncimea fragmentării (energia de relief), în funcție de care munții sunt împărțiți în: munți joși, mijlocii și înalți. Munții joși au pînă la 1 000 m altitudine absolută și pînă la 200 m adâncime de fragmentare; munții mijlocii au pînă la 2 000 m altitudine absolută și 200—500 m adâncime de fragmentare, iar munții înalți peste 2 000 m altitudine absolută și adâncime de fragmentare mai mare de 500 m. Remarcăm că, deși altitudinea absolută constituie condiția principală a existenței muntelui, totuși caracterul «montan» este determinat de adâncimea fragmentării. Astfel, în unele regiuni de lîngă mare, teritorii cu altitudini absolute mici pot fi puternic sculptate, avînd infățișarea tipică de munte (de ex.: marginea estică a peninsulei Kamciatka, țărmul vestic al părții sudice a insulei Sahalin, etc. (5); aci valoarea de 200 m a adâncimii fragmentării este egală cu altitudinea absolută a reliefului. Dimpotrivă, în regiunile nefragmentate din interiorul continentului, de exemplu în Asia Centrală, relieful nemontan poate fi întîlnit chiar la altitudini absolute de 1500—2000 m.



Exemple de acest fel pot fi date și în țara noastră. Astfel, în Dobrogea de nord-vest, la altitudini absolute relativ mici, de numai 300—450 m, relieful are un caracter montan, în timp ce în Subcarpați dealurile urcă pînă la 1 000 m altitudine absolută (Măgura Odobeștilor, Mătăul, etc.). De asemenea, la caracterizarea reliefului de munte trebuie să se țină seama de gradul de fragmentare, de caracterul versanților,

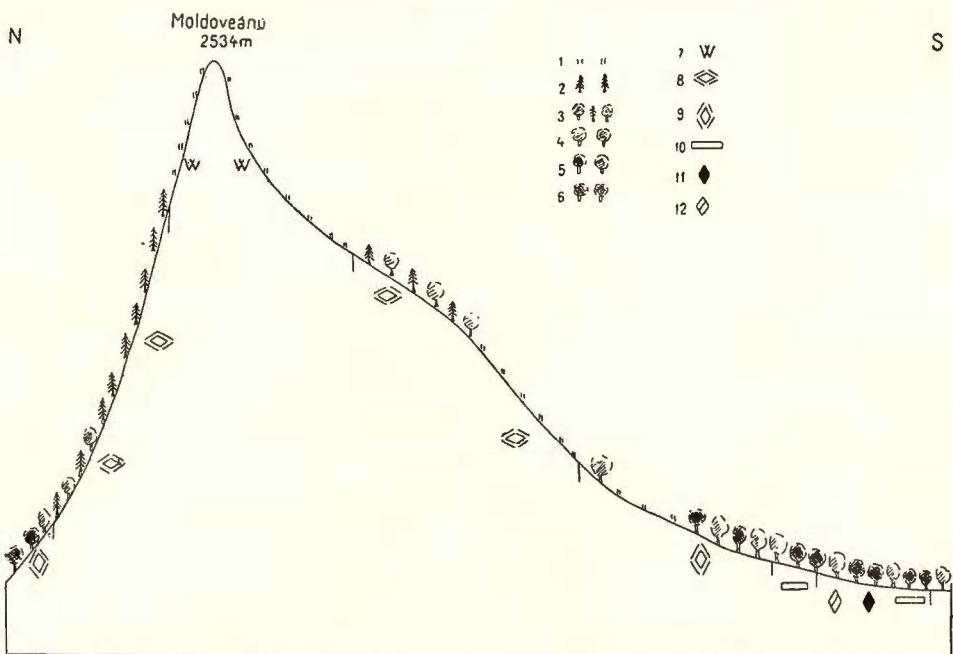


Fig. 1. — Schema zonalitatii verticale in masivul Făgăraș (după Monografia geografică a R.P.R.).
 1, pajiști montane; 2, păduri de molid; 3, păduri de amestec (fag, molid, brad); 4, păduri de fag; 5, păduri de gorun; 6, păduri de gorun; 7, soluri de pajiști alpine și subalpine; 8, sol brun acid montan de pădure tipic și podzolit (inclusiv podzol primar); 9, sol brun montan de pădure tipic și podzolit; 10, sol brun de pădure puternic podzolit; 11, sol brun de pădure podzolit; 12, sol brun de pădure.

înclinarea lor, etc., care au importanță atât în geneza și geografia solurilor, cît și în aprecierea proprietăților productive ale acestor soluri.

Relief are un rol hotărîtor în formarea solurilor și a învelișului de sol din regiunile de munte, acțiunea lui manifestându-se atât indirect, cît și direct.

Acțiunea indirectă se manifestă prin modificarea elementelor landşaftului, în special a climei, și a vegetației, ca urmare a creșterii altitudinii absolute, a fragmentării reliefului, a inclinării și expoziției diferite a versanților, etc.

Se știe că paralel cu creșterea altitudinii absolute se produce o scădere a temperaturii, o creștere (pînă la o anumită înălțime) a precipitațiilor atmosferice, o inten-

sificare a insolației și a radiației căldurii la suprafața solului, o creștere a vitezei și frecvenței vînturilor, o intensificare a radiațiilor ultraviolete, etc.; schimbări asemănătoare se produc și în învelișul vegetal, etc.

Această influență a reliefului asupra climei și vegetației determină schimbarea pe verticală a învelișului de sol în regiunile muntoase, adică zonalitatea verticală. Expoziția și înclinarea diferită a versanților influențează repartitia căldurii și redistribuirea umezelii atât la suprafață, cât și în interiorul solului, contribuind la împestrițarea învelișului de sol. Un exemplu de manifestare a zonalității verticale este redat în fig. 1 care reprezintă un profil schematic prin munții Făgărașului, munți relativ uniformi din punct de vedere petrografic. În partea inferioară a munților se întâlnesc soluri brune montane de pădure, formate sub păduri de foioase, care trec mai sus în soluri brune acide montane, caracteristice pădurilor de conifere sau de amestec; partea superioară a munților aparține zonei solurilor de pajiște alpină. Remarcăm că pe versantul cu expoziție nordică, limita dintre solurile brune și brune acide este situată la altitudini mult mai mici decât pe versantul sudic.

Acțiunea directă a reliefului se manifestă foarte pronunțat, în primul rând prin procesul de eroziune geologică de care depinde transportul și sortarea de-a lungul versanților a materialului rezultat din alterarea rocilor. Astfel se explică legătura dintre înclinarea versanților pe de o parte (fig. 2) și grosimea depozitelor de suprafață (respectiv a solului), textura acestora și stadiul de evoluție a solului pe de altă parte. De regulă, pe versanții cu înclinare accentuată, solurile se formează pe depozite eluvial-deluviale subțiri care conțin cantități mari de fragmente grosolane de rocă compactă și rămîn într-un stadiu incipient de evoluție; dimpotrivă, pe versanții slab înclinați se întâlnesc soluri în stadii înaintate de evoluție, cu textură mai fină, formate pe depozite deluvio-proluviale groase. Un exemplu concret de variație a învelișului de sol, în funcție de relief, este redat în fig. 3, unde se observă că grosimea învelișului de sol este foarte diferită; solul lipsește pe creste, este foarte subțire și în stadii incipiente de evoluție pe versanți cu pante accentuate și convexe și devine din ce în ce mai profund și mai evoluat pe măsură ce pantă versantului se micșorează.

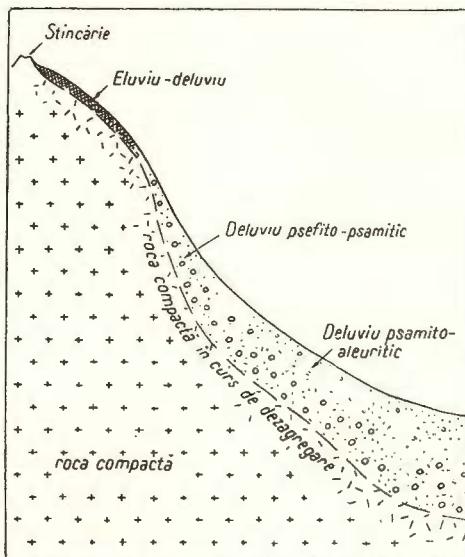


Fig. 2. — Variația alcătuirii granulometrice și a grosimii depozitelor deluviale pe pantă.

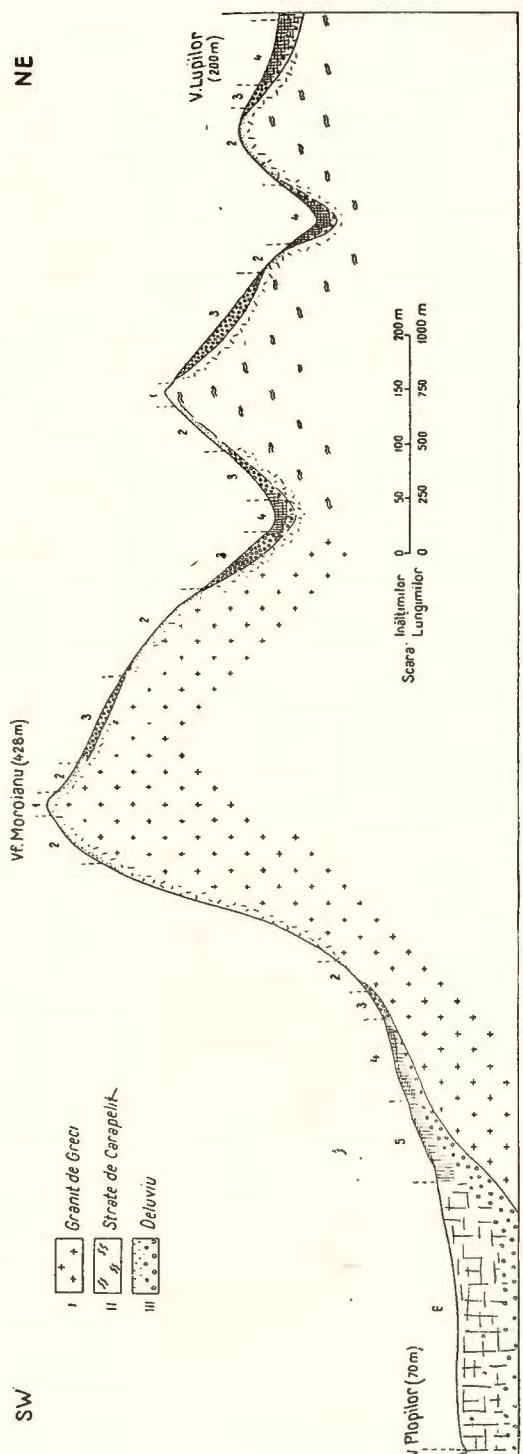


Fig. 3. — Secțiune pedologică schematică pe direcția SW—NE în munții Măcinului, la sud de Greci.
 1, stîncărie; 2, protolitosol; 3, litosol cenusiu tipic, scheletic, cu grosime mijlocie; 4, sol silvestru cenusiu tipic, semischeletic, cu grosime mijlocie-mare; 5, sol silvestru cenusiu-nchiș, slab scheletic, cu grosime mare.

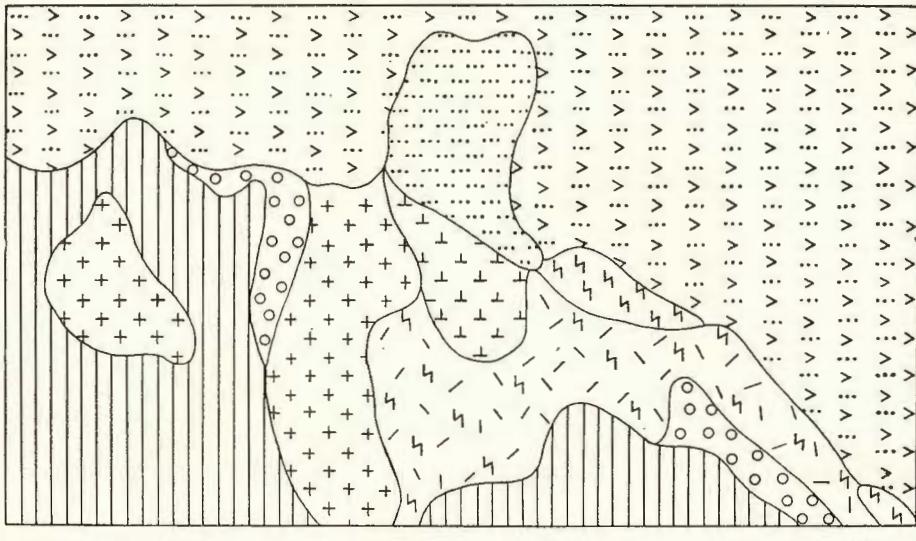
Roca intervine deosebit de puternic în formarea solului și a învelișului de sol din regiunile muntoase, datorită pe de o parte predominării rocilor compacte, ca roci-mame de sol, iar pe de altă parte variației mari pe distanțe mici a acestor roci. Predominarea rocilor compacte, pe ale căror produse de dezagregare și alterare se formează solurile, este cauza principală care determină caracterul frecvent scheletic (psefitic), specific solurilor din regiunile de munte.

Apariția la suprafața terenului a unor roci diferite din punct de vedere chimico-mineralogic determină o împerechere a învelișului de sol. Astfel, în aceleasi condiții bioclimatice, solurile formate pe roci bazice sau carbonatice sunt deosebite de cele formate pe roci acide, evoluția lor fiind puternic influențată de conținutul inițial în baze al rocii. Spre exemplu în zona forestieră montană inferioară, adeseori se formează, în condiții de relief favorabile, pe gresii, conglomerate, gnaise, etc., soluri brune podzolite sau soluri podzolice, în timp ce în condiții similare, pe andezite, bazalte, etc., întâlnim în general soluri brune aproape saturate, deoarece în ultimul caz procesul de podzolire este frânat de bogăția în baze a rocii-mame. Nu mai insistăm asupra cazului foarte cunoscut al rocilor carbonatice și gipsoase, pe care se formează rendzinele.

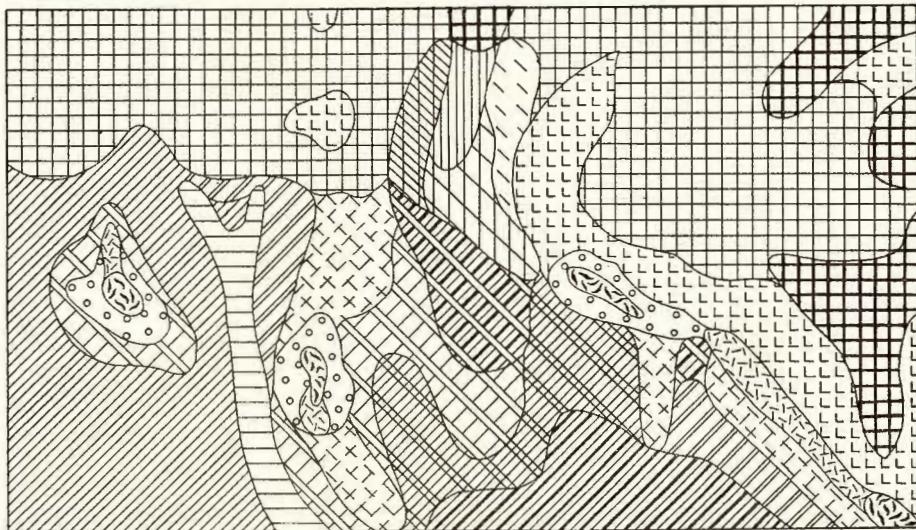
Comparând harta litologică cu harta solurilor unui sector cartat în detaliu (fig. 4) se observă strânsa corelație între rocă și sol. Limitele dintre diferitele roci sunt în același timp și limite între diferite soluri; învelișul de sol este însă mult mai complex, deoarece formarea lui depinde nu numai de rocă ci și de alți factori, în primul rînd de relief.

În general, pe rocile sărace în baze și care se alterează ușor, cum este gresia silicioasă în exemplul dat, se formează soluri mai podzolite (soluri cenușii-maronii deschise) și mai profunde; pe porfire și micașisturi — ceva mai bogate în baze — s-au format soluri moderat podzolite (soluri cenușii-maronii tipice) cu grosime variabilă, iar pe diabaze soluri slab podzolite (soluri cenușii-maronii închise). Pe alternanțele de gresii calcaroase și calcare, solurile formate (rendzine) sunt cu totul deosebite de solurile dezvoltate pe celelalte roci.

Condițiile climatice ale regiunilor muntoase sunt foarte variate, atât în cadrul același masiv muntos cât și de la o regiune muntoasă la alta. Ele depind în primul rînd de altitudinea absolută, de situația pe latitudine, de apropierea sau depărtarea de mări, oceane sau pustiuri, de întinderea masivului montan, etc. Cu cât masivul este mai înalt cu atât va cuprinde mai multe zone climatice. Masivele depărtate de mări se caracterizează printr-un climat mai uscat și mai continental, iar cele situate în apropierea acestora printr-un climat mai umed, în special pe versanții dinspre mări sau oceane, de unde primesc precipitațiile (de exemplu munții din vestul Europei, estul Asiei, etc.).



1 + + + 2 ⊥ ⊥ ⊥ 3 / \ / \ 4 \ \ \ 5 ... > ... 6 > > > 7 ○ ○ ○ 8 | | |



1 - - - 2 \ \ \ \ \ 3 / / / / 4 ○ ○ ○ 5 | | | | 6 \ \ \ \ \ 7 / / / / 8 \ \ \ \ \ 9 | | | |
10 | | | | 11 | | | | 12 | | | | 13 | | | | 14 | | | | 15 | | | | 16 | | | | 17 | | | | 18 | | | |

Fig. 4. — Corelația dintre rocă și sol: harta litologică (sus) și harta solurilor (jos) (sc. 1: 25.000) a unui sector-cheie (NW Camena—Dobrogea).

Legenda pentru harta litologică: 1, porfirie; 2, diabaze; 3, micașisturi cu iviri locale de quartit; 4, quartite; 5, gresie silicioasă (slab consolidată); 6, gresii calcaroase și calcare (alternanțe); 7, depozite deluviale grosiere (psamito-pesefitice) carbonatice; 8 depozite deluviale aleuritice carbonatate.

Legenda pentru harta solurilor: 1, stincărie; 2, protolitosoluri cu iviri locale de stincărie; 3, litosoluri cenușii; 4, litosoluri maronii; 5, sol silvestru cenușiu închis, semischeletic, cu grosime mijlocie; 6, sol silvestru cenușiu tipic, slab evoluat, scheletic, cu grosime mijlocie; 7, sol silvestru cenușiu tipic, scheletic, cu grosime mijlocie; 8, sol silvestru cenușiu tipic, semischeletic, cu grosime mijlocie; 9, sol silvestru, cenușiu deschis, semischeletic cu grosime mijlocie; 10, sol silvestru cenușiu deschis, semischeletic cu grosime mare; 11, sol silvestru cenușiu deschis, slab scheletic, cu grosime mare; 12, protoredzine; 13 rendzine semischeletice, cu grosime mică; 14, sol deroalcic, (rendzinic) slab scheletic, cu grosime mijlocie; 15, sol silvestru cenușiu închis slab scheletic, cu grosime mare; 16, sol silvestru cenușiu închis; 17, sol silvestru cenușiu tipic, lutos; 18, sol silvestru cenușiu tipic, profund levigat de carbonați („de vale”?).



De asemenea, direcția de orientare a creștelor influențează mult condițiile climatice din interiorul unei regiuni muntoase, deoarece în funcție de această direcție unii versanți pot fi izolați, iar alții expuși diferenților curenți atmosferici (calzi sau reci, uscați sau umizi).

Spre exemplu în Dobrogea de nord, creștele Pricopanului și Grecilor, orientate nord-nord-vest — sud-sud-est, izolează aproape complet versanții vestici și cîmpia de la poalele lor de influență maselor de aer mai umed ce vin dinspre est (Marea Neagră și Delta Dunării), determinînd formarea unui climat local mai uscat. Ca urmare, versantul dinspre est prezintă un landșaft tipic de pădure mezofilă (sleau), în timp ce versantul opus se caracterizează printr-un landșaft de pădure xertermă (fig. 5).

Expoziția și înclinarea versanților contribuie de asemenea la modificarea climatului, deoarece în funcție de acestea variază repartiția căldurii și umezelii. La latitudinile noastre versanții cei mai reci sunt cei nordici; temperatura cea mai ridicată se observă în perioada ianuarie-martie pe versanții sud-vestici, în perioada aprilie-iunie trece repede pe cei sud-esticci, iar din iunie revine treptat pe versanții sud-vestici (5). Influența expoziției se resimte intens odată cu creșterea altitudinii absolute; uneori chiar zona de climă, vegetație și sol de pe versanții sudici ajunge să fie diferită de cea de pe versanții nordici.

În munți se observă adeseori inversionsi de temperatură, datorită faptului că în anumite depresiuni încunjurate de creste montane, aerul rece coboară și stagnă (de exemplu, în depresiunile intracarpatice), în timp ce pe munții din jur se înregistrează temperaturi mai ridicate; deseori însă, aceste creste opresc pătrunderea curenților de aer rece, în depresiuni, care au astfel o climă mai caldă decât a masivului

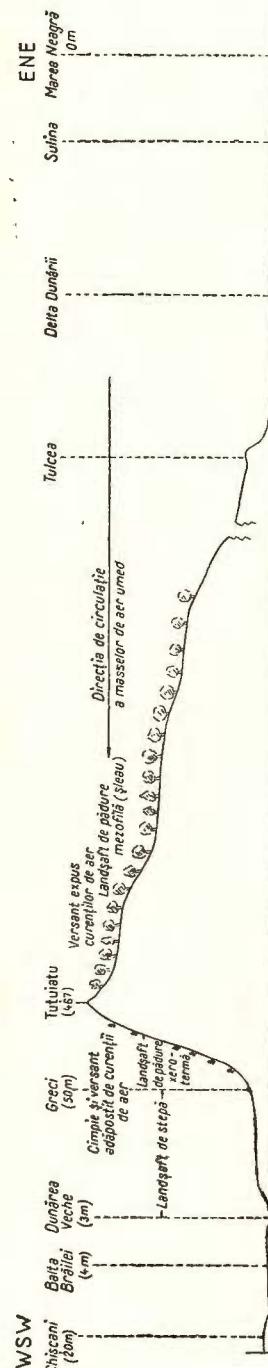


Fig. 5. — Influența circulației maselor de aer asupra landșaftului regiunilor montane și înconjurătoare. Secțiune schematică WSW—ENE
în Dobrogea de nord.

montan încunjurător. Și precipitațiile și alte elemente ale climei pot suferi schimbări analoge. Uneori se constată inversiunea zonelor naturale datorită inversiunii climatului.

În sfîrșit, gradul de fragmentare a reliefului, alternarea suprafețelor stîncoase cu cele acoperite cu păduri sau pajiști, etc. contribuie de asemenea la crearea unor microclimate variate.

Vegetația regiunilor muntoase este de asemenea foarte variată; de obicei cele mai multe regiuni montane se caracterizează prin vegetație forestieră pînă la o anumită altitudine, după care urmează pajiștea alpină, sau la latitudini mari, tundra alpină. Muntele din regiunile aride sunt însă acoperiți cu păduri în mică măsură (de ex. Tian-Şan, Pamir) sau aproape de loc (Salair).

În concluzie, datorită caracterelor proprii regiunilor montane expuse mai sus, condițiile generale de formare și evoluție a solurilor în regiunile de munte se deosebesc mult de cele ale solurilor din regiunile deluroase și de cîmpie. În unele cazuri se poate realiza în munți o îmbinare de condiții naturale cu totul specifică, neîntîlnită în regiunile de cîmpie, care determină apariția unor tipuri genetice de sol proprii muntelui, cum sunt, spre exemplu, solurile de pajiște alpină, solurile (brune) criptopodzolice, etc. Totuși, nu trebuie înțeles prin aceasta că toate solurile de munte sunt complet deosebite de cele din cîmpie; dimpotrivă, majoritatea tipurilor genetice din regiunile de cîmpie se întîlnesc și în regiunile montane. Tipurile genetice de sol din munți se deosebesc însă de corespondentele lor din regiunile de cîmpie, prin unele particularități legate de caracterul general al pedogenezei în regiunile de munte. Ele sunt atât de specifice încît îndreptățesc folosirea termenului de « montan », în denumirea acestor soluri. Caracterul general al procesului de solificare în munți este dat în mare măsură de îndepărțarea continuă a pămîntului fin de către curenții de apă ce se scurg pe suprafețele puternic înclinate ale reliefului montan și de predominarea alterării fizice a rocilor compacte (mai ales în primele stadii de formare a solului). Aceste fenomene principale determină însușirile particulare esențiale ale solurilor de munte, caracterul scheletic al alcăturii granulometrice și mica, dar variata grosime a profilului de sol.

Caracterul scheletic (psefitic) al solului este legat în primul rînd de prezența rocilor compacte la mică adîncime, mai ales pe pantele accentuate, unde îndepărțarea pămîntului fin are loc mai intens. Pe platouri și pante lîne caracterul schehetic al solului este slab exprimat sau lipsește, cu excepția cazurilor cînd aceste forme de relief se află la latitudini mari, unde alterarea chimică este foarte redusă (ca urmare a scăderii temperaturii).

Mica grosime a profilului solului este determinată în primul rînd de permanenta eroziune la care sunt supuși versanții inclinați și apoi de rezistența pe care o opun, în general, rocile compacte la adîncirea stratului solificat. De obicei, în regiunile



montane, grosimea solului depășește rareori un metru, cel mai adesea avînd doar cîțiva decimetri.

Învelișul de sol din regiunile montane se caracterizează printr-o foarte mare variație în suprafață nu numai a grosimii profilului, ci și a stadiului de evoluție a solurilor, a proprietăților lor, etc. Acest fapt nu este decît o consecință a marii variații pe suprafețe restrînse a reliefului (pantă, expoziție, etc.), a gradului de eroziune, a naturii mineralogice și chimice a rocilor de care depinde iuțeala lor de alterare și bogăția în baze, etc.

Așa cum reiese din cele expuse mai sus, în regiunile de munte se succed diferite tipuri genetice de sol, în funcție de situația pe latitudine a regiunilor muntoase, de altitudinea absolută, etc. Majoritatea acestor tipuri se asemănă cu cele din cîmpie, deosebindu-se de ele prin particularitățile generale comune amintite mai sus; de aceea nu considerăm necesar să ne oprim asupra clasificării și caracterizării acestor tipuri genetice. În schimb, ne vom opri asupra solurilor aflate în primele stadii de evoluție, care au largă răspîndire în majoritatea regiunilor muntoase, constituind un specific al acestora și a căror clasificare și nomenclatură nu este încă suficient, precizată.

În învelișul de sol al munților se observă frecvent toate stadiile de dezvoltare a procesului de solificare, începînd de la roca masivă pînă la solul evoluat cu profil bine diferențiat.,

În desfășurarea acestui proces K. P. BOGATÎREV deosebește următoarele trepte de dezvoltare:

1. Roca proaspătă;
 2. Faza de alterare premergătoare solificării cînd, alături de microorganisme, în procesele de alterare încep să joace un rol activ organismele vegetale inferioare;
 3. Primul stadiu de dezvoltare a solurilor scheletice, în care vegetația superioară determină formarea orizontului scheletic A;
 4. Al doilea stadiu de dezvoltare a solurilor scheletice la care se constată formarea orizontului A și a orizontului B scheletic;
 5. Al treilea stadiu de dezvoltare a solurilor scheletice, caracterizat prin formarea suborizonturilor B_1 și B_2 , cu partea inferioară a orizontului B_2 scheletică.
- Acstei trepte de dezvoltare stabilite de BOGATÎREV își găsesc concretizarea în învelișul de sol al regiunilor de munte. BOGATÎREV însă nu dezvoltă o nomenclatură adecvată pentru solurile corespunzătoare acestor stadii de evoluție (numindu-le generic soluri «fragmentare»).

Din experiența noastră de teren a rezultat că pot fi prinse pe hărți pedologice la scări mijlocii următoarele cinci cazuri, redate schematic în profilele alăturate (fig. 6).



Primul caz (a) corespunde primelor două trepte de dezvoltare a procesului de solificare, după BOGATIREV, în care rocile aflate la zi sănătate nedezagregate sau dezagregate în blocuri mari, pe care în mod frecvent se instalează licheni și mușchi. Această situație, deși face parte constitutivă din învelișul de sol, nu poate fi considerată ca sol. Propunem pentru ea denumirea de «stîncărie».

Al doilea și al treilea caz (b și c) corespund primului stadiu de dezvoltare a procesului de solificare după același autor. În aceste cazuri, la suprafața rocii se diferen-

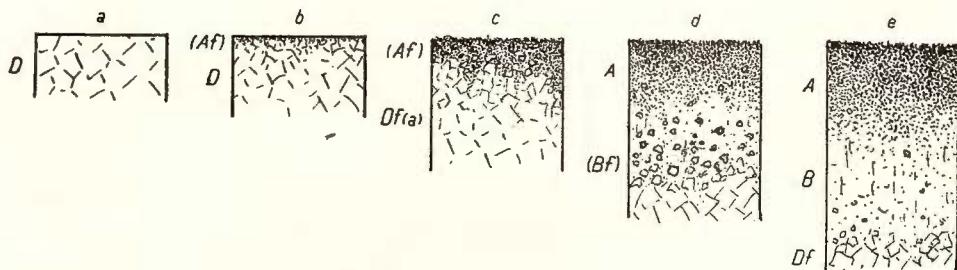


Fig. 6. – Stadiile de dezvoltare a solurilor formate pe roci consolidate: a) stîncărie; b) protolitosol; c) litosol; d) sol aparținând unui tip genetic, în stadiu incipient de evoluție; e) sol aparținând unui tip genetic normal dezvoltat.

țiază clar un strat de alterare și solificare, încit se poate vorbi de existența unui sol, în care nu se observă însă caracterele morfologice ale vreunui tip genetic evoluat. Profilul solului este alcătuit doar din orizontul A (la rîndul lui format fie din A, fie din A_1 , fie din amândouă), după care urmează roca-mamă. Acest sol cu profil de tip A-D (pe roci silicatici) este cunoscut în literatură sub diferite denumiri: sol primitiv (în literatura sovietică), litosol (în literatura anglosaxonă) sau ranker (în literatura vesteuropeană). În literatura noastră pedologică a fost numit uneori sol crud scheletic, fără să fi fost însă caracterizat și fără să fi fost stabilite condițiile în care apare; alteori a fost denumit generic sol schelet (grupă de soluri care cuprinde atât solurile neevolute, cit și cele evolute). Întrucît în ultimul timp denumirea de litosol a căpătat o largă răspîndire, suntem pentru folosirea acestui termen pentru solurile cu profil de tip A—D formate pe roci silicatici.

Așa cum s-a arătat în schema de mai sus, în cadrul acestui prim stadiu de solificare am deosebit două faze: prima (b), caracterizată printr-un orizont A slab format, iar a doua (c) printr-un orizont A, scheletic, dar bine exprimat. Denumim solul corespunzător primei faze, protolitosol (prin analogie cu denumirea de protorendzină folosită în sens similar de KUBIENA), iar solul corespunzător celei de a doua faze litosol propriu zis. Protolitosolul prezintă un orizont A foarte subțire, scheletic, al cărui material fin este mai mult organic și provine mai ales prin transformarea resturilor de mușchi și licheni care predomină în învelișul vegetal; de obicei, vege-

tația lemnoasă nu se poate dezvolta pe acest sol. Litosolul prezintă un orizont A, de asemenea scheletic, dar mai dezvoltat (pînă la 20–40 cm), al cărui material pămîntos (fin) este bogat în humus și deseori prezintă structură glomerulară. Pe litosoluri se poate dezvolta vegetația lemnoasă.

În ceea ce privește clasificarea litosolurilor ținînd seamă de însușirile lor în raport cu condițiile fizico-geografice, în stadiul actual al cercetărilor nu există suficient material pentru a fundamenta o asemenea clasificare. Menționăm că se pot deosebi diferite subîmpărțiri ca: litosol cu mull, litosol cu moder, litosol cu humus brut, litosol podzolic, etc.

Celui de al patrulea (d) și al cincilea caz (e) le corespunde solul de trecere de la litosol la un tip genetic evoluat și respectiv solul bine format, dar adeseori scheletic mai ales către bază. Examinarea acestor soluri evoluante nu intră în obiectul lucrării de față.

În cercetarea învelișului de sol în regiunile de munte se dă o deosebită atenție înregistrării grosimii profilului de sol și conținutului în schelet, deoarece de acestea depind în mare măsură proprietățile productive ale solului și posibilitățile de utilizare; grosimea constituie de asemenea un indiciu al stadiului de dezvoltare a solului. În această privință, în literatura sovietică există o clasificare, făcută de E. N. IVANOVA, care împarte solurile formate pe roci compacte în:

Soluri cu grosime mare: roca compactă la adîncimi mai mari de 80 cm;

Soluri cu grosime mijlocie: roca compactă între 30 și 80 cm;

Soluri cu grosime mică: roca compactă la mai puțin de 30 cm.

În funcție de conținutul în schelet (> 2 mm) C. CHIRITĂ (1956) face următoarele subîmpărțiri:

Foarte slab scheletic: sub 10% particole > 2 mm,

Slab scheletic: 10–25% particole > 2 mm,

Semi scheletic: 25–50% particole > 2 mm,

Scheletic 50–75% particole > 2 mm,

Excesiv scheletic peste 75% particole > 2 mm.

II. Particularitățile cercetării și cartării solurilor de munte

Metodica cercetării și cartării solurilor din regiunile de munte prezintă anumite particularități față de metodica cercetării și cartării solurilor din regiunile de cîmpie.

La studierea morfogenetică a profilului de sol montan se ridică spre exemplu problema stabilirii celui mai bun mod de măsurare a grosimii orizonturilor profilului (fig. 7), și anume dacă măsurarea trebuie făcută pe verticala locului (v) sau pe perpendiculara (p) la suprafața terenului. Ținînd seama că orizonturile solului sunt dispuse paralel cu suprafața terenului, rezultă că o valoare corectă a grosimii lor nu se poate obține decît prin măsurarea pe perpendiculara la suprafața terenului.



Măsurarea pe verticală este însotită de o mărire a grosimii orizonturilor. De obicei însă, această mărire, determinată de înclinarea versanților, este în general mică; spre exemplu la o înclinare de $15-30^\circ$ creșterea grosimii orizonturilor determinată de măsurarea pe verticală este de $3-15\%$. Numai la înclinări mai mari de 45° deformarea dimensiunilor orizonturilor este apreciabilă, dar în general pe versanți cu astfel de înclinări nu există sol. Având în vedere că și apa de precipitații și de asemenea rădăcinile plantelor pătrund în sol nu perpendicular pe suprafața terenului, ci vertical, considerăm că măsurarea pe verticală locului este corespunzătoare.

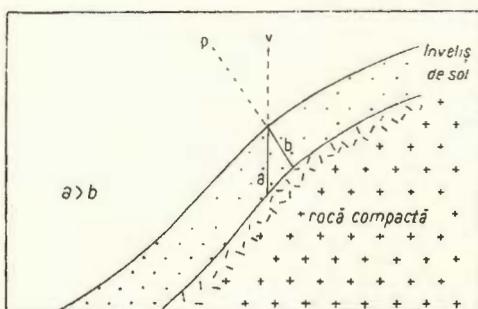


Fig. 7. -- Cele două moduri de măsurare a grosimii solului și orizonturilor: pe verticală (v) sau pe perpendiculară la suprafața terenului (p).

lui și sol pe diferenți pereți ai profilului pentru o cît mai justă stabilire a caracterelor morfologice ale acestuia.

În cercetarea solurilor de munte este foarte importantă determinarea naturii chimice, formei, mărimei și cantității scheletului, deoarece acesta influențează puternic însușirile fizico-chimice, procesele pedogenetice și proprietățile productive ale solului. Dăm în continuare modul de definire a scheletului (particulelor psefite).

1. După natura chimică CLARKE (1954) deosebește:

a) Material parental, rezidual sau adus, capabil să se altereze în continuare și să dea pămînt fin; caracteristic solurilor mai puțin evolute; este alcătuit din fragmente scheletice de diferenți alumo-silicați (feldspați, mice, etc.), carbonați de calciu sau de magneziu, etc.

b) Material rezidual sau adus, ce nu se mai alterează (inert); poate fi supus doar unei dezagregări fizice, astfel că rolul său în formarea solului este doar fizic; în această categorie intră fragmentele de cuarț și cremene.

c) Material concreționar care s-a acumulat în masa solului prin reacții fizice sau fizico-chimice (bobovine, concrețiuni de carbonați, etc.).

2. După formă, scheletul din sol este împărțit de CLARKE (1954) în cinci grupe:

a) angular (cu varietățile cubică și plată),

b) subangular (cu varietățile cubică și plată),

c) rotunjit (inclusiv nodular),

- d) stratificat,
- e) tabular.

3. După mărime, fragmentele scheletice (psefítice) se împart în următoarele fracțiuni granulometrice (scara internațională):

Fracțiuni granulometrice	Pietriș			Pietre			Bolovani
	Mărunt	Mijlociu	Mare	Mici	Mijlocii	Mari	
Dimensiuni în mm	2–5	5–10	10–20	20–50	50–100	100–200	> 200
	2–20			20–200			> 200

4. Subîmpărțirea după cantitatea de schelet din sol a fost menționată anterior. În această subîmpărțire se ține seama de totalul particulelor grosolane din sol, indiferent de mărimea lor. La cartări mai detaliate se recomandă completarea acestei subîmpărțiri în funcție și de mărimea particulelor scheletice, specificată mai sus. Dacă scheletul este constituit în cea mai mare parte dintr-o singură fracțiune granulometrică se va menționa această fracțiune (spre exemplu sol scheletic cu pietriș); dacă solul conține mai multe fracțiuni granulometrice acestea vor fi menționate în ordinea dominației (spre exemplu sol semischeletic cu pietriș și pietre; sol excesiv scheletic, bolovănos cu pietre și puțin pietriș).

La descrierea profilului este, de asemenea, importantă notarea apariției orizonturilor impermeabile care determină formarea curenților laterali de apă în sol, în special în cazul solurilor formate pe roci impermeabile (sisturi argiloase, plăci groase de roci compacte, etc.). În general, apa acestor curenți laterali este foarte slab mineralizată, cu excepția cazurilor când aceasta a trecut peste sau prin roci bogate în săruri pe care le-a dizolvat.

În regiunile de munte terenul prezintă adeseori la suprafață pietre sau bolovani. Acest lucru se va consemna cu atenție, menționându-se mărimea, frecvența și modul în care apar bolovanii (dacă sunt sau nu îngropăți în sol și în ce proporție). Se poate aprecia chiar gradul de acoperire a suprafeței, după următoarea scară propusă de PETROV (1958):

- Slab acoperit: acoperirea cu pietre sau bolovani sub 10%;
- Mijlociu acoperit: acoperirea cu pietre și bolovani 10–20%;
- Puternic acoperit: acoperirea cu pietre și bolovani 20–40%;
- Foarte puternic acoperit: acoperirea cu pietre și bolovani peste 40%.

În cartarea solurilor regiunilor montane recunoașterea pedologică este de mare ajutor, deoarece pot fi cunoscute de la început principalele caractere ale învelișului de sol, în primul rînd corelația dintre sol și relief, rocă și celelalte condiții.



La stabilirea traseelor de lucru, atât la recunoaștere cât și la cartare, trebuie să se țină seama de necesitatea traversării tuturor formelor de relief ale teritoriului, întrucât, aşa cum s-a arătat, relieful constituie unul din cei mai importanți factori care determină distribuția și zonalitatea solurilor în regiunile de munte. Din această cauză adeseori traseele de lucru nu corespund cu drumurile principale sau cărările din munte.

Analiza reliefului redat pe hărțile topografice sau pe fotografiile aeriene ale regiunii de studiat (completată, dacă este posibil, cu examinarea stereoscopică a fotografiilor aeriene) este foarte prețioasă în cartare, deoarece permite cunoașterea prealabilă ale unora dintre particularitățile reliefului, vegetației și chiar a rocilor.

Cercetarea hărtilor litologice, nu numai geologice, este de asemenea foarte importantă (dată fiind influența puternică pe care o exercită roca asupra învelișului în sol). În general pe pantele convexe solurile sunt formate aproape direct pe rocă, în timp ce pe pantele concave sau la baza pantelor solurile se formează pe produsele de dezagregare și alterare a rocii compacte.

După gradul de detaliere a cercetării solurilor montane deosebim trei scări de cartare: cartarea la scară mică (1:500.000 și mai mică), cartarea la scară mijlocie (1:400.000–1:100.000), cartarea la scară mare (1:50.000 și mai mare).

În cartarea la scară mică se folosește de obicei metoda cartării prin trasee de recunoaștere, completată într-o anumită măsură cu cartarea unor sectoare-cheie.

În cartarea la scară mijlocie se îmbină cartarea de recunoaștere cu cartarea în sectoare-cheie; datele obținute se interpolează și se extrapolează pe teritoriul necercetat, după care se fac unele verificări cu ajutorul unor trasee pedologice ce unesc sectoarele-cheie.

În cazul cartării la scară mică sectoarele-cheie reprezintă în medie cca 10% din suprafață; la cartarea la scară mijlocie sectoarele-cheie trebuie să acopere cel puțin 50% din suprafața teritoriului.

Cartarea la scară mare se execută ca și în regiunile de cîmpie, cu deosebire că în regiunile montane este necesară o densitate mult mai mare de profile, datorită complexității mari a învelișului de sol.

Cartarea sectoarelor-cheie se face la scară mai mare decât scara hărtii pe care se prezintă rezultatele cercetării, mai ales în cazul cartării la scări mici. Alegerea sectoarelor-cheie trebuie astfel făcută încît ele să includă suprafete din toate zonele de soluri și raioanele pedologice stabilite pe baza consultării materialului documentar existent; dacă în procesul cartării se stabilesc noi raioane pedologice, acestea vor fi caracterizate cu ajutorul unor sectoare-cheie suplimentare.

Cartarea în sectoare-cheie urmărește stabilirea legilor de repartition a solurilor în funcție de relief, rocă, vegetație, etc. Pentru aceasta este necesară cartarea amănunțită cu o densitate ridicată de profile, amplasate astfel încît să poată fi caracterizate toate condițiile pedogenetice în mod satisfăcător. Spre exemplu,



trebuie caracterizate prin profile de sol diferitele elemente ale reliefului, diferitele părți ale versanților cu înclinări, lungimi și expoziții diferite, diferitele roci, diferitele asociații vegetale, etc. Se verifică apoi dacă primele observații și concluzii se repetă în condiții asemănătoare, stabilindu-se prin acesta legitățile învelișului în condițiile date.

Prin cartarea sectoarelor-cheie și prin traseele (traversele) pedologice trebuie să se ajungă la cunoașterea învelișului de sol în raport cu schimbările intervenite în complexul condițiilor fizico-geografice, fapt care constituie baza extrapolării și interpolării datelor pedologice și care ușurează munca de cartare pedologică mai ales în masivele greu accesibile. Un exemplu de sector-cheie cartat la scara 1:50.000 și legenda corespunzătoare a fost prezentat deja în fig. 4 jos.

În cazul cartării în scară mijlocie, completarea hărții solurilor între sectoarele-cheie se face cu ajutorul unor trasee pedologice de completare; desinea acestor trasee depinde de concluziile obținute la cartarea sectoarelor-cheie, de complexitatea învelișului de sol și de materialul cartografic existent în legătură cu vegetația, relieful, litologia, etc. În cazul unui înveliș de sol complex și al existenței unui insuficient material cartografic, distanța dintre trasee este aproximativ dublul distanței dintre traseele folosite la cartarea sectoarelor-cheie; această distanță poate fi mai mare în cazul că învelișul de sol este puțin variat și există suficient material cartografic ajutător de calitate satisfăcătoare. În regiunile montane greu accesibile se recomandă efectuarea în aceeași etapă atât a cartării sectoarelor-cheie, cât și a traseelor pedologice de completare între acestea; se elimină astfel ultima etapă și deci efortul necesitat de revenirea în aceste sectoare.

BIBLIOGRAFIE

1. CHIRIȚĂ C-TIN. Pedologie generală. Ed. Agro-silvică de Stat, București 1955.
2. RODE A. A. Pocivovedenie (Pedologie). Moscova-Leningrad, Goslesbumizdat 1955.
3. LUKAŠEV K. I. Osnovî litologhii i geohimii korî vivetrvaniia (Bazele litologiei și geochimiei scoarței de alterare), Minsk 1958.
4. ALEXANDROVA L. N., ANTIPOV-KARATAEV I. N., GARCUŞA I. F., GORŞENIN K. P. și SOBOLEV S. S. Pocivovedenie (Pedologie). Moscova Selhozghiz 1958.
5. * * * Pocivennaia semka (Cartarea pedologică). Akademia Nauk S.S.S.R., 1959.
6. * * * Monografia geografică a R.P.R. Vol. I, Geografia fizică. Ed. Acad. R.P.R., București 1960.



ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ КАРТИРОВАНИЯ ПОЧВ В ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ

Н. ФЛОРЯ, И. МУНТЬЯНУ

(Краткое содержание)

В первой части работы представлены главные особенности педогенезиса в горных областях. Указывается роль рельефа и горных пород в образовании почвенного и растительного покрова, а также и в изменении климатических условий.

В педогенезисных условиях, специфических горам, общий характер процесса образования почв заключается в постоянном удалении тонкозернистого материала, водными течениями, стекающимися на поверхностях крутых склонов горного рельефа и в преобладании физического выветривания плотных пород (в особенности в первых стадиях образования почв). Эти основные явления определяют главные частные особенности горных почв: скелетный характер гранулометрического состава и незначительную толщину (и все таки очень разнообразную) почвенного разреза.

В развитии почв, образовавшихся на консолидированных некарбонатных породах, авторы выделили следующие пять этапов эволюции: скальные грунты, протолитопочва; литопочва; почва, принадлежащая одному генетическому, слабо развитому типу и почва принадлежащая генетическому нормально развитому типу (рис. 6).

Под скальным грунтом подразумеваются плотные породы с выходами на дневную поверхность, практически неразмельченные или размельченные в большие глыбы, на которых часто установлены мхи и лишайники. В следующих этапах эволюции, соответствующих протолитопочв и литопочв дифференцируются на поверхности породы отчетливо; кора выветривания и почвообразования, когда становится возможным утверждение о наличии почвы, в которой не наблюдаются морфологические особенности какого-либо определенного генетического типа. Протолитопочва представляет (горизонт А) очень тонкий, скелетный, тонкозернистый материал, более органического происхождения, образовавшись в первую очередь благодаря превращению остатков мхов и лишайников, преобладающих в растительном покрове.

Литопочва представлена более развитым горизонтом А (до 30—40 см) очень часто скелетообразным, мелкозернистый материал, обычно богат гумусом и очень часто оструктурен (зернист).

Четвертому и пятому этапам соответствуют переходные почвы от литопочвы генетического типа, к которому эволюционирует (но со слаборазвитыми



морфогенетическими особенностями), соответственно эволюированной почвой с нормально выраженным морфогенетическим особенностями, но очень часто скелетообразными.

Затем исследуется подразделение почв горных областей в зависимости от толщины разреза и содержания скелетного материала.

Во второй части настоящей работы представлены особенности исследования и картирования почв горных областей. Уделяется особое внимание проблемам связанным с исследованием скелетного материала почв и с методом педологического картирования в специфических горных условиях.

PARTICULARITÉS DE L'ÉTUDE ET DE LA CARTOGRAPHIE DES SOLS DANS LES RÉGIONS DE MONTAGNE

PAR

N. FLOREA, I. MUNTEANU

(Résumé)

La première partie du travail comprend les principales caractéristiques de la pédogénèse des régions de montagne. On montre le rôle du relief et des roches dans la formation de la couverture de sol et de végétation ainsi que dans la modification des conditions climatiques.

Dans les conditions pédogénétiques des montagnes, le caractère général du processus de solification est dû à l'érosion continue des matériaux fins par les cours d'eau qui ruissellent sur les surfaces fortement inclinées du relief montagneux et à l'altération physique des roches compactes (surtout pendant les premiers stades de formation du sol). Ces phénomènes principaux déterminent les particularités essentielles des sols de montagne: le caractère squelettique de la composition granulométrique et l'épaisseur réduite (mais toutefois très variée) du profil de sol.

Dans le développement des sols formés sur des roches consolidées sans carbonates les auteurs distinguent les cinq étapes d'évolution suivantes: terrains rocheux, protolithosol, lithosol, sol appartenant à un type génétique faiblement développé et sol appartenant à un type génétique normalement développé (fig. 6).

Par terrains rocheux on comprend les roches compactes mises à jour, pratiquement non désagrégées ou désagrégées en gros blocs, couverts fréquemment de mousses et de lichens. Pendant les étapes d'évolution ultérieures correspondant au protolithosol et au lithosol, à la surface de la roche se différencie nettement une croûte d'altération et de solification, de sorte que l'on peut parler d'un sol dans lequel pourtant on ne saurait distinguer les caractères morphologiques d'un type génétique



quelconque. Le protolithosol présente un horizon A très mince, squelettique, dont le matériel fin est plutôt organique et provient surtout de la transformation des restes de mousses et de lichens qui sont prédominants dans la couverture végétale. Le lithosol présente un horizon A plus développé (jusqu'à 30—40 cm) fréquemment squelettique; le matériel fin est, en général, riche en humus et souvent structuré (glomérulaire).

La quatrième et la cinquième étape représentent le sol de transition du lithosol au type génétique vers lequel il évolue (ayant pourtant des caractères morphogénétiques faiblement exprimés) et respectivement le sol évolué à caractères morphogénétiques normalement exprimés mais souvent squelettiques.

En continuation, les auteurs étudient le problème de la division des sols dans les régions de montagne, suivant l'épaisseur du profil et la teneur en matériel squelettique.

La seconde partie du travail comprend les particularités de l'étude et de la cartographie des sols de montagne. Une attention particulière est accordée aux problèmes concernant l'étude du matériel squelettique dans le sol et la méthode de recherche pédologique en montagne.

CHARACTERISTIC FEATURES OF STUDY AND MAPPING ON MOUNTAIN SOILS

BY

N. FLOREA, I. MUNTEANU

(Abstract)

In the first part of this paper, the characteristic features of pedogenesis in mountain soils are presented. The influence of the relief and of the rocks on the formation of soil and vegetal mantle as well as on the changes of climate conditions is considered.

Under the pedogenetic conditions of the mountain regions, the general character of the solification process is due largely to a continuous removal of the fine material by water courses running downwards on strongly inclined slopes of the mountain relief and to the prevailing of physical weathering in compact rocks (mainly during the first stages of soil formation). These main phenomena determine the specific characters of mountain soils: the squeletical texture and the reduced (but very varied) thickness of soil profile.

In the development of soils formed on consolidated, uncarbonated rocks, the authors distinguish five stages of evolution: rocks, protolithosol, lithosol, soil belonging to a slightly developed genetic type and soil belonging to a normally developed genetic type (fig. 6).



By rocks the authors mean the compact outcropping rocks, being undisintegrated or disintegrated in great blocks and very often overgrown by moss and lichens. During the next stages corresponding to protolithosoil and lithosoil, on the rock surface occurs a weathering and solification crust; it suggests the presence of a soil, but no morphologic characters of any genetic type may be observed. The protolithosoil includes a very thin squeletical A horizon, in which the fine material is rather organic and results mainly from the transformation of moss and lichens residues prevailing in the vegetal mantle. The lithosoil has a more developed (up to 30—40 cm) frequently squeletical A horizon; its fine material is usually rich in humus and structured.

The fourth stage and the fifth one correspond to a soil that is a transition from the lithosoil to the genetic type into which it grades (but having slightly morphogenetic characters) and the evolutionary soil with normal, morphogenetic features but often squeletical.

Further, the problem of soil grouping in mountain regions according to the profile thickness and the content of squeletical material is discussed.

In the second part of the paper, the characteristic features of study and mapping on mountain soils are considered. Special attention is paid to problems concerning the investigation of squeletical material in soil and the method of pedologic mapping on mountain soils.





Institutul Geologic al României