

**PROBLEME
DE
GEOGRAFIE**

VOL. IV

INSTITUTUL DE
P-424
BIBLIOTECA

100

DONATIA
Acad. Prof.
VICTORIA MIHAILESCU



BIBLIOTECA INSTITUTULUI DE
GEOGRAFIE BUCUREȘTI
Cota P-424
Inventar

**PROBLEME
DE
GEOGRAFIE**

VOL. IV

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMINE

1 9 5 7

COMITETUL DE REDACȚIE

TIBERIU MORARU, membru corespondent al Academiei
R. P. R.; CONSTANTIN HERBST; MARIA SÎRBU;
ION ȘANDRU; IOAN TULOGDY; PETRE COTET;
ION CONEA; RAUL CĂLINESCU; ION RĂDULESCU—
redactor responsabil.

PREZENTA LUCRARE APARE SUB ÎNGRIJIREA
INSTITUTULUI DE CERCETĂRI GEOGRAFICE DIN R. P. R.

S U M A R

STUDII ȘI CERCETĂRI DE TEREN

	Pag.
P. COTEȚ, Depresiunea Zarandului (Observații geomorfologice)	9
C. MARTINIUC și P. COTEȚ, Citeva observații geomorfologice asupra munților Ciucaș-Zăgan și împrejurimi	33
I. SÎRCU, Citeva aspecte de geomorfologie din munții Birgăului	45
<u>ION RĂDULESCU</u> , Observații geomorfologice în Cîmpia Burdea	75
V. ȘFICLEA și N. BARBU, Observații fizico-geografice asupra raionului Panciu (regiunea Galați).	107
MIHAI IANCU, Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bîrsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuesc, Baraolt). Partea I	127
I. PIȘOTA și A. NĂSTASE, Lacul Roșu, nod de confluență a trei bazine hidrografice	181
LUCIAN BADEA, CORNELIA STĂNCESCU și ALEXANDRU DUMITRU, Observații morfologice în bazinul Pogonșului. Depresiunea Brebu	205
MARIA CĂLINESCU, Degradări de teren în valea Suceagului (raionul Cluj)	225
AL. OBREJA, Considerații geomorfologice asupra nisipurilor din Cîmpia Tecuciului	237
I. DONISĂ, Citeva observații geomorfologice în bazinul hidrografic al Rîmnei	249
ION CONEA, Din geografia istorică a bălților Ialomiței și Brăilei	261
VERONICA GIOSU, Alimentarea cu produse rurale a principalelor piețe ale orașului Iași	277
NOTE	283
RECENZII	291

S O M M A I R E

ÉTUDES ET RECHERCHES

	Page.
P. COTET, La dépression du Zarand (Observations géomorphologiques)	9
C. MARTINIUC et P. COTET, Quelques observations géomorphologiques concernant les monts Ciucaş-Zăgan et les environs	33
I. SÎRCU, Quelques aspects géomorphologiques des monts du Bîrgău	45
ION RĂDULESCU, Observations géomorphologiques dans la Plaine de Burdea	75
V. SFICLEA et N. BARBU, Observations physico-géographiques ayant trait au district de Panciu (Région de Galatz)	107
MIHAI IANCU, Contribution à l'étude des unités géomorphologiques de la dépression intérieure de l'arc des Carpates (Bîrsa, Sfîntul Gheorghe, Tirgu Secuiesc, Baraolt). 1 ^{ère} partie	127
I. PIŞOTA et A. NĂSTASE, Lacul Roşu, noeud du confluent de trois bassins hydrographiques	181
LUCIAN BADEA, CORNELIA STĂNGESCŪ et ALEXANDRU DUMITRU, Observations morphologiques dans le bassin du Pogoniş. Dépression de Brebu	205
MARIA CĂLINESCU, Dégénération du terrain dans la vallée du Suceag (District de Cluj)	225
AL. OBREJA, Considérations géomorphologiques sur les sables de la Plaine de Tecuci	237
I. DONISĂ, Quelques observations géomorphologiques effectuées dans le bassin hydrographique de la Rîmna	249
ION CONEA, Considérations sur la géographie historique de la „Balta“ du Danube	261
VERONICA GIOSU, L'approvisionnement en produits ruraux des principaux marchés de la ville de Jassy	277
NOTES	283
COMPTES RENDUS	291

СО Д Е Р Ж А Н И Е

ОЧЕРКИ И ИССЛЕДОВАНИЯ

	<u>Стр.</u>
И. КОТЕЦ, Зарандская депрессия (геоморфологические наблюдения)	9
К. МАРТИНЮК и И. КОТЕЦ, Некоторые геоморфологические наблюдения в горах Чукаш-Зэган и их окрестностях	33
И. СЫРКУ, Некоторые геоморфологические особенности гор Быргэу	45
И. РЭДУЛЕСКУ, Геоморфологические наблюдения в равнине Бурдя	75
В. СЫКЛЯ и И. БАРБУ, Наблюдения, касающиеся физической географии района Панчу Галацкой области	107
М. ЯНКУ, К вопросу о геоморфологических образованиях во внутренней депрессии Карпатской дуги (Бырса, Сф. Георге, Тыргу Сечуеск, Бараолт). Часть I	127
И. НИШОТА и А. НЭСТАСЕ, Лакул Рошу — узел слияния трех гидрографических бассейнов	181
Л. БАДЯ, К. СТЭНЧЕСКУ и А. ДУМИТРУ, Морфологические наблюдения в бассейне Погоняша. Котлопана Бребу	205
М. КЭЛИНЕСКУ, Деградация грунта в долине Сучага (Клужский район)	225
А. ОБРЕЖА, О геоморфологии песков равнины Текуча	237
И. ДОНИСЭ, Некоторые геоморфологические наблюдения в гидрографическом бассейне Рымны	249
И. КОНЯ, Вопросы исторической географии болотистых равнин Ялонци и Брамы	261
В. ДЖИНОСУ, снабжение сельскохозяйственными продуктами главных рынков города Ясы	277
ЗАМЕТКИ	283
РЕЦЕНЗИИ	291

STUDII ȘI CERCETĂRI DE TEREN

DEPRESIUNEA ZARANDULUI

(OBSERVAȚII GEOMORFOLOGICE)

DE

P. COTEȚ

I. CONSIDERAȚII GENERALE

Lucrarea de față este rezultatul cercetărilor de teren efectuate în vara anilor 1952—1954 în zona depresionară din lungul Crișului Alb.

Regiunea aceasta a format obiectul de studiu al cercetărilor de geologie întreprinse de către L. L o c z y (1), I. P e t h ö (2) și (3) și T h. S z o n t a g h (5) între anii 1883 și 1895. Datele acestora au fost concretizate de către Institutul geologic de la Budapesta, sub forma unei hărți la scara 1 : 75 000.

În partea de nord a depresiunii, cercetări geologice a întreprins M. P a u c ă (10) în anul 1941, iar în partea de sud, M. P a u c ă și P. C o t e ț ¹⁾ în 1952.

În anul 1954 M. P a u c ă revine asupra acestei regiuni într-o lucrare de sinteză (11).

Observațiile geomorfologice lipsesc aproape complet.

Cîteva date generale se găsesc în lucrările lui L. S a w i c k i (13), R. F i c h e a u x (7) și (8), V. M i h ă i l e s c u ²⁾ (9) și în lucrarea mai recentă a lui M. P a u c ă (11).

Depresiunea Zarandului face parte din seria bazinelor neogene, anexe depresiunii Panonice, care pătrund adînc de la vest spre est, îngustîndu-se mereu sub formă de golfuri, în interiorul munților Apuseni. Ea este mărginită la sud de munții Zarandului (Highiş-Drocea) și la nord de munții Codru-Moma.

Ca și celelalte depresiuni dezvoltate în cuprinsul bazinelor neogene, depresiunea Zarandului este drenată axial de o rețea hidrografică, care în cazul de față este formată de Crișul Alb și afluenții lui.

¹⁾ M. P a u c ă și P. C o t e ț, *Neogenul din bazinul Zarandului*. Raport geologic, 1952.

²⁾ V. M i h ă i l e s c u, *Curs de geografie fizică a Romniei*. București, 1947 (litografiat).

Relieful depresiunii este alcătuit de o serie de dealuri, care constituie partea înaltă a acestuia și de cîmpii aluvionare, dezvoltate de-a lungul riuilor. În afară de rama de dealuri, care se află la poala munților, din mijlocul depresiunii se ridică o serie de înălțimi mai mari, formate din andezite : dealul *Mocrea*, *Pîncota*, *Sebiș*, *Beliu* etc. Acestea dau depresiunii un aspect mai variat și mai complex.

Hipsometric, depresiunea Zarandului cuprinde valori de la 110 pînă la 400 m.

II. LIMITE

1. Limita dintre dealuri și munți

Contactul dintre munții Codru-Moma și dealurile depresiunii se poate urmări în general în lungul isohipsei de 400 m, începînd de la est de Cîntești, Urvis, Beliu, Groseni, Sușani, Slatina de Criș pînă la Desna (situată pe apa cu același nume). De aici, limita trece pe la est de Lazul, de unde se poate trasa pe la nord de Crocna, apoi în lungul văii Zimbrului pînă la Gurahonț. Spre est de această localitate, dealurile depășesc în general 400 m, ceea ce arată că, față de munții înalți, ne aflăm într-o zonă mai coborîtă.

Contactul dintre munții Highiș și dealuri este mai puțin clar. El se poate urmări, începînd de la Mișca pe la sud de Măderat, Agriș, Arineag și pînă la Nadaș, pe Cigher. De aici, contactul dintre munții Drocea și dealuri trece mult mai spre nord, pe la Chișindia, pentru a ajunge la Joia Mare — unde valea Crișului alb se strîmtează. În continuare limita este dirijată din nou spre sud, închizînd mica depresiune de la Almaș-Clit. De la Mădrighești spre est, depresiunea vine în contact cu munții Ciunga-nilor pînă la Honțisor.

2. Limita dintre dealuri și cîmpia Tisei

Limita dintre depresiunea Zarandului și cîmpia Tisei se poate urmări începînd de la Rogoz-Beliu, prin Craiva, Ciusiaca, est Mocirla, Beliu, Mocrea, Modora, Pîncota, pînă la Mișca. Între cele două localități extreme Rogoz-Beliu și Mișca există o întrepătrundere foarte strînsă între dealuri și cîmpie. Aceasta din urmă înaintează sub formă de „*golfuri*“ pe cele două văi principale ale depresiunii, pînă la est de Buteni, pe valea Crișului Alb și pînă la Taut, pe valea Cigherului.

Această întrepătrundere, atît de strînsă, ne îndreptățește să vorbim aici de o morfologie complexă, legată de cîmpie, dealuri și munți, dar mai ales de contactul dintre ele, unde se dezvoltă largi piemonturi de acumulare, ca o consecință, în primul rînd, a diferenței mari de pantă.

III. SUBDIVIZIUNI

Privită în ansamblu, depresiunea Zarandului se prezintă ca o unitate bine conturată de rama înaltă a munților Codru-Moma și Highiș-Drocea. Ea cuprinde întreg teritoriul din unghiul format de cele două ramuri ale munților amintiți și care se încheie la Gurahonț.

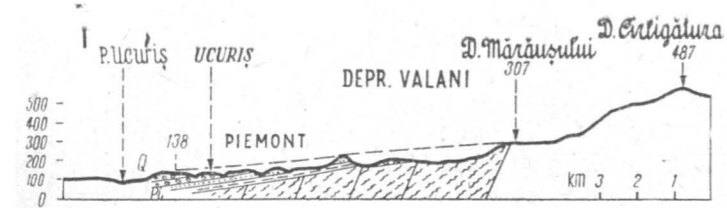


Fig. 1. — Profile morfologice pe latura de est a munților Codru.

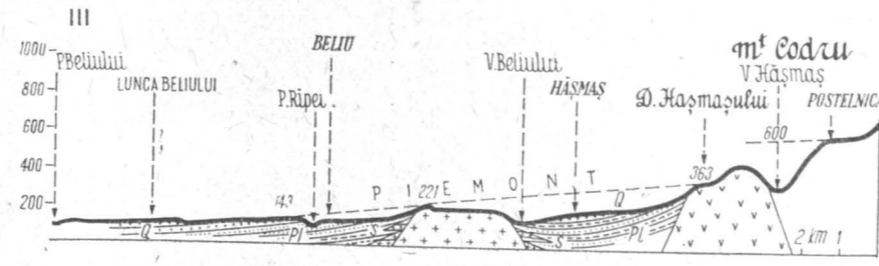
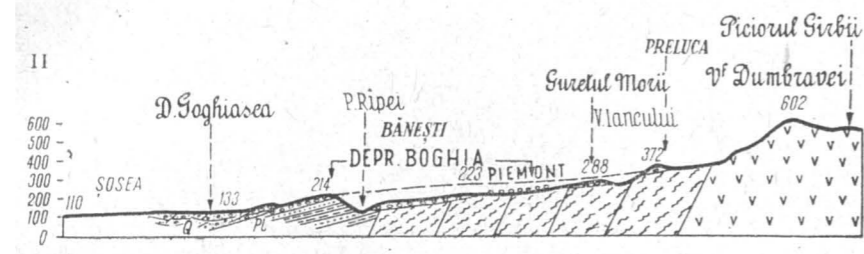


Fig. 2. — Profil morfologic pe latura de vest a munților Codru.

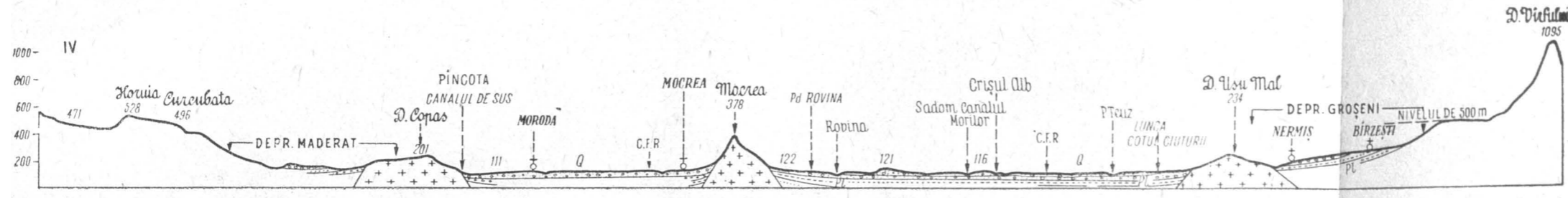


Fig. 3. — Profile morfologice transversale prin depresiunea Zarandului.

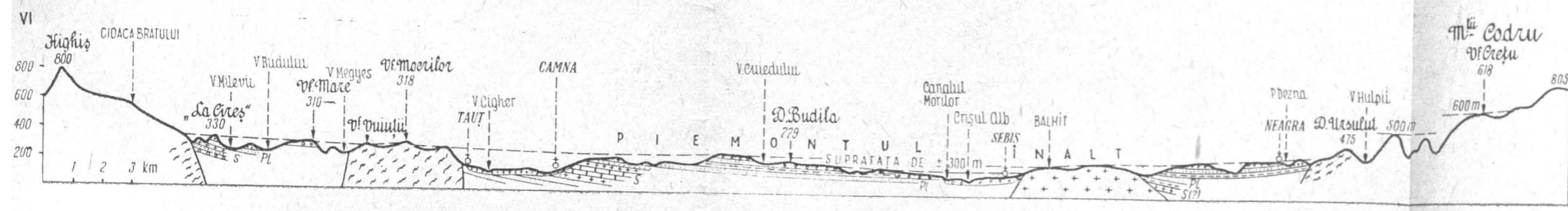
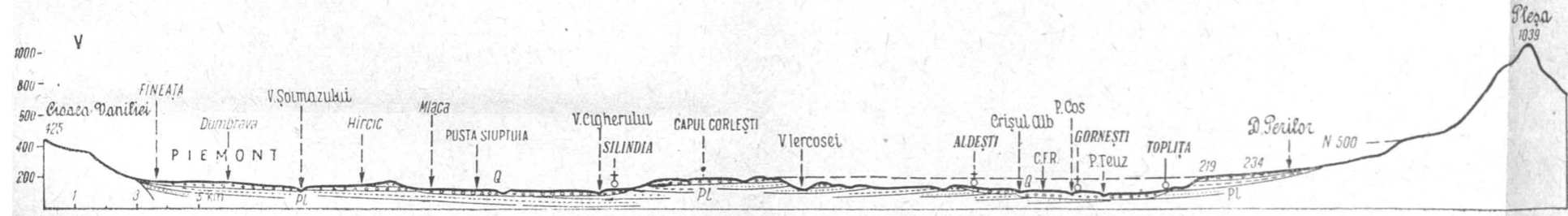


Fig. 4. — Profil morfologic transversal, începând din munții Highiș și pînă în munții Codru.

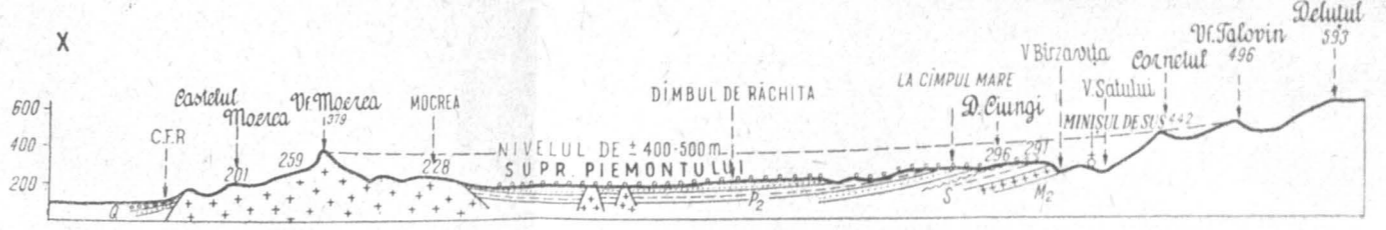
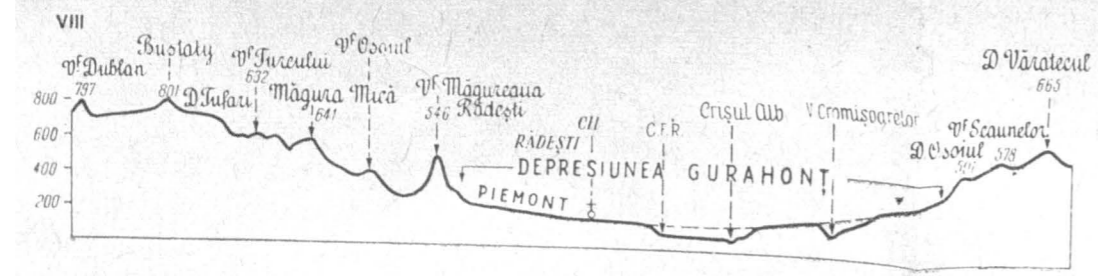
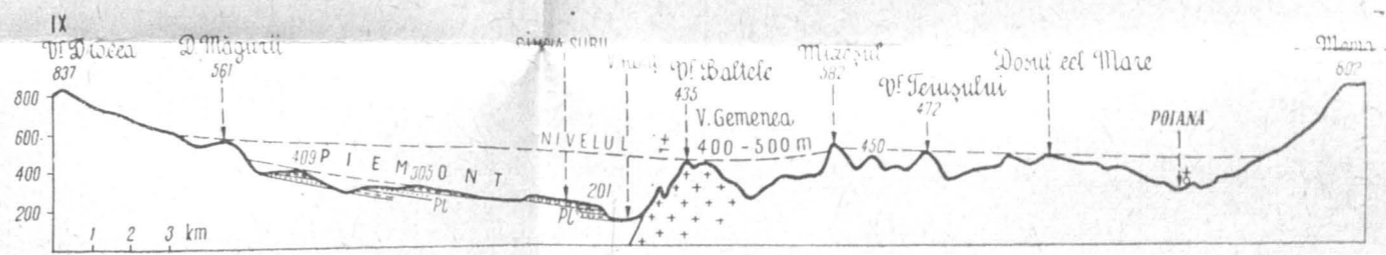
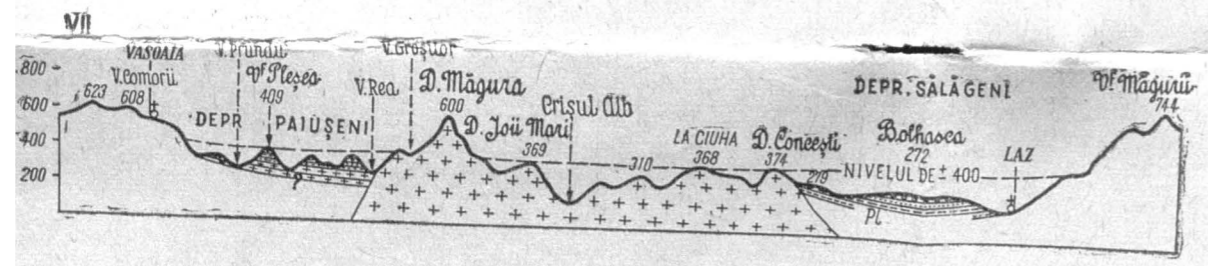


Fig. 5. — Profile morfologice transversale (VII, VIII și IX) și longitudinale (X) prin depresiunea Zarandului și Gurahont, (Pentru toate profilele, partea de geologie a fost revăzută de M. Paucă)

Această depresiune se suprapune peste bazinul neogen al Crișului Alb. De aici spre est, ea se prelungește în lungul Crișului Alb, sub forma unui culoar cu înălțimi de 400—500 m, pînă în amonte de localitatea București.

Acest culoar iese din cadrul prezentării de față.

Spațiul cuprins în depresiunea Zarandului între munții Highiș și Codru atinge circa 44 km lățime, pe linia Măderat-Mocrea-Beliu. La Gurahonț, el se reduce numai la valea strîmtă a Crișului Alb.

Orientarea liniilor reliefului dezvoltat în această depresiune este influențată de larga deschizătură care are forma unei imense guri de pilnie creată de cadrul muntos. Profilele I — X (fig. 1—5), executate din munții Highiș-Drocea și pînă în munții Codru-Moma, arată o alternanță de forme pozitive reprezentate prin dealuri de diferite înălțimi și aspecte, precum și forme negative, reprezentate prin depresiuni și văi.

În cele ce urmează, încercăm o schițare a subdiviziunilor morfologice ale depresiunii Zarandului, precum și o caracterizare a lor.

1. Dealurile și depresiunile de pe latura vestică a munților Codru-Moma

Pe latura de vest a munților Codru-Moma se dezvoltă o serie de dealuri cu înălțimi de 200—300 m. Numai în cîteva puncte valoarea acestor dealuri depășește cifra de 300 m, atingînd 423 m în dealul Paulian; 370 m în dealul Sebiș; 368 m în dealul Berindia etc.

Din cuprinsul acestor dealuri piemontane, formate în general din depozite pontiene, cu pietrișuri cuaternare și levantine pe culmi, se conturează mai bine în relief cîteva înălțimi, formate din andezite și aglomerate andezitice, cum sînt: Beliu-Sicul, Sebiș-Berindia. Acestea au caractere pericarpatiche, deoarece închid o serie de depresiuni perimontane, cum sînt de exemplu depresiunile: Groșeni (fig. 6) și Sălăjeni.

Rețeaua de văi care fragmentează întregul complex de dealuri și depresiuni perimontane crează și ea o serie de mici depresiuni de eroziune cum sînt: depresiunea Vălani-Borghia-Hășmaș, depresiunea Buhani, depresiunea Almaș (Gurahonț; fig. 5, profilul VII).

În general, rețeaua de văi are un caracter net transversal, excepție făcînd numai văile: Vălani, Socaciu, Beliu și Birsești, care trîdeză prin dezvoltarea lor și o orientare longitudinală, față de liniile reliefului.

Față de structură, ele au orientare subsecventă. În general văile de pe versantul de vest al munților Codru-Moma sînt adînci, largi și unele au mici urme de terase inferioare. Așa este valea Desna, care în cursul inferior taie micul masiv andezitic de la Sebiș, formînd chei epigenetice. Același lucru se poate observa și la văile Birsești și Hășmaș.

În orientarea văilor de aici se poate observa de asemenea puncte de convergență și divergență, specifice zonelor piemontane.

Din punct de vedere morfogenetic, întreaga serie de dealuri și depresiuni de pe latura de vest a munților Codru-Moma reprezintă un piemont de acumulare care se află astăzi într-o fază de sculptare înaintată — așa cum a remarcat de mult prof. V. Mihăilescu. Din cuvertura de depozite aluvionare n-au rămas astăzi decît mici petice care se întîlnesc la diferite înălțimi.

Din toată seria aceasta de depresiuni, cea mai întinsă este depresiunea Gurahonț, care are un caracter perimontan, fiind dezvoltată în lungul văii Crișului Alb, între cele două chei epigenetice: *Gurahonț* și *Joia Mare*. Această depresiune a fost creată prin acțiunea de eroziune complexă, a Crișului Alb și a afluenților lui care converg aici.

Considerăm această porțiune a văii Crișului Alb ca o depresiune de eroziune, tăiată în masa de andezite și aglomerate andezitice care leagă munții Drocea de munții Codru-Moma. Fundul depresiunii este larg, format din lunca și terasele Crișului Alb, iar cele două laturi ale ei, de nord și de sud, fiind constituite din dealuri piemontane, care se pot urmări de la Dieci la Crocna și de la Almaș la Secaș.

2. Cîmpia Crișului Alb

Aceasta este situată între cheia epigenetică de la Joia Mare și Ineu, reprezentînd cea mai coborîtă și întinsă unitate a depresiunii Zarandului. Ea este formată prin acțiunea de eroziune și acumulare a Crișului Alb, care a creat o luncă largă de 3—5 km și întinse terase pe partea stîngă. Terasele sînt în general înalte și strîns legate de dealurile Cuedului, de aceea nu le înglobăm în această subîmpărțire a cîmpiei propriu-zise.

Prin cîmpie înțelegem în acest caz, numai lunca aluvială și terasa inferioară, care reprezintă de fapt o prelungire a cîmpiei Tisei sub formă de „golf” în lungul Crișului Alb. Aceasta corespunde de fapt celei mai bune zone agricole a depresiunii Zarandului. Altitudinea ei coborîtă: 110—150 m, mulțimea cursurilor părăsite, ca și conurile de dejecție întinse, formate de afluenți o scot și mai mult în evidență.

3. Dealurile Mocrea-Cued

Dealurile Mocrea-Cued reprezintă axa centrală a reliefului pozitiv, o prelungire sub formă de treaptă mai coborîtă a muntelui Drocea, începînd de la Minișul de Sus și Păiușeni pînă la Mocrea, ale căror dealuri înalte de maximum 378 m, domină direct cîmpia Tisei (fig. 7). Această coamă de dealuri este formată din roci eruptive, sisturi cristaline, cuarțite permieni, depozite tortoniene și sarmațiene, acoperite aproape în întregime de depozite mai noi pontiene și cuaternare.

Profilul X (fig. 5), executat în lungul acestor dealuri, începînd de la Miniș și pînă la Mocrea, pune în evidență largă înșeuare de aici, ca și caracterul de piemont al dealurilor a căror înălțime coboară de la sud spre nord. Văile sînt largi, cu versanți plini de alunecări, care se produc în marnele și argilele pliocene, așa cum se vede, în special, la est de Silindia, la Jarcoș, la Cued și la Chișindia. Orientarea lor de aici este net divergentă.

4. Cîmpia Cigherului

Situată în lungul pirăului cu același nume, cîmpia aceasta, se dezvoltă începînd de la localitatea Moroda și pînă la Taut. Ea constituie al doilea mare compartiment coborît al depresiunii Zarandului, rezultat din acțiunea de eroziune și acumulare a Cigherului și afluenților lui. Cîmpia Cighe-

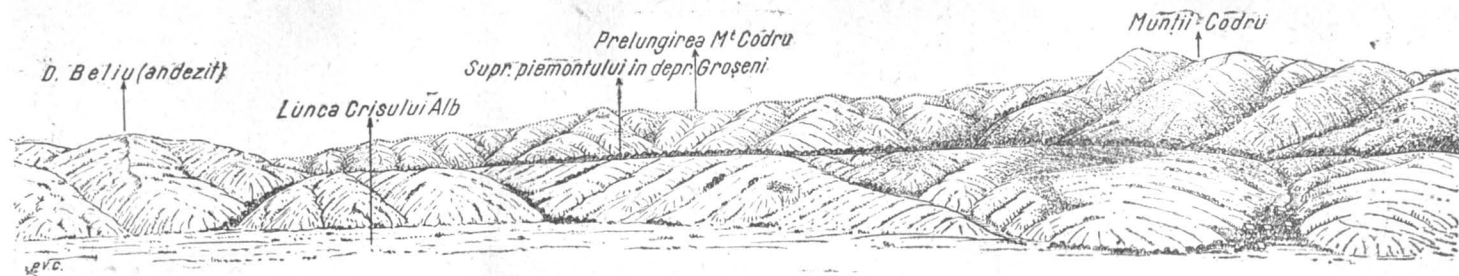


Fig. 6. — Schița panoramică în dealurile Beliu, piemontul Groșeni și munții Codru.

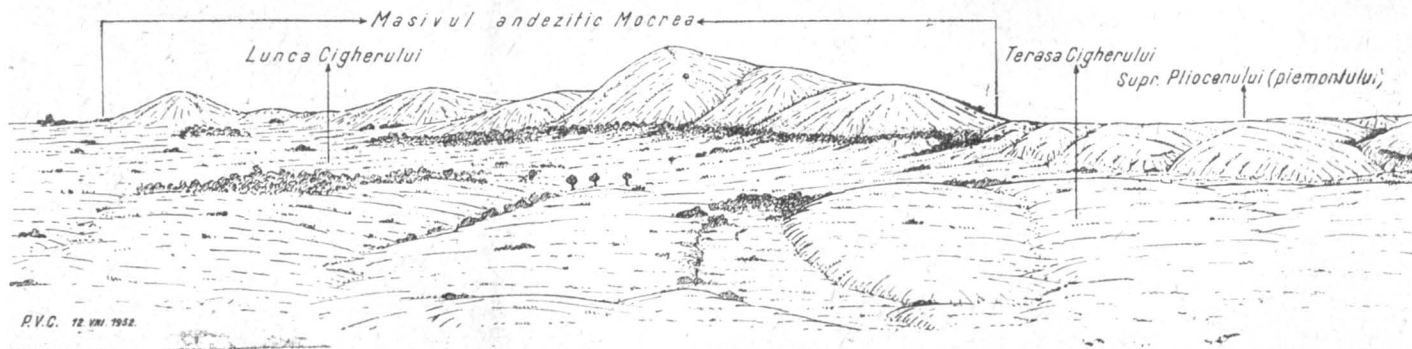


Fig. 7. — Dealurile Mocrei și valea Cigherului (schiță panoramică).

rului este formată din lunca și terasele pirăului cu același nume. Terasele sînt larg dezvoltate începînd de la nord-vest de Tauț și pînă la Tîrnova. Afluenții mai numeroși de pe partea stîngă au împins apa Cîgherului spre dreapta — ceea ce a dus la formarea unei denivelări de eroziune foarte importantă între Tauț și Mocrea. Ceea ce prezintă comun cu cîmpia Crișului Alb este acțiunea de eroziune și acumulare a Cîgherului, imediat ce acesta iese din cheile epigenetice de la Tauț.

Între dealul Pincota și dealul Mocrea, cîmpia Cîgherului atinge circa 7—8 km lățime — așa cum se vede din *profilul IV* (fig. 3).

5. Dealurile Tauțului

Aceste dealuri sînt situate între Nadaș și Tauț, la poala munților Highiș-Drocea, începînd de la Arăneag și pînă la Minișul de Sus. Ele reprezintă o treaptă de relief mai coborîtă, cu altitudini de 200—300 m, așa cum se vede din *profilul VI* (fig. 4). Eroziunea postpliocenă a retezat aici roci de diferite compoziții și vîrste: granite, șisturi cristaline, cuarțite permiane, andezite, aglomerate andezitice, diatomite etc. Pe această suprafață de eroziune postpliocenă, apele au acumulat pietrișuri și argile de vîrstă levantin-cuaternară, sub formă de piemonturi întinse, din care astăzi nu se văd decît petice izolate, așa cum apar în dealurile: vîrfurile de Dudu, vîrfurile de Boilor, Gurguetu etc.

La sud de acestea se schițează chiar o largă înșeuare piemontană.

6. Piemontul Tîrnova-Dudu

Piemontul acesta reprezintă o serie de dealuri joase, situate la 130—190 m altitudine, fragmentate de văi largi (Dudu, Sărăstău, Drauț, Almaș etc.), care se întind de la Dudu și Arăneag, la Agriș și Măderat.

Spre Tîrnova acest piemont are caracterul unei cîmpii întinse, lipsită de denivelări, care ajunge în vest pînă în dealurile Pîncotei și care trece pe nesimțite în cuprinsul șesului Tisei.

7. Dealurile Măderat-Pîncota

În partea cea mai de vest a depresiunii Zarandului, sînt situate dealurile Măderat-Pîncota reprezentînd prelungirea spre nord a munților Highiș.

Trecerea între vîrfurile cel mai înalt (Capaș 201 m) și prelungirea nordică a Highișului (dealul Curcubeta — 436 m) se face prin înșeuarea piemontană de la Măderat, unde a avut loc captarea cursului superior al pirăului Măderat de către pirăul Pîncota (fig. 10).

Caracteristic pentru dealurile Pîncotei (Capaș) este centura de văi, care se dezvoltă la periferia acestora, precum și trenele deluviale, pe care cresc vii din cele mai bune.

În concluzie, analiza reliefului din depresiunea Zarandului ne duce la desprinderea unei serii de subunități morfologice bine conturate și nesemnuate pînă acum în literatura de specialitate, precum și la stabilirea unor limite precise între zona munților și zona dealurilor.

IV. GENEZA ȘI EVOLUȚIA DEPRESIUNII

Depresiunea Zarandului corespunde, din punct de vedere geologic, unui mare golf de origine tectonică, format între munții Codru-Moma și Highiș-Drocea, care a fost apoi umplut cu depozite neogene și cuaternare, ceea ce arată că poate fi considerat și ca o zonă de subsidență neogeno-cuaternară. Acesta s-a format, după M. P a u c ă, în urma scufundărilor care au început să se producă în timpul tortonianului și au continuat apoi în sarmațian și ponțian.

Transgresiunea neogenă a avut loc peste un fundament cutat și faliat. M. P a u c ă indică în cuprinsul depresiunii Zarandului trei linii importante de falie și anume :

Falia Pîncota-Cil, situată pe rama de sud a depresiunii, și care este pusă în evidență de prezența materialului eruptiv de compoziție dacitică (tortonian) de la Miniș, precum și de andezitul, aglomeratele și cineritele de la Pîncota, Chisindia, Joia Mare și Gurahont.

Falia Camna-Mocrea cu direcția NV-SE care se desface din prima, fiind jalonată și ea de erupțiile andezitice de la localitatea Camna-Mocrea.

La capătul de NV al dealurilor Mocrea, această falie se întretaie cu falia N-S, care se dezvoltă la contactul munților Apuseni cu cîmpia Tisei.

Falia Joia Mare-Sebiș-Beliu are aceeași orientare NV-SE ca și precedenta. Aceasta este marcată în relief prin aceeași apariție de erupții andezitice și are mare importanță pentru geneza bazinului, deoarece îl delimitează față de munții Codru-Moma.

Aceste trei linii de falii au permis scufundarea celor două compartimente și au dat posibilitate materialului eruptiv de a fi pus în loc, dînd un relief mai accentuat. Activitatea vulcanică începută în tortonian, a atins maximum de intensitate în sarmațianul inferior, cînd bazinul era încă acoperit de ape pe o suprafață mai mare decît în timpul tortonianului. Ea s-a continuat și la începutul pliocenului pînă la limita inferioară a ponțianului. Erupțiile au încetat și aici, ca de altfel și în celelalte bazine neogene, în timpul ponțianului.

În regiunea Miniș, M. P a u c ă a stabilit prezența unui centru de erupție în dealul Muguluța (394 m) de la est de sat, care reprezintă un aparat vulcanic, bine păstrat. În legătură cu acest aparat vulcanic a avut loc dezvoltarea diatomitului de la Miniș, Minișel și Cavna. În afară de aceste trei linii importante de falii — există probabil o serie de alte falii de importanță mai mică.

Sub raport stratigrafic, depresiunea Zarandului este destul de complexă. Formațiunile care apar aici sînt următoarele : *granite, șisturi cristaline, depozite carbonifere, permiane triasice*, toate acestea formînd rama de sud a depresiunii, sau sub formă de insule în interior, apoi *tortoniane, sarmațiene, pliocene și cuaternare*, care formează materialul de umplutură.

Granitul apare pe suprafețe restrînse în două locuri, la est de localitatea Tauș și în partea de nord-est a Pîncotei. El nu dă aici un relief impo-

zant, ci se poate recunoaște foarte ușor după produsele de dezagregare foarte abundente, care dau naștere unei scoarțe destul de groase.

Șisturile cristaline apar în câteva puncte, fiind mascate de depozitele mai noi și în special de cele cuaternare, ca la Arăneag, valea Hurezului (Chisindia), la est de satele Beghești și Cil, la est de localitatea Miniș, valea Bremia, dealul Roșu (est de Tauț). Ele sînt reprezentate prin conglomerate cuarțoase de culoare roșu-vinete metamorfozate și prin șisturi sericitice cu cuarț. În relief, șisturile cristaline nu dau forme importante, fiind mult erodate.

*Carboniferul*¹⁾ apare foarte puțin și anume, pe văile Mărăuș, Secaciu, Boftei și Urvis. El este reprezentat prin două serii metamorfozate: *seria inferioară* constituită din conglomerate, arcoze, gresii și șisturi și *seria superioară*, constituită din șisturi argiloase rositice cu intercalații de gresii și conglomerate. La nord de Groseni, între văile Olt și Osoiul apare un mic petec de granite și câteva petice mai mari de porfire cuarțifere.

Permianul superior apare sub formă de gresii și conglomerate de culoare roșcată care se dezvoltă pe zone restrînse între Măderat și Agriș, între Drauț și Tauț, precum și la sud-est de localitatea Camna.

Între Măderat și Agriș, acesta ocupă dealurile înalte de la poala cărora începe piemontul cuaternar.

Între Drauț și Tauț, permianul începe din valea Sărăstău și se întinde pînă în valea Cigherului pe care o depășește pînă în apropiere de Miniș. La sud de Dud, el ocupă o serie de dealuri: *vîrful de Dud* (264 m), *Dîmbu Mare* (230 m), *vîrful Boilor*, *dealul Giurnita* (262 m), *vîrful Tîrnova* (282 m), *vîrful Morilor* (318 m), *dealul Gorgota*, *vîrful Nutiului* (311 m) și *dealul Roșu* (204 m) de pe dreapta Cigherului, la est de satul Tauț. La sud-est de Camna, permianul apare tot sub formă de conglomerate cuarțitice, la nord de cota 210 m de pe partea dreaptă a văii Bremenita, precum și în valea Bremia, la sud de Pusta Cîmpu Mare. Permianul crează aici un relief de dealuri înalte.

Triasicul apare numai pe versantul de sud-est al dealului Cisaca (vest Agriș). El este format din calcare negre ladinieni și dolomite anisiene cenușii.

Tortonianul apare într-o singură zonă, pe versanții văii Minișului de pe teritoriul satului cu același nume. Aici se întîlnește sub forma unei alternanțe de cinerite de culoare alb-cenușii deschis (dacit) și de roci organogene, bogate în material eruptiv, precum și material terigen, format din cuarț.

Sarmatianul ocupă suprafețe mult mai întinse, în comparație cu formațiunile precedente. Depozitele sarmatice apar aici sub trei faciesuri:

a. *Facies eruptiv* de andezite, de aglomerate și cenuse andezitice dezvoltat începînd de la Tauț și Camna spre est peste regiunea satului Chișindia pînă în valea Crișului Alb, apoi la sud-est de satul Mocrea (în dealul Mocrea) și la est de Pincota, în dealul Capaș. Trei mici iviri de aglomerate andezitice apar între Camna și dealurile Mocrea, pe văile dintre Jarcoș și Șilindia, fiind mascate de depozitele pliocene.

¹⁾ După ultimele cercetări geologice se pare că seria carboniferă este înglobată tot la cristalini (informație verbală, M. P a u c ă).

La nord de Crișul Alb, acest facies apare în dealurile Beliu, Sicului, Sebiș-Berindia, precum și la nord-est de Tăgădău, nord de Agriș și Urviș, unde sînt prezente numai aglomeratele andezitice.

În rest, faciesul eruptiv nu este vizibil. Întinderea lui este probabil mult mai mare în adînc. Andezitele dau relieful de dealuri cel mai important din depresiunea Zarandului, creînd linii bine orientate, care închid depresiuni de diferite întinderi. Dealurile Mocrea, Pincota, Sebiș, Beliu reprezintă astăzi resturi ale unor aparate vulcanice submarine.

Singurul con vulcanic este cel de la Miniș. Aglomeratele și cenușile vulcanice (andezitice) stratificate cu alternanțe diferite, retezate de eroziune dau pante abrupte și chiar cueste — așa cum se observă foarte bine în regiunile de la Chișindia, Camna și Berindia.

b. *Faciesul calcaros* ocupă suprafețe mult mai reduse. El este reprezentat prin bancuri de calcare fosilifere, care apar la capătul de est al satului Joia Mare, între Berindia și Paulian, la sud-est de Buteni, la izvorul numit „Fintina Boilor”. Mai la est, calcarele sarmațiene apar în dealul Pătrineasa și la sud de Chișindia, pe dreapta pirăului Chișindia. Aici apare un mic petic de calcare în care se dezvoltă un început de carst cu trei doline și două izvoare carstice. Apariția cea mai vestică a acestui facies este la Camna — între cele două văi mari ale satului.

c. *Faciesul de diatomite* se dezvoltă imediat peste depozitele tortoniene din regiunea satelor: Miniș, Minișel și Cavna. Dezvoltarea diatomitului în legătură cu erupțiile vulcanice reiese din alternanța de cinerite și de strate cu diatomee care poate fi constatăată în cariera de pe dreapta văii Cacovița, analizată de M. P a u c ă.

În general, formațiunile sarmațiene ocupă suprafețe întinse, fapt care interesează mult sub raport geomorfologic, mai ales în ce privește faciesul eruptiv, care dă relieful cel mai impunător și variat.

Tot aici trebuie remarcată *faza de eroziune* ce a precedat ponțianului și care pentru evoluția reliefului este foarte importantă. Acest lucru reiese clar din lipsa de continuitate în sedimentare dintre sarmațian și ponțian (M. P a u c ă).

Pliocenul ocupă cele mai întinse suprafețe în cuprinsul depresiunii Zarandului. El este reprezentat ca în toate depresiunile marginale ale munților Apuseni prin pliocen inferior (ponțian) și pliocen superior (dacian).

Ponțianul se prezintă sub facies panonic, fiind format în general din argile, marne, nisipuri și pietrișuri. Dacianul¹⁾ este format din nisipuri torențiale, pietrișuri, argile nisipoase și marne. Pliocenul stă discordant acoperind toate celelalte formațiuni mai vechi.

Situația paleogeografică din timpul ponțianului în depresiunea Zarandului trebuie să fi fost aceea a unui golf acoperit cu ape și din care răsăreau insulele formate din depozitele mai vechi, andezitele și aglomeratele andezitice de vîrstă sarmatică din dealurile: Beliu, Sebiș, Berindia, Mocrea, Pincota etc. precum și conglomeratele, cuarțitele permiane, șisturile cristaline etc. Cea mai mare parte a acestor formațiuni vechi au fost acoperite de apele pliocene, care înaintau pînă spre Gurahonț și Desna.

După M. P a u c ă și R. F i c h e a u x, depozitele pliocene se ridică pînă la 500—550 m altitudine. Acest lucru arată nivelul pînă la care se ridicau apele lacului în acea perioadă. Astăzi pliocenul apare în

1) Separarea dacianului aparține lui M. P a u c ă.

depresiunea Zarandului în dealurile cu altitudine de 200—250 m, care formează un nivel de relief bine precizat. Întreaga serie de dealuri care începe de la nord-vest de Chişindia şi sud de Camna şi ajunge pînă în dealul Mocrea. Aceste dealuri sînt bine dezvoltate la Jarcoş şi descreşte de la est la vest şi de la sud la nord spre interiorul bazinului neogen.

În partea de nord situaţia este la fel. Pliocenul ocupă toată seria de dealuri şi depresiuni din vestul muntelui Codru-Moma, începînd de la Rogozi şi pînă la Dieci-Gurahonţ. Deasupra acestui nivel de relief dezvoltat pe depozite pliocene se ridică dealurile formate din andezite şi aglomerate andezitice, cum sînt cele de la Mocrea, Pincota, Sebiş, Beliu etc.

Peste tot deci în depresiunea Zarandului, dealurile formate din depozite pliocene au fost retezate de eroziunea levantino-cuaternară, scoţînd la zi formaţiunile mai vechi şi în special, pe cele andezitice, care formează un relief mai pronunţat. Pe versanţii acestor dealuri şi în zonele mai coborîte, apele curgătoare, cele provenite din ploii şi din topirea zăpezilor au acumulat depozite de pietrişuri şi argile roşcate, constituind terase şi piemonturi întinse.

Întregul complex de formaţiuni neogene a fost afectat de slabe mişcări tectonice, care au dus la precizarea unor mici linii de anticlinale şi sinclinale. În general, în depresiunea Zarandului, stratele prezintă o slabă înclinare (5—10°) spre interiorul acesteia.

Levantinul este foarte greu de separat de formaţiunile cuaternare de pietrişuri. El există sub formă de depozite de nisipuri şi pietrişuri în conurile de dejecţie şi poate chiar în terase. În cea mai mare parte, depozitele levantine din depresiunea Zarandului au fost remaniate de reţeaua hidrografică cuaternară.

Cuaternarul este reprezentat prin depozite de nisipuri şi pietrişuri, care apar în terasele şi conurile de dejecţie, precum şi prin argile deluviale care acoperă cea mai mare parte a dealurilor din depresiunea Zarandului. Întreaga perioadă cuaternară este caracterizată prin intensă activitate a agenţilor externi şi în special a reţelei hidrografice.

Această activitate apare ca o continuare a celei din levantin, care a dus la erodarea depozitelor pliocene (panoniene) şi deci la scoaterea la zi a depozitelor şi formelor mai vechi.

Tot în acest răstimp s-a format nivelul de denudaţie de 200—250 m tăiat în formaţiunile pliocene şi mai vechi.

Concluziile, care se desprind din această sumară prezentare geologică a depresiunii Zarandului, sînt următoarele :

1) *Evoluţia geologică şi paleogeografică a acestui teritoriu arată clar timpul de formare al bazinului (depresiunii) în tortonian, precum şi importanţa liniilor de falii, în formarea depresiunii şi a erupţiilor care au avut loc în tortonian şi sarmaţian.*

2) *Depresiunea Zarandului face parte, sub raport structural, din seria golfurilor de subsidenţă miopliocenă, care s-au format pe latura de vest a munţilor Apuseni în strînsă legătură cu marea zonă subsidentă a bazinului Panonic, ce s-a continuat şi în cuaternar.*

3) *Analiza paleogeografiei duce la stabilirea fazelor lacustre şi continentale care s-au succedat aici şi care sînt foarte importante pentru descifrarea geomorfologiei. Dintre fazele continentale două sînt cele mai impor-*

tante : *anteponțiană* și *pliocen superior-cuaternară*, care s-a continuat pînă în zilele noastre.

4) *Faptul că depozitele neogene n-au fost afectate decît de mișcări tectonice slabe, constituie un element prețios* pentru descifrarea fazelor de modelare a reliefului mult mai clare aici decît la exteriorul Carpaților.

5) *Evoluția și vîrsta reliefului sînt strîns legate de evoluția geologică și paleogeografică.*

V. MORFOGENEZA RELIEFULUI

Geneza reliefului din depresiunea Zarandului este legată de activitatea rețelei hidrografice care s-a dezvoltat în ultima fază continentală, începînd din levantin și pînă în actual. Urmele unei activități a agenților externi, mai vechi nu se pot desprinde. Abruptul care se dezvoltă pe latura de vest a masivului andezitic, la nord de localitatea Berindia ar indica, după forma lui, un fel de *faleză lacustră*.

Urmele acțiunii lacustre sînt însă mult estompate de activitatea rețelei hidrografice, astfel că ele sînt foarte greu de descifrat.

Analiza evoluției hidrografiei duce la stabilirea genetică a reliefului, la *fixarea tipurilor genetice* principale din întreaga depresiune.

Sub acest raport, pînă în prezent nu exista decît concluziile generale ale geografului francez. R. F i c h e a u x (6) în legătură cu sistemul de văi și evoluția rețelei hidrografice din munții Apuseni și ale lui L. S a w i c k i (13).

Depresiunea Zarandului se încadrează în rîndul celorlalte bazine neogene de subsidență din partea de vest a munților Apuseni, în sensul că este drenată de o rețea hidrografică situată în axul ei, dar se deosebește de bazinele *Vad* (Borod) și *Beiuș* prin prezența a două văi longitudinale : *Crișul Alb* și *Cigherul* — fiecare cu caracterele lor și cu sisteme de terase proprii. Ca în lungul tuturor riurilor din munții Apuseni apar atît pe *Crișul Alb*, cit și pe afluenții acestuia — porțiunii de *văi strîmte* — cu caracter de *chei epigenetice*, cum sînt cheile din amonte de *Gurahonț*, de la *Joia Mare*, *Sebiș* și *Tauț*. Acestea nu sînt așa de numeroase ca în depresiunea *Beiușului*, dar sînt mult mai asemănătoare cu cele din depresiunea *Vad-Borod*, în sensul că sînt dezvoltate mult mai în amonte, pe cînd pe *Crișul Negru* (depresiunea *Beiuș*) ele apar chiar la trecerea acestui riu în cuprinsul cîmpiei (cheile de la *Uileac* și *Șoimi*). Formarea lor presupune o rețea hidrografică cu un nivel de bază mult mai ridicat decît cel de astăzi.

Încrustarea sau supraîmpunerea lor s-a făcut inițial într-o cuvertură aluvionară cel puțin la nivelul depozitelor de pietrișuri din piemonturile înalte, după care eroziunea a continuat să sape în rocile din bază, mai vechi și în special, în andezite și aglomerate andezitice.

Tot în legătură cu prezența porțiunilor de văi cu caracter epigenetic, trebuie remarcat faptul că în sectoarele dintre aceste chei au avut loc intense procese de eroziune și acumulare. Acestea au dus la formarea de terase, ca de exemplu în depresiunea *Gurahonț*, *Buhani* etc.

De asemenea trebuie remarcată dezvoltarea porțiunilor de acumulare cu largi terase, în avale de cheile de la *Tauț* (în lunca *Cigherului*) și de cheile de la *Joia Mare* (în lungul *Crișului Alb*).

La Berindia se poate observa cum apa Crișului Alb a retezat un martor de eroziune, iar în șeaua creată apare ca un nivel de terasă mai înalt decât lunea actuală.

Întreaga înfățișare a reliefului depresiunii Zarandului este rezultatul acțiunii desfășurată de rețeaua hidrografică, începînd de la sfîrșitul pliocenului și pînă astăzi.

În strînsă legătură cu aceasta, trebuie cunoscut întîi nivelul pînă la care s-au ridicat apele lacului pliocen aici pentru a ne da seama de intensitatea eroziunii efectuată de rețeaua hidrografică în acest interval de timp.

După datele lui R. F i c h e a u x (6) și M. P a u c ă (11) este de presupus că acest nivel se găsea în jurul cotelor 500—550 m. Acest fapt arată că întregul relief actual a rezultat în urma eroziunii intense a depozitelor pliocene care acopereau chiar și martorii de eroziune formați din andezite și aglomerate andezitice de la *Pîncota*, *Belin*, *Mocrea*, *Sebiș* etc., ca urmare a mișcărilor de subsidență cuaternară din bazinul panonic.

Rezultatul acestei eroziuni se poate vedea astăzi în relieful sculptural al dealurilor neogene, ca și în relieful de acumulare, format de Crișul Alb și afluenții lui, în terasele și piemonturile formate de aceștia.

1. Terasele Crișului Alb

Cercetările întreprinse mai înainte în regiunea munților Apuseni și în Banat au arătat un număr diferit de terase, de la un autor la altul.

Astfel, M. P a u c ă semnalează 3 terase (terasa superioară, terasa medie și terasa inferioară); S a w i c k i, K o c h și W a c h n e r dau cîte 4 terase; R. F i c h e a u x indică 5 terase, iar V e r g e z T r i c o m și J. C v i j i c dau cîte 6 terase, în Banat.

Tot din cercetările mai vechi se remarcă dezvoltarea mare a teraselor inferioare pe cele trei Crișuri, precum și diferența care există între porțiunile superioare ale văilor cu aspect muntos și porțiunile inferioare cu lunci întinse, cu meandre divagante și terase largi (R. F i c h e a u x). De asemenea s-a remarcat, ca un fapt just, încă de mult, neconcordanța teraselor din porțiunile superioare cu cele din porțiunile inferioare și de aici greutatea de a le racorda și sincroniza.

Privită sub acest aspect, valea Crișului Alb nu face excepție de la constatările de mai sus.

Crișul Alb prezintă un sistem asimetric de terase, în sensul că acestea sînt dezvoltate în special pe partea stîngă, începînd de la ieșirea lui din cheile de la Joia Mare și pînă la sud de Ineu.

Tot în legătură cu dezvoltarea teraselor, trebuie remarcat faptul, că acestea prezintă o pantă longitudinală foarte accentuată, ceea ce face ca altitudinea relativă a teraselor să se schimbe mult, de la est spre vest.

Ca exemplu în acest sens, dăm terasa de 15—20 m care la Buteni are 20 m, la Aldești ea scade la 15 m, la Bocsig ajunge la 10 m pentru ca mai la vest să scadă la 5—7 m (în pădurea Rovina), după care, să dispară sub aluviunile mai noi ale cîmpiei Tisei. Deci pe o distanță de circa 25 km această terasă scade ca altitudine relativă cu 10—15 m.

Dăm în cele ce urmează terasele Crișului Alb :

T_1 (3—5 m) apare în lunca actuală a Crișului Alb, care are un caracter de etalare a unor conuri de dejecție foarte întinse și care se observă în lungul albiciei Crișului pînă la gara Taman. În aceste depozite aluvionare groase, Crișul Alb a tăiat o terasă inferioară de 3—5 m, care se observă pe partea dreaptă a albiciei actuale, la gara Bocsig, Taman și chiar la Buteni pe partea stîngă. Localitatea Buteni este așezată în cea mai mare parte pe această terasă.

T_2 (7—12 m) nu pare bine dezvoltată decît pe partea dreaptă sub formă de mici petice, care se văd la nord de satul Paulian și în înșeuarea de la Berindia, precum și mai la sud de aceasta. Foarte interesantă este aici acțiunea Crișului care în timpul terasei de 7—12 m a izolat prin eroziune un mic martor din masa de aglomerate andezitice de pe partea dreaptă. Prin această mică înșeuare trece astăzi șoseaua națională și calea ferată.

Un mic petic de valoarea acestor terase se observă și la nord-est de Sebiș, tăiat în conul de dejecție de acolo.

T_3 (15—20 m) este prima terasă bine dezvoltată. Aceasta se vede clar pe teren la sud de Buteni, la Aldești, Mînerău și la Bocsig. Altitudinea ei scade de la 20 m cît are la Buteni, la 5—7 m la cît ajunge în pădurea Rövina.

De la Buteni spre sud, această terasă a Crișului se racordează perfect cu terasa pîrăului Chișindia, care se dezvoltă pe partea stîngă. Structura ei este vizibilă în profilul care apare în vestul satului Bîrsa, unde se văd în bază nisipuri galbene, cenușii, stratificate pliocene peste care stau 4 m de pietrișuri și nisipuri de terasă, iar deasupra acestora 2 m de lehm galben deluvial cu intercalații de pietrișuri mărunte (fig. 8).

T_4 (25—35 m) nu apare decît ca un mic petic la nord de pădurea Bardia — foarte fragmentat. Pietrișurile de terasă stau pe aglomeratele andezitice (fig. 9).

T_5 (45—60 m) este prezentă în valea Crișului Alb. Satul Hodiș este situat pe ea; de asemenea satul Căntărlău. Pădurea Domnească, Între vii, Rugaci și pădurea Zăbran aparțin de asemenea acestei terase. Fruntea terasei Hodiș se observă la sud de Cued și Jarcoș pînă în valea pîrăului Pietros din dealurile Mocrea. Spre est de Hodiș, ea se racordează bine (ca și terasa de 20 m) cu terasa pîrăului Chișindia de pe partea stîngă, care începe la sud de localitatea cu același nume. Această racordare ridică problema, dacă această terasă aparține mai mult pîrăului Chișindia sau Crișului Alb. Noi înclinăm s-o considerăm deocamdată ca o terasă de confluență.

Mai spre est de valea Chișindia apar pietrișuri cu aceeași altitudine la cota 228 m (est de dealul Bătrîneasa). Racordarea acestei terase superioare a Crișului Alb cu terasa pîrăului Chișindia arată că și acesta din urmă a jucat un rol important în formarea nivelului de 50 m.

Ca și terasa precedentă, altitudinea terasei Hodiș scade în aval, însă mai puțin. Ea a fost tăiată de depozitele pliocene ale dealurilor Cuedului. Grosimea aluviunilor nu se observă din cauza lutului deluvial care o acoperă în întregime și a văilor care o fragmentează, și care au versanți destul de evoluți.

T_6 (80—100 m) lipsește din lungul văii Crișului Alb în porțiunea studiată de noi. Ca depozit, ea este reprezentată prin piemonturile de

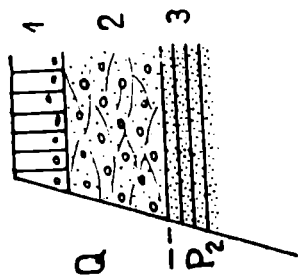


Fig. 8. — Profil geologic la Btrva.
 1 — loess deluvial galben; 2 — plestruri și nisipuri
 de terasă; 3 — nisipuri panoniene.

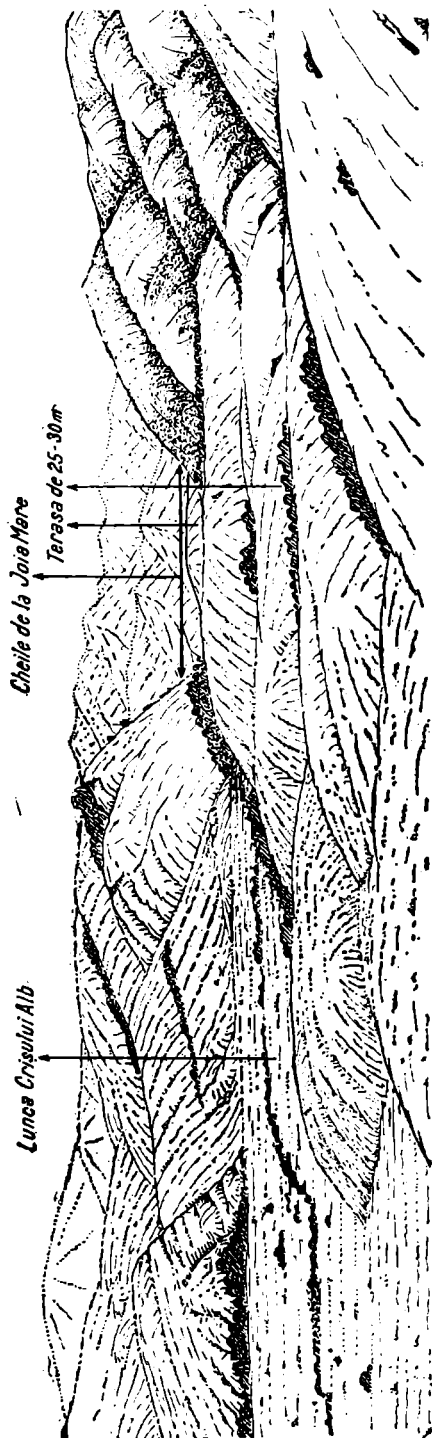


Fig. 9. — Cheile epigenetice de la Joia Mare și terasa de 25—30 m din aval.

acumulare de vîrstă cuaternar inferior, problemă care va fi expusă mai departe.

Din cele prezentate pînă aici se impun următoarele concluzii :

a. *Numărul teraselor Crișului Alb este de 5, ceea ce concordă cu cele constatate de R. F i c h e a u x mai de multă vreme.*

b. *Dezvoltarea teraselor este inegală pe cei doi versanți ai văii—aceasta ca urmare, fie a acțiunii de acumulare inegală din timpul formării teraselor, fie a acțiunii de eroziune ulterioare, care a dus la distrugerea lor de pe partea dreaptă.*

c. *Scăderea altitudinii teraselor — ca și dispariția lor trebuie pusă pe seama mișcărilor tectonice noi (de coborîre subsidentă) care au avut loc în cuprinsul cîmpiei Tisei.*

d. *Între terasele Crișului Alb și terasele afluenților există o racordare perfectă.*

e. *Urme ale unei rețele hidrografice mai vechi decît cea cuaternară sub formă de terase ca elemente morfologice nu apar în lungul Crișului Alb în porțiunea studiată de noi.*

2. Terasale Cigherului

Cigherul este afluentul cel mai important al Crișului Alb de pe partea stîngă. Cursul superior al acestuia împreună cu cel al Bîrzavei — afluent al Mureșului — crează o largă înșeuare între munții Highișului și Droicii.

Cheile de la Tauț separă cele două sectoare diferite ale văii Cigherului. În amonte de Tauț, valea Cigherului și afluenților lui este intens aluvionată. Lunca este înălțată și în cadrul ei se sapă astăzi o terasă inferioară de 2—3 m. În partea de sud a satului apare pe partea stîngă o terasă de 5 m în timpul căreia apa Cigherului a separat prin eroziune un martor numit *Deluțul* — format din cuarțite permieni. Această terasă se continuă și mai în aval, la nord de sat. Tot în cuprinsul satului, începînd de la cimitir în aval, pe partea stîngă apar cîțiva umeri ai terasei de 30—40 m. Pe această terasă urcă grădinile și viile satului. În chei, ea lipsește, dar în schimb se dezvoltă tot pe partea stîngă la Lighet în pădurea Mlaca, pînă la Tîrnova și la est de satul Chier, unde are altitudinea relativă de 18—20 m. Întregul pod al acestei terase este parazitat de depozite proluviale și deluviale, și fragmentat de văile : Dudu și Sărăștău, care și ele prezintă terase aluviale.

Sub această terasă, la est de Lighet mai apare o terasă mai coborîtă — terasa de 8—10 m și alta de 4 m. De la Chier în jos nu se mai observă decît terasa de 3—4 m, care dispare spre Moroda în plină cîmpie ¹⁾, sub aluviunile noi.

Între sudul Tîrnovei și dealul Pîncota, terasa Lighetului dispare, ea fiind erodată de pîrăul Tîrnovei-Drauț, iar în locul ei apare o cîmpie piemontană joasă, care se întinde de la Araneag și Măderat pînă la Chier.

Din această prezentare generală a teraselor Cigherului se vede că aici sînt clare terasele 1, 2, 3 și 4, care au aceleași caractere în ce privește

¹⁾ Dispariția teraselor fluviale la toate rîurile afluate Tisei este un fenomen general și el trebuie pus în legătură cu mișcările de lăsare din zona de subsidență cuaternară și chiar holocenă din bazinul panonic.

panta longitudinală, ca și la terasele Crișului Alb. Întinderea lor este însă mult mai redusă (fig. 10).

Dacă comparăm aceste nivele acumulative de terase cu cele date de B e l a B u l l a într-o lucrare de sinteză (12) asupra Crișului Repede, unde a distins cinci terase (terasa I — 2—2,5 m; terasa II — 6—10 m; terasa III — 22—25 m; terasa IV — 45—64 m și terasa V — 60—80 m) se poate vedea, că pe valea Crișului Alb apar numai 5 terase, însă cu unele diferențe de altitudine relativă, față de schema lui B. B u l l a (12)

În plus, în regiunea studiată de noi, în terasa a cincea de 60—80 m dată de B. B u l l a, sînt cuprinse două nivele distincte: terasa de 50—60 m și 80—100 m. Penultima terasă apare clar în valea Crișului Alb astfel că situația generală dată de acest autor trebuie corectată.

3. Problema piemonturilor de acumulare și a nivelelor de eroziune

În afară de terase, relieful de acumulare este reprezentat în depresiunea Zarandului prin *piemonturi*.

Noțiunea de piemont de acumulare a fost folosită și aplicată la noi de prof. V. M i h ă i l e s c u¹⁾ pe întreaga ramă a munților Apuseni. Introducerea ei în explicarea formelor de relief constituie un punct nou și cu rezultate din cele mai bune. Distingerea celor două forme ale reliefului de acumulare — *terasă și piemont* — constituie singura cale spre rezolvarea justă a problemelor legate de geneza formelor care apar foarte des în depresiunea Zarandului. Distingerea tipurilor de piemonturi și stabilirea vîrstei lor ne duce și mai sigur la clarificarea problemelor.

În depresiunea Zarandului se întîlnesc două feluri de piemonturi: a. *piemonturi înalte* sau *dealuri piemontane* și b. *piemonturi joase* sau *cîmpii piemontane* (14).

a. *Piemonturile înalte* se dezvoltă pe toată rama de vest a munților Codru-Moma și sînt reprezentate prin depozite de vîrstă levantin, pleistocen inferior (pietrișuri) și lehmuri (pleistocen superior), așa cum a indicat M. P a u c ă (10). Astăzi aceste piemonturi se află într-o fază de sculptare înaintată, încît din cuvertura — altădată continuă — n-au rămas decît mici petice.

Același lucru se observă și în dealurile Cuedului și Tauțului. În multe locuri aceste piemonturi înalte au caracterul unor înșeuări, ca de exemplu în depresiunile: Sălăjeni, Groșeni, Hășmaș la Cruce, la Coșarnița (sud Dudu și Tauț) etc. În multe locuri, la baza munților, ele trec în *piemonturile de eroziune* (suprafețe de eroziune), situate la 400—600 m (fig. 2 profilul III; fig. 3, profilele IV, V și fig. 4, profilul 6), care în cuprinsul depresiunii se pot urmări, sub formă de *nivele de eroziune* prin coamele dealurilor.

Dintre suprafețele de eroziune foarte bine conturată apare în toată seria dealurilor vestice cea de 200—250 m — dezvoltată pe depozitele panoniene și care ajunge în unele locuri chiar la 300 m, dar care prezintă petice acumulative de pietrișuri și nisipuri mai noi.

Din cuprinsul ei se ridică numai cîteva înălțimi izolate formate din roci mai rezistente (dealurile Mocrea, Beliu, Pîncota), cu caracter de *inselberg*, cu versanți evoluți.

¹⁾ V. M i h ă i l e s c u, *Curs de geografie fizică a Romîniei*. București, 1947 (litografiat).

PETRE COTEȚ
DEPRESIUNEA ZARANDULUI
HARTA GEOMORFOLOGICĂ

0 2 4 6 km

LEGENDA.

- | | | | |
|--|---|--|---------------------------------------|
| | Munți | | a - masive anolice izolate |
| | Dealuri (pământuri înalte) | | b - pe depozite pliocene și mai vechi |
| | c - depresiuni intracolinare | | |
| | Cîmpii piemontane | | |
| | Cîmpii aluviale (luncii) | | |
| | Terase (cîrpa indică altitudinea teraselor - Tr. 100, etc.) | | |
| | Canuri de defecție | | |
| | Tăpșane proluviale - deluviale | | |
| | Carst (a - doline, b - izvor carstic) | | |
| | Văi înguste - cher | | |
| | Abrupturi de eroziune | | |
| | Inșeuări | | |
| | Forme izodiametrice izolate (măntoni) | | |
| | Alunecări | | |
| | IV - Direcția profilului | | |

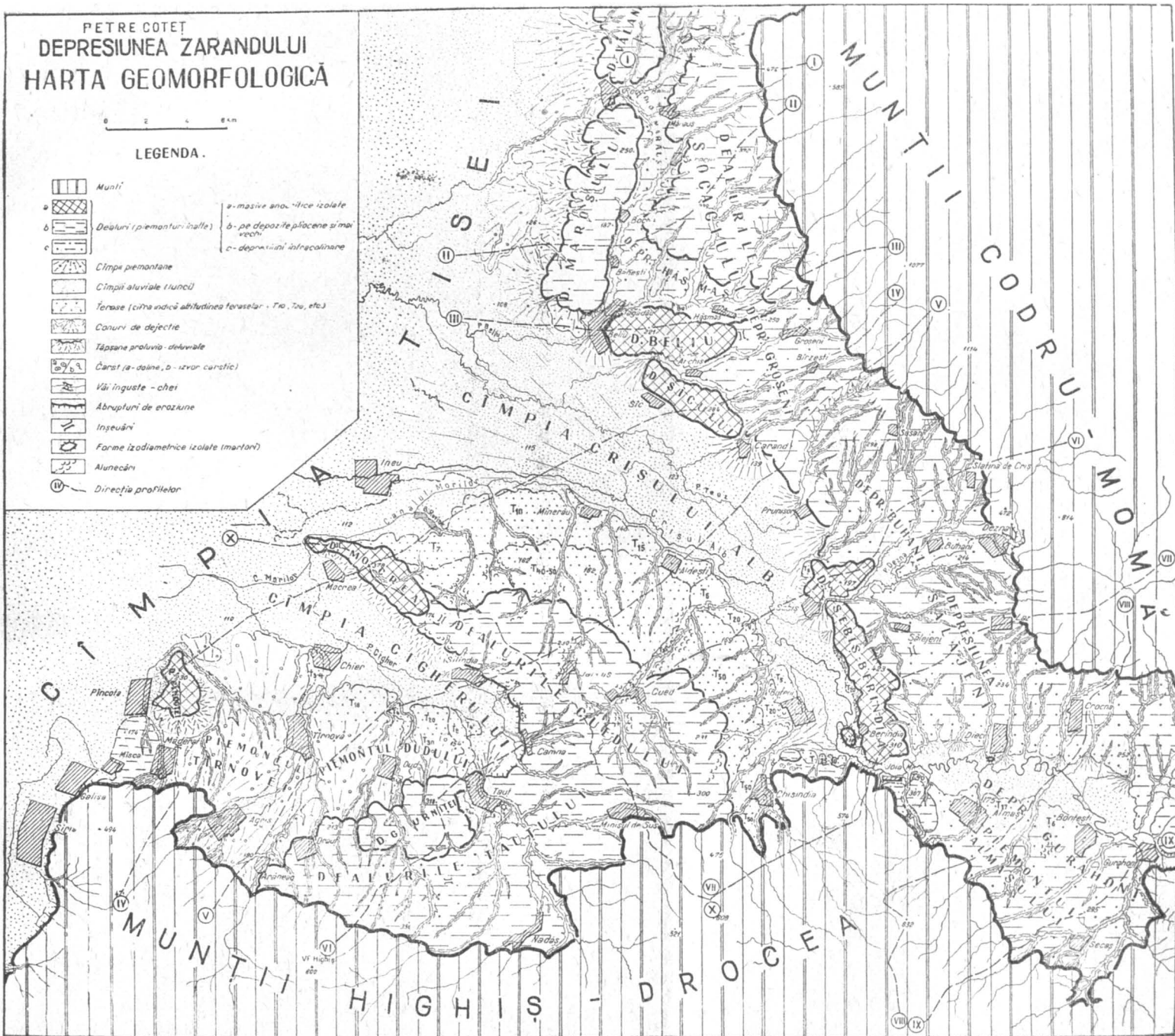


Fig. 10. — Harta geomorfoloică a depresiunii Zarandului.

Nivelul superior nu se poate urmări în cuprinsul depresiunii decât prin racordarea de vîrfuri — și de aceea el nu formează o suprafață de eroziune propriu-zisă.

b. *Piemonturile joase* se dezvoltă acolo unde există o rețea hidrografică mai deasă, adică acolo unde a fost posibilă o eroziune și acumulare mai intensă, ca la Tirnova și Dudu, ca și pe latura de vest a dealurilor Maroș și Văłani. Cîmpia piemontană urmărește întregul versant al dealurilor vestice, fiind situată între cîmpia joasă aluvială și dealuri. Ea ajunge între Crișul Alb și Negru pînă la vest de localitatea Cermeiu și Talpoș. Numim această unitate *cîmpia piemontană Bereciu*.

Cercetările întreprinse de noi pe teren în această zonă ne-au dus, pe baza analizelor profilelor geologice din valea Dudului și a Drauțului, la desprinderea a două faze în formarea acestor piemonturi: una *levantină* și alta *cuaternară*. În acest sens — cel mai edificator — este profilul de la Dudu, a cărui deschidere este de 10 m (fig. 11).

Din analiza acestui profil reiese, că piemontul de acumulare de vîrstă levantină, din bază a fost retezat de eroziunea cuaternară. Același lucru se vede și din profilele de pe partea dreaptă a văii Drauțului.

În piemontul Tirnovei situația este alta. Acesta este mult mai coborît, datorită eroziunii mai intense exercitată în piemontul levantin, care nu apare în profile. În schimb este vizibil piemontul cuaternar, care are aspect de adevărată cîmpie piemontană ce coboară lin, fără rupturi de pantă începînd din munte și pînă în șesul Tisei.

În strînsă legătură cu vîrsta piemonturilor de acumulare, care după noi este levantin-cuaternară, stă și stabilirea vîrstei nivelelor de denudație, care apar chiar în imediata apropiere a munților Highș-Drocea.

Din cele prezentate pînă aici reiese că relieful de acumulare — lunci, terase, piemonturi — s-a dezvoltat în strînsă legătură cu caracterul pronunțat al mișcărilor de subsidență neogeno-cuaternară care au afectat întregul bazin panonic.

În concluzie, evoluția rețelei hidrografice a creat în depresiunea Zarandului o morfologie fluviatilă complexă din care se pot desprinde cîteva *tipuri de relief caracteristice* (fig. 12):

1) *Relieful de dealuri vulcano-erozive*, ce apare sub forme de masive izolate înalte, care domină întreaga depresiune și care poate fi considerat și că relief fosil, dezgropat prin eroziune diferențială de sub depozitele pliocene.

2) *Relieful de dealuri acumulativo-sculpturale*, care formează întreaga ramă a dealurilor neogene cu petice de depozite cuaternare la trecerea

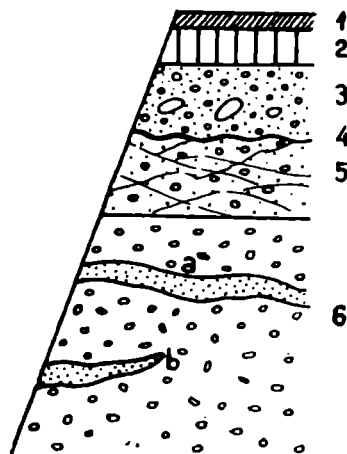


Fig. 11. Profil geologic în valea Dudului (localitatea Dudu)

1 = sol; 2 = lemn deluvial galben argilos; 3 = pietrișuri și nisipuri cu structură torentială mai regulată și intercalații de nisipuri cenusii; 4 = suprafața de eroziune; 5 = nisipurile și pietrișurile în structură încrustată; a = pietrișuri și nisipuri galbene feruginoase cu puncte de argile vinete și marne albicioase și structură lenticulară încrustată. Nisipurile și pietrișurile sînt cimentate și conțin oxizi de fier în cantități mari; b = nisipuri ușor ondulate; c = puncte de nisipuri.

lor spre cîmpie. Acesta este reprezentat prin piemonturi înalte acumulative, intens fragmentate și prin mici depresiuni sculpturale. La baza acestor dealuri se găsesc în special depozite sedimentare panoniene.

Întregul complex al acestor dealuri formează nivelul cel mai întins din depresiunea Zarandului (+ 200 m).

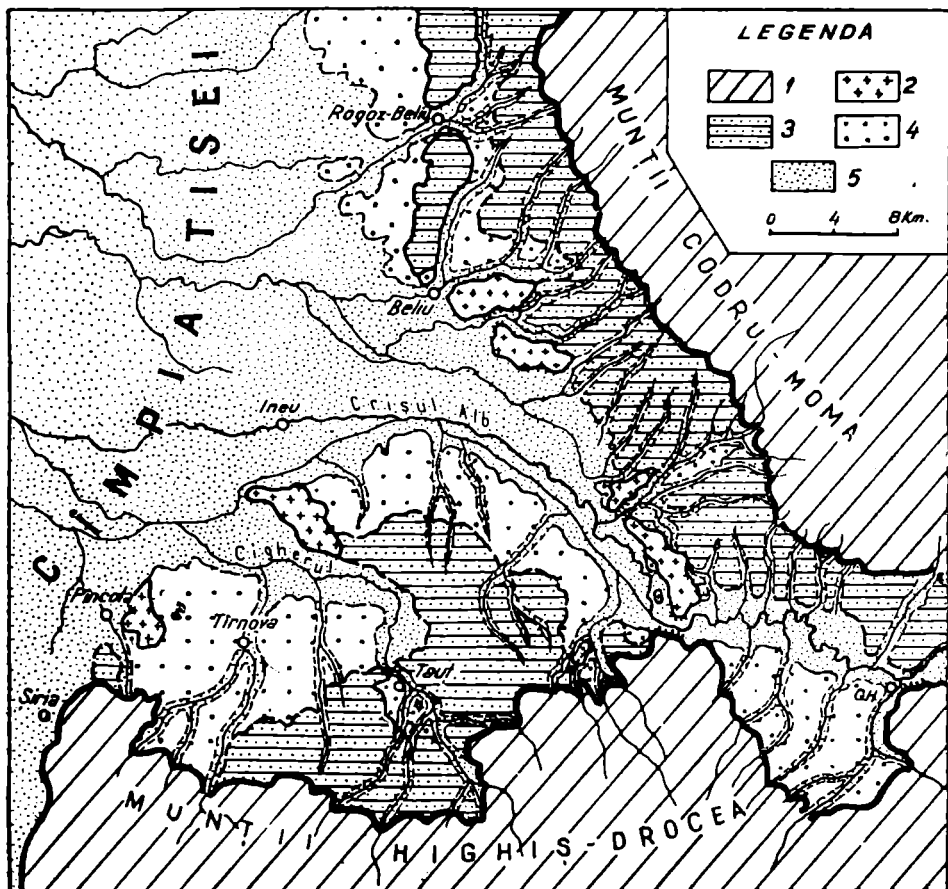


Fig. 12. — Harta tipurilor genetice de relief.

1 - zonă muntoasă; 2 - relief vulcano-eroziv; 3 - relief acumulativo-sculptural; 4 - relief de acumulare (de terase și de cîmpii piemontane); 5 - relief de acumulare (lunci, mici conuri de defecție).

3) *Relieful de cîmpie acumulativă*, de terase slab fragmentate, de piemonturi joase și de lunci intens aluvionate.

În proporție foarte redusă apare și relieful structural, dezvoltat în special pe aglomeratele și tufurile andezitice.

Cadrul înalt al munților este reprezentat prin *relief tectono-eroziv*, intens fragmentat, și *vulcano-eroziv*.

Cu privire la evoluția și vîrsta reliefului lipsa de date paleontologice din depozitele levantine și cuaternare nu ne permite o precizare mai amănunțită. Singurele elemente pe care se poate pune bază sînt cele

morfologice — poziția teraselor și raportul lor cu piemonturile înalte și joase.

Privită în general, morfologia depresiunii Zarandului este rezultată, atât din acțiunea *factorului neotectonic* (mișcări pe verticală — negative, în bazinul panonic și pozitive, în munții Apuseni, care au avut ca urmări schimbările de pantă), cât și prin acțiunea *factorului climatic*, care a imprimat ritmul de eroziune și acumulare, în lungul văilor și pe pante.

Ca efect principal al acestui complex de factori trebuie interpretat relieful de acumulare, sub formă de pinze de pietrișuri de grosimi și vârste diferite.

Depozitele loessoide, care nu lipsesc în această regiune, nu s-au păstrat în forma lor inițială de origine eoliană, ci au fost remaniate sub acțiunea apelor de șiroire și mai ales sub influența proceselor de alunecare. Datorită acestui fapt, ele au mai mult un caracter deluvial¹⁾.

Analiza geomorfologică generală a depresiunii Zarandului cu desprinderea subunităților de relief, ca și stabilirea tipurilor de relief ne duc la o serie de constatări de ordin practic. Aceasta, atât în legătură cu constituția geologică a formelor de relief, cât și cu rețeaua hidrografică. Andezitul și aglomeratele andezitice de la Sebiș, Paulian, Beliu, Mocrea, Pincota și Chișindia, ca și calcarul de la Paulian, Camna și Agraș sînt folosite ca materiale de construcție și pentru fabricarea varului. Diatomitul de Miniș este folosit în industria casnică.

În ce privește dezvoltarea agriculturii, pomiculturii și viticulturii, depresiunea Zarandului oferă condiții favorabile. Astfel, șesurile aluviale, luncile și terasele Crișului Alb și Cigherului constituie cele mai bune locuri pentru cultura porumbului, grîului și orezului. În acest scop, pe primul plan stă cîmpia Crișului Alb, unde se face o irigație rațională prin Canalul Morii, care se desface în aval de Joia Mare, trece la sud de Criș și ajunge la Mocrea. La Ineu și Mocrea se întîlnesc întinse orezării, datorită debitului satisfăcător de apă pe care îl oferă Crișul Alb. Nu același lucru se poate spune de valea Cigherului, unde se resimte lipsa de apă, datorită debitului redus al acestui pîrâu. Aici se impune construirea de lacuri de retenție pentru compensarea debitului scăzut din verile secetoase.

De asemenea, se impune în cadrul luncilor canalizarea apelor afluate și a celor principale pentru a evita inundațiile din perioadele ploioase ca și schimbările de cursuri, avînd în vedere divagările mari care au loc aici. Tot ca zone agricole bune sînt și cîmpiile piemontane joase, ca de exemplu cea de la Tîrnova.

Piemonturile de acumulare înalte ridică alte probleme, în legătură mai ales cu evoluția pantelor, pe care au loc intense procese de alunecare cum sînt cele de la Cued, Jarcoș, la sud de Buteni, la sud de Bocsig, la Drauț, de la Berindia, Sălăjeni, Hășmaș, Rogozi etc., unde de sub acoperitura de pietrișuri piemontane apar argile ponțiene. Dezvoltarea alunecărilor duce la micșorarea terenurilor bune pentru agricultură. Argilele deluviale sînt și ele supuse proceselor de alunecare. În legătură cu evoluția pantelor trebuie să relevăm importanța mare pe care au avut-o schimbările climatice din perioada cuaternară și în special din pleistocenul *superior*.

¹⁾ Aspectul roșcat accentuat în cea mai mare parte a acestui deluviu se datorește materialului degradat rezultat din alterarea gresiiilor și conglomeratelor permiene.

Mulțimea alunecărilor, modelarea specială a versanților și prezența argilei roșii deluviale ridică problema influenței pe care a avut-o *sistemul de modelare periglaciara*, prin fenomenele de îngheț și dezgheț, solifluxiuni, dezagregări etc. în raport cu dezvoltarea zonelor de vegetație, de circulație aeriană ca și de poziția acestei unități de relief în cadrul general al zonelor morfo-climatice ale Europei în epoca Würm.

După cât se pare, în profilul geologic de la Dudu se pot vedea unele mici deranjări în stratul de pietrișuri ca elemente de falsă tectonică, rezultat al aceluiași influențe climatice.

Masa groasă a depozitelor proluviale care îmbracă poalele masivelor andezitice (Pincota, Mocrea, Beliu) etc. trebuie pusă tot pe seama sistemului de eroziune periglaciara.

Decamdată semnalăm aceste probleme morfo-climatice, urmînd ca precizarea lor în amănunt s-o facem cu altă ocazie. La relieful format pe andezite și aglomerate andezitice, problema evoluției pantelor are alt aspect.

În general, la poala dealurilor mai înalte, cum sînt Mocrea, Pincota etc. se dezvoltă trene deluviale formate din spălarea materialelor dezagregate din andezite. Acestea sînt mult mai stabile, formînd pantele deluviale foarte bune pentru cultura viilor, pomilor, a grîului și a porumbului. Tot în depresiunea Zarandului trebuie remarcat microclimatul specific favorabil culturilor de nuci și piersici.

ЗАРАНДСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

(ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ)

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В настоящей статье автор освещает несколько вопросов в связи с морфологией Зарандской депрессии, расположенной вдоль среднего течения реки Белый Криш, между горами Хигиш-Дроча на юге и Кодру-Мома и Гэина на северо-востоке и на востоке.

Ограниченная системой сбросов, Зарандская депрессия расположена в точности над заливом неогенового происхождения, носящем это же название и образовавшимся в миоцене; впоследствии в этом заливе происходили отложения, вплоть до четвертичного периода. Из исследования палеографической эволюции этой области вытекает, что Зарандская депрессия представляет собой залив большого бассейна, образовавшегося вследствие неогенового и четвертичного оседания, а именно панонского бассейна.

Из континентальных фаз, которые чередовались здесь, важных с геоморфологической точки зрения, нужно отметить следующие две: фазу допанонскую (панонскую) — сармато-меоциановую, и фазу послепанонскую — левантино-четвертичную.

Морфогенезис Зарандской депрессии тесно связан с внешними факторами левантино-четвертичной фазы (гидрографическая сеть, ветры, замерзание и таяние и т. д.), действие которых проявлялось под влиянием климатических изменений.

Под этим углом зрения проведено исследование системы террас, расположенных вдоль долин, в междуречьях и в наносных предгорьях.

Система террас вдоль Белого Криша состоит из 5 уровней наноса: T_1 (3—5 м), T_2 (7—12 м), T_3 (15—20 м), T_4 (25—35 м) и T_5 (50—60 м). Число террас вдоль речки Чигер меньше. Вся система террас представляет собой довольно крутой продольный склон, а нижние террасы скрываются под свежими наносами долины Тисы. Как и уровни наноса, выделяются и предгорья; автор различает два вида предгорий:

- низменные или предгорные равнины и
- высокие или предгорные холмы.

Делая обобщение, автор указывает, морфогенетические типы рельефа всей депрессии.

В связи с эволюцией склонов и лессовидных отложений красной глины, автор отмечает рост оползней, подчеркивая большую распространенность этого явления в поздний ледниковый период, как явления приледниковой зоны.

Система формулирования приледникового рельефа вюрмского периода отразилась в большой степени на образовании рельефа склонов, являющихся дилuviальными отложениями, покрывающими подножие холмистых массивов, в особенности, состоящих из андезитов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Морфологические профили восточной стороны гор. Кодру.

Рис. 2. — Морфологический профиль западной стороны гор. Кодру.

Рис. 3. — Поперечные морфологические профили, проведенные через Зарандскую депрессию.

Рис. 4. — Поперечный морфологический профиль, начиная от гор Хигиш, до гор Кодру.

Рис. 5. — Морфологические профили: поперечные (VII, VIII и IX) и продольные (X), проведенные через Зарандскую и Гурахонцскую депрессию.

Рис. 6. — Панорамный набросок в возвышенностях Бетиу, предгорье Грошени и горы Кодру.

Рис. 7. — Холмы Мокрей и долина Чигера (панорамный набросок).

Рис. 8. — Геологический профиль в Бырсе: 1 — дилuviальный желтый лёсс; 2 — галька и пески террас; 3 — панонские пески.

Рис. 9. — Эпигенетические ущелья в Жойа Маре и терраса в 25—30 м вниз по течению.

Рис. 10. — Геоморфологическая карта Зарандской депрессии.

Рис. 11. — Геологический профиль в долине Дуда (местность Дуд): 1 — почва; 2 — дилuviальный желтый песчанистый суглинок; 3 — галька и песок более правильной структуры поточного характера и прослойки серых песков; 4 — поверхность эрозии; 5 — песок и галька перекрестной структуры; 6 — галька и железистые желтые пески с гнездами синей глины и беловатого мергеля, имеющие чечевицеобразную инкрустированную структуру. Пески и галька цементированы и содержат довольно много окисей железа: а — пески, залегающие слегка волнообразно; б — гнезда песка.

Рис. 12. — Карта генетических типов рельефа: 1 — горная зона; 2 — рельеф эрозионно-вулканического характера; 3 — скульптурно-наносный рельеф; 4 — наносный рельеф (террас и предгорных равнин); 5 — наносный рельеф (поймы, небольшие конусы выноса).

LA DÉPRESSION DU ZARAND

(OBSERVATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES)

(RÉSUMÉ)

Dans cet article, l'auteur présente quelques problèmes ayant trait à la morphologie de la dépression du Zarand, dépression située le long du cours moyen du Criş Blanc, entre les monts Highiş-Drocea, au Sud, et Codru-Moma et Găina, au Nord-Est et à l'Est.

Bornée par un système de failles, la dépression du Zarand se superpose exactement au golfe néogène du même nom, formé au cours du miocène, et qui s'est comblé de sédiments jusqu'au quaternaire. Il ressort de l'analyse de l'évolution géographique de cette région que l'on peut dire que la dépression du Zarand représente un golfe du grand bassin de subsidence néogène et quaternaire — le *bassin pannonien*.

Parmi les phases continentales qui s'y sont succédées et qui ont quelque importance au point de vue géomorphique, il y en a deux à relever : la phase antépointienne (pannonienne) — sarmato-méotienne et la phase postpannonienne — levantino-quaternaire.

La morphogénèse de la dépression du Zarand est étroitement liée à l'action des agents externes de la phase levantino-quaternaire (réseau hydrographique, vents, gels et dégels, etc.), action qui s'est déroulée sous l'influence des variations climatiques.

C'est sous cet angle que l'on analyse le système de terrasses le long des vallées, les interfleuves et les piedmonts d'accumulation.

Le système de terrasses le long du Criş Blanc est formé de cinq niveaux d'accumulation : T_1 (3—5 m), T_2 (7—12 m), T_3 (15—20 m), T_4 (25—35 m) et T_5 (50—60 m). Le long du ruisseau le Cigher, le nombre de terrasses est plus réduit. L'ensemble du système de terrasses présente une pente longitudinale accentuée et les terrasses inférieures disparaissent sous les alluvions récentes de la plaine de la Tisa. C'est encore comme niveaux d'accumulation que l'on distingue les piedmonts qui, selon l'auteur, sont de deux sortes :

- bas, ou plaines de piedmonts
- hauts, ou collines de piedmonts.

Comme synthèse, on indique les types morphogénétiques du relief de l'ensemble de la dépression.

Au sujet de l'évolution des pentes et des dépôts de loess et d'argiles rouges, l'auteur remarque le développement des glissements de terrain et il relève la grande extension de ce phénomène au cours de la période glaciaire récente, comme élément périglaciaire.

Le système de modelage périglaciaire de l'époque Würm a contribué en une large mesure à façonner les versants et les dépôts diluviaux qui revêtent les pieds des collines, notamment ceux constitués d'andésites.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profils morphologiques sur le côté Est des monts Codru.

Fig. 2. — Profil morphologiques sur le côté Ouest des monts Codru.

Fig. 3. — Profils morphologiques transversaux de la dépression du Zarand.

Fig. 4. — Profil morphologique transversal, à partir des monts Highiş et jusqu'aux monts Codru.

Fig. 5. — Profils morphologiques transversaux (VII, VIII et IX) et longitudinaux (X) de la dépression du Zarand et Gurahonț.

Fig. 6. — Croquis panoramique des collines de Bellu, du piedmont de Groșeni et des monts Codru.

Fig. 7. — Les collines de Mocrea et la vallée du Cigher (esquisse panoramique).

Fig. 8. — Profil géologique à Birsa. 1 = loess diluvial jaune; 2 = graviers et sables de terrasse; 3 = sables pannoniens.

Fig. 9. — Le défilé épigénétique de Joia Mare et la terrasse de 25–30 m en aval.

Fig. 10. — Carte géomorphologique de la dépression du Zarand.

Fig. 11. — Profil géologique dans la vallée du Dud (à Dud). 1 = sol; 2 = limon diluvial-jaune, argileux; 3 = graviers et sables à structure torrentielle plus régulière avec des intercalations de sables gris; 4 = surface d'érosion; 5 = sables et graviers à structure imbriquée; 6 = graviers et sables jaunes ferrugineux à poches d'argile gris-violet, et des marnes blanchâtres à structure lenticulaire incrustée. Les sables et les graviers sont cimentés et ils contiennent des oxydes de fer en assez grande quantité: a = sables légèrement ondulés; b = poches de sable.

Fig. 12. — Carte des types génétiques de relief. 1 = zone montagneuse; 2 = relief érosif-volcanique; 3 = relief sculptural accumulatif; 4 = relief d'accumulation (de terrasses et de plaines de piedmonts); 5 = relief d'accumulation (prairies, petits cônes de déjection).

BIBLIOGRAFIE

1. L. L o e z y, *Bericht über die geol. Detailaufnahme während des Sommers*. Földt. Közl., 1883, vol. XIV-XV.
2. I. P e t h ö, *Einige Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges*. Jahresber. d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1889, Budapesta, 1891.
3. — *Das östl. Zusammentreffen des Kodru-Moma und Hegyes-Drocsu Gebirge im Comitate Arad*, Jahresber. d. k. ung. geol. A. f. 1893, Budapesta, 1895.
4. H. B o c k h, *Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges*. Jahresber. d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1903, Budapesta, 1905.
5. T h. S z o n t a g h, M. P á l f y u. P. R o z l o z n i k, *Das mesozoische Gebiet des Kodru-Moma*. Jahresber. d. k. ung. geol. A. f., Budapesta, 1912.
6. R. F i c h e a u x, *Basinul Beiușului*. Bul. Soc. geogr., 1932, vol. I. I.
7. — *Terrasses et niveaux d'érosion dans les vallées des Mts. Apuseni*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1932–1933, vol. XXI.
8. — *Munții Apuseni*. Volumul Transilvania, Banatul-Crișana, Maramureșul 1918–1928, București, 1929, vol. I.
9. V. M i h ă i l e s c u, *România, Geografie fizică*. București, 1936.
10. M. P a u c ă, *Recherches géologiques dans les monts du Codru et de Moma*. C. R. Inst. Géol. Roum., 1941, vol. XXI.
11. — *Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni*. Anuarul geologic, 1954, vol. XXVII.
12. B. B u l l a, *Die pliozänen und pleistozänen Terrassen des Ungarischen Beckens*. Földt. Közl., 1942, vol. LXX, nr. 1.
13. L. S ă w i c k i, *Beiträge zur morphologie der Siebenbürgen*. Cracovia, 1912.
14. P. C o t e ț, *Piemonturile de acumulare și importanța studiului lor*. Probl. de geografie 1956, nr. 3, p. 97.

CÎTEVA OBSERVAȚII GEOMORFOLOGICE ASUPRA MUNȚILOR CIUCAȘ-ZĂGAN ȘI ÎMPREJURIMI *)

DE

C. MARTINIUC ȘI P. COTET

Institutul de cercetări geografice al R.P.R. a întreprins în vara anului 1953 o aplicație științifică în regiunea Ciucaș-Zăgan în scopul de a se cunoaște mai bine și a se duce discuții în colectiv asupra unui sector muntos foarte puțin studiat din punct de vedere geografic.

Prin prezenta notă se face expunerea unui aspect geografic și anume — partea geomorfologică.

Observațiile, în cadrul aplicației, au început a se face de la localitatea Mineciu, pe valea Teleajenului, înspre nord, în direcția Ciucaș-Zăgan.

I. CONTACTUL DINTRE DEALURI ȘI MUNȚI

La Mineciu se observă foarte clar contactul dintre Carpații Orientali și Subcarpați, cu denivelări de relief, între cele două unități geomorfologice, de 100—150 m, lărgirea bruscă în aval a văii Teleajenului, apariția teraselor larg desfășurate în evantai o dată cu dezvoltarea depresiunii subcarpatice formată atât prin tectonică, cât și prin eroziunea diferențială de contact.

Rețeaua hidrografică a Teleajenului, când scapă de ultimele praguri dure ale flișului interu carpatic, la Mineciu-Ungureni, se despletește în mai multe brațe, panta de talveg este mai domoală și procesele de sedimentare a albiilor devin mult mai active. În această zonă se observă foarte clar trecerea de la un sector de vale propriu unei zone centrale de orogen, cu o tectonică activă în sens pozitiv, dominată de relieful sculptural (tectono-eroziv), înspre o unitate de orogen marginal, cu zone de tasare tectonică în care apar și reliefuli acumulative destul de largi; este *zona subcarpatică*.

La intrarea Teleajenului în depresiunea de la Mineciu, începând chiar de la stația trenului de munte ce duce spre Cheia, Teleajenul își dezvoltă

*) Observațiile făcute în cadrul aplicației științifice a Institutului de cercetări geografice al R.P.R., în zilele de 26 și 27 iunie 1953.

pe partea dreaptă o terasă în evantai, cu altitudinea relativă de circa 50 m. Fruntea acestei terase este alcătuită din miocen subcarpatic cu ghipsuri și conglomerate burdigaliene, peste care urmează discordant o cuvertură de prundișuri aluvionare, groase de circa 1 m. Este terasa pe care e așezată, în majoritate, localitatea Mîneciu-Ungureni.

Versantul sting al văii Teleajenului, la Mîneciu, este lipsit de terase, în schimb eroziunea diferențiată a scos în evidență o serie de *hogbackuri structurale* (coaste de orogen) formate pe seama unui anticlinal miocen în centrul căruia este în curs de dezvoltare un relief depresionar, de tipul butonierelor, cu o evoluție foarte activă a deluviilor de alunecare. Coastele de orogen, de pe flancul sudic al acestui anticlinal, sînt bine păstrate datorită rocilor mai dure, conglomerate și gresii, în timp ce partea centrală a anticlinalului, fiind alcătuită din marne, cu intercalații de ghipsuri și gresii moi, a favorizat dezvoltarea unei inversiuni de relief.

II. ZONA MUNȚILOR

În amonte de Mîneciu-Ungureni, în zona carpatică a flișului intern, valea Teleajenului se îngustează, ia aspect de tinerete, cu porțiuni de defilee lipsite de terase și bazine de eroziune diferențială. În interiorul acestora apar și trepte de relief acumulativ de natura conurilor de defectie, etajate sub forma unor terase, în parte acoperite cu pajști umede și mlăștinoase. Defileele corespund cu intercalațiile de gresii dure ale cretacicului, în timp ce bazinele sînt amplasate în zonele complexelor de roci moi, marne, șisturi și gresii moi ale aceleiași formațiuni a flișului intern.

Acest relief petrografic — tipic de eroziune diferențială pe bază de variații ale rocilor flișului — se înscrie și în profilul nivelelor de creste, de o parte și de alta a văii principale a Teleajenului, între Mîneciu și Cheia.

Cele mai frumoase depresiuni de eroziune diferențială, pe valea Teleajenului, sînt la *Suzana* și apoi la *Cheia*.

Depresiunea Cheia este cea mai întinsă în suprafață; ea apare și ca o depresiune de contact între relieful semeț al conglomeratelor de Ciucaș-Zăgan (1957 — 1882 m) și faciesul marnelor și gresiilor moi, foarte mobile din punctul de vedere al eroziunii, din pinza internă a flișului cretacic.

Însăși cheile Teleajenului, cunoscute local sub numele de „Cheița”, sînt formate în zona de străpungere a unei bare dure de conglomerate calcareoase și calcare din masivul Ciucașului, imediat în amonte de localitatea Cheia.

Masivul Ciucaș-Zăgan

Atît depresiunea Cheia, din bazinul superior al Teleajenului, cît și întreaga curbura a Carpaților Orientali sînt dominate de grupa muntoasă Ciucaș-Zăgan (fig. 1) care apare ca un *enorm martor de eroziune diferențială*, format din conglomerate, așezat în mijlocul pinzei interne a flișului cretacic.

Relieful ruiniiform — prima caracteristică a Ciucașului

În tot masivul Ciucașului, ca și în partea centrală și sudică a Zăganului, conglomeratele, cu o grosime medie de 500 — 700 m, sint alcătuite în special din calcare titonice. Datorită acestui fapt și familia formelor de

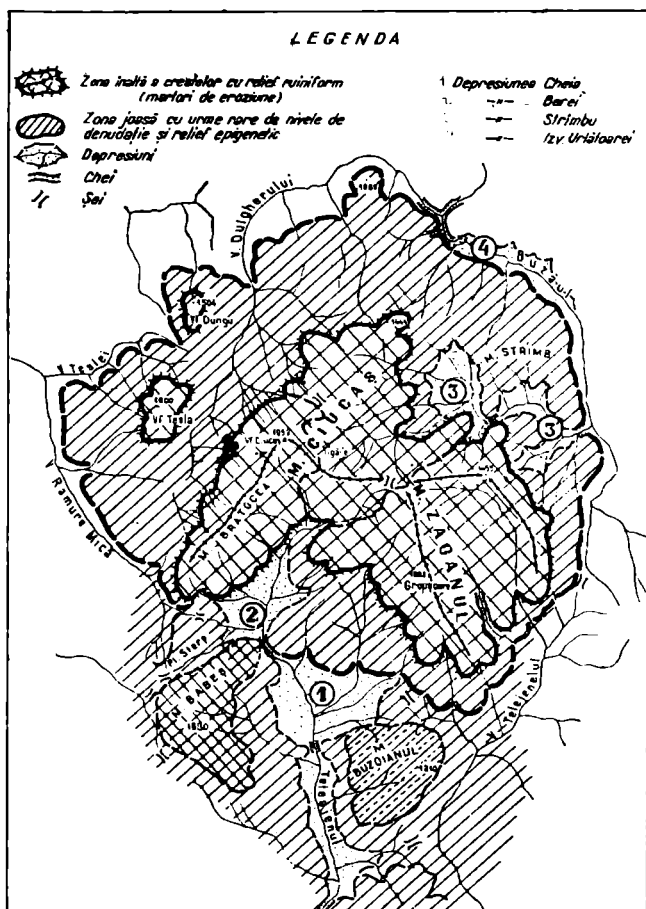


Fig. 1. — Masivul Ciucaș-Zăgan

relief, ce se înscriu pe ele, se înrudește cu relieful carstic. Astfel, atât în Ciucaș, cât și în Zăgan apar creste sub formă de „căpățini de zahăr” îngemănate, adevărate turnuri de cetate, cu urme de sculptură eoliană (de exemplu „Țigăile”) și de dezagregare ce amintesc de *Babele* din Bucegi; forme de lapiezuri liniare, tubulare și văi suspendate, lipsite de scurgere cu caracter permanent. Marginea masivului apare foarte abruptă, adevărate ziduri de cetate, cu pereții verticali, ceea ce face ca individualitatea acestui grup muntos să apară și mai bine în evidență.

Și în acest masiv, ca și în Bucegi, pot fi întâlnite forme de relief cu aspect de „ciuperci” și „babe”, dezvoltate în aceleași condiții de variații ale facie-

sului conglomeratic cu intercalații de gresii mai moi ce se modelează diferit în procesul de denudare. În figura 2 este schițat modul de formare a reliefului caracteristic în conglomerate și gresii : *turnuri, stâlpi, ciuperci și babe* prin fragmentarea maselor tabulare de către eroziunea pe verticală a apei și fasonarea lor de către ploii și vânturi.

Părțile nordice și nord-vestice ale vîrfului Gropșoare din Zăgan, fiind alcătuite în special din conglomerate cu elemente de cuarțite și gnaise și foarte rar calcare titonice, au un relief cu linii mai domoale, forme rotunjite, lipsind cu desăvîrșire relieful ruiniform înseris pe conglomeratele calcaroase. Deci, eroziunea diferențială scoate în evidență foarte distinct cele două reliefuli conglomeratice : relieful conglomeratelor calcaroase și relieful conglomeratelor cuarțitice-gnaiseice.

O altă trăsătură caracteristică a reliefului Ciucaș-Zăgan este prezența formelor structurale : *hogbackuri* (coaste de orogen) și *polițe structurale*, foarte bine individualizate la nivelul variațiilor de facies ale conglomeratelor dure, cu intercalații de gresii — amintind de *brînele* și *hogbackurile* din Bucegi și Ceahlău. În figura 3 se arată un hogback din partea de sud a Zăganului, în care se observă și un început de formare a turnurilor și coloanelor.

Lipsa grohotișurilor active în desfășurarea proceselor actuale de denudare a creștelor Ciucașului, îndeosebi, ca și patina neagră care îmbracă conglomeratele din coloanele turnurilor și ale versanților verticali ai masivului sînt un indiciu că în prezent nivelul de creastă evoluează mai încet și că procesele de desprindere masivă a grohotișurilor nu mai constituie o caracteristică a acestuia.

O evoluție mult mai activă — și de proporții mai mari — s-a petrecut în cuaternar, cînd nivația și fenomenele periglaciare carpatice locale¹⁾ au sprijinit denudația nivelului de creastă, îngustîndu-l pînă la forma unei lame de fierăstrău.

În prezent, acumularea de zăpezi permanente, în condițiile climatului actual, nu este posibilă, și în consecință rolul denudației nivale este cu mult redus, dar nu absent.

III. PROBLEMA GLACIAȚIEI CUATERNARE

Forme de relief glaciare nu se pot distinge în Ciucaș și nici în Zăgan și aceasta datorită următoarelor trei cauze principale : 1) lipsa unui relief de platforme înalte care să fi adăpostit cîmpurile de zăpadă și de ghetari ; 2) Ciucașul și Zăganul, prin poziția lor, ca altitudine, s-au plasat în vremea cuaternară la limita inferioară a „nivelului graniței zăpezilor permanente” și 3) urmele de relief glaciare nu se păstrează în condiții atît de bune în regiunile calcaroase.

Un lucru e sigur, că în cuaternar, cînd relieful conglomeratelor de Ciucaș-Zăgan era mult mai întins în suprafață, aspectul morfologic de atunci a fost influențat enorm de mult de condițiile de denudație periglaciare create în interiorul și la periferia „nivelului graniței zăpezilor

¹⁾ În legătură cu fenomenele periglaciare credem necesar să precizăm că gelifația a constituit factorul principal și nu nivația — așa cum pînă în prezent s-a pus problema la noi. Relieful ruiniform trebuie atribuit în cea mai mare parte gelifației și nu nivației.

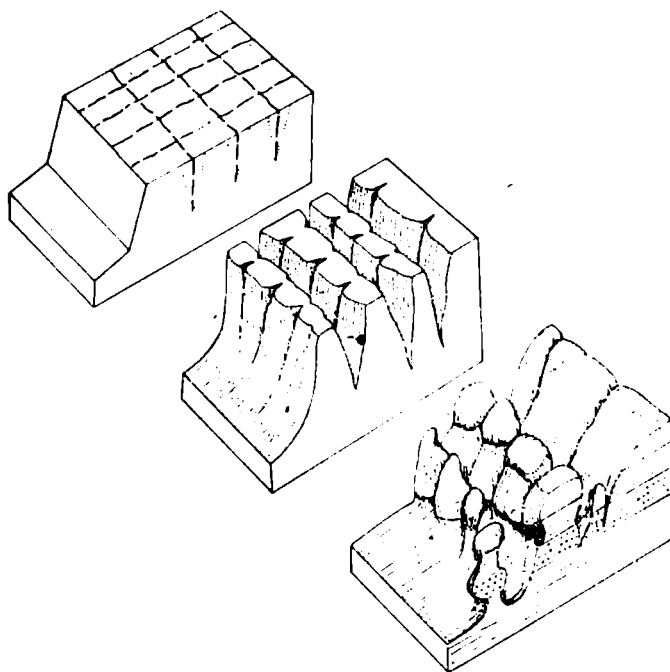


Fig. 2. — Modul de formare a stîlpilor, coloanelor, ciupercilor și babelor în conglomerate prin acțiunea alterării vîntului și ploilor (schiță teoretică).

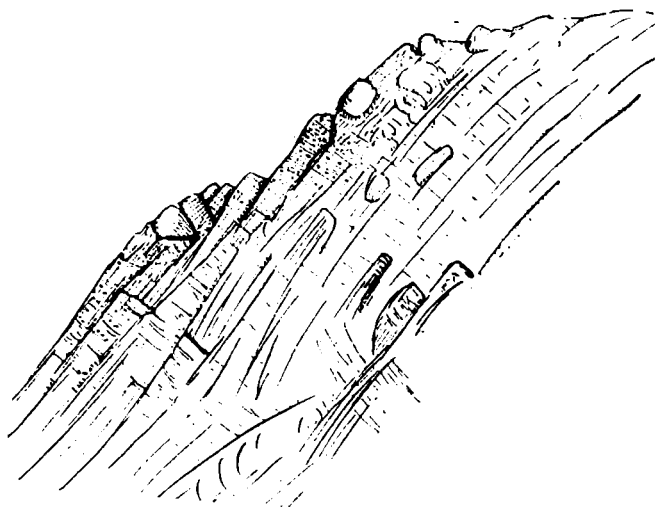


Fig. 3. — Tip de hogback în Zăgan, cu început de formare a coloanelor și stîlpilor.

permanente" (Riss, Würm). O dată cu încălzirea treptată a climatului, în postglaciar, relieful superior al creștelor Ciucașului și-a încheiat o etapă a evoluției sale și o altă etapă mai nouă i-a luat locul. Noul aspect de eroziune este sprijinit de un număr redus de agenți externi: alterarea și coraziunea eoliană, în special, și aceasta în tot complexul reliefului conglomeratic. Între 1000, 1200 și 1957 m lipsește apa ca agent permanent de denudație, atît sub formă de scurgere superficială, cît și ca apă subterană.

IV. OBSERVAȚII HIDROLOGICE

Prezența văilor seci este o caracteristică a întregii zone alcătuite din conglomerate.

La baza conglomeratelor, la altitudinea 1000 — 1200 m, ca de exemplu în dreptul cabanei de pe „Muntele Roșu”, apare o bogată pînză de apă ce este drenată de adevărate riuri subterane care ies de sub conglomerate, cu debite importante, amintindu-ne de izvoarele carstice („sohodoalele” și „izbucurile” din Carpații Meridionali și Apuseni). Rîuri ca Buzăul, Teleajenul, Tirlungul, Zizinul își au toate izvoarele în masivul Ciucașului, care apare ca un veritabil „castel de apă”, un „nod hidrografic” important din Carpații noștri.

V. DATE PALEOGEOMORFOLOGICE

O problemă geomorfologică interesantă, care se poate discuta în legătură cu evoluția paleogeomorfologică a Ciucașului, este aceea a existenței unei cuverturi de conglomerate mult mai întinse în cuaternar și terțiar în regiunea Carpaților de curbură — și indiferent dacă prezența lor este legată de o serie de „cordiliere”, ce s-au dezvoltat în mijlocul geosinclinalului carpatic (în sensul vederilor lui M. G. Filipescu) sau sub forma unei pînze de șariaj (D a v i d P r e d a) — cert este, că astăzi

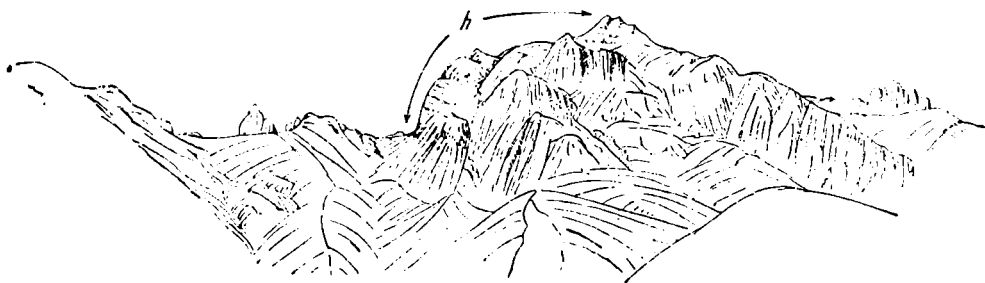


Fig. 4. — Partea de sud a Ciucașului—tip de hogback (h) și relief ruiniform.

ne găsim doar în fața unor martori de eroziune diferențială reduși la forma actuală a Ciucașului și Zăganului. Prin înlăturarea unei mari părți din această cuvertură conglomeratică a fost scos la zi un relief epigenetic,

cu culmi și văi domoale, zone de trecere lesnicioasă peste Carpați (zona pasurilor de înălțime de la curbură), cu un aspect morfologic distinct față de „*cetatea cu ziduri înalte și turnuri*” a reliefului conglomeratic din Ciucaș și Zăgan. Din masa aceasta inițială de conglomerate al Ciucașului au fost izolați prin eroziune munți mai mici ca de exemplu muntele *Dungu*, *Tesla* și *Grohotișu*. În figura 4 se vede partea de sud a Ciucașului — un hogback tipic, fragmentat la maximum sub formă de turnuri de diferite dimensiuni și care domină înșeuarea vecină.

Cînd se va cunoaște mai bine alcătuirea petrografică, grosimea depozitelor și vîrsta reliefului acumulativ din depresiunile Țara Bîrsei, Tg. Secuiesc, Întorsura Buzăului, din subcarpați și piemontul pericarpatic, atunci se vor putea trage concluzii mai largi asupra evoluției nivelelor de creste din munții Ciucaș - Zăgan și a celor din jurul lor.

VI. PROBLEMA NEOTECTONICII

O altă problemă, care se pune în legătură cu masivul muntos al Ciucașului, este aceea a proceselor sculpturale dirijate în special de rețelele hidrografice cu orientare spre depresiunile interne carpatice (Țara Bîrsei, Întorsura Buzăului) și cu orientare sudică, cu baza de eroziune în depresiunile subcarpatice și în Cîmpia Romînă. Prima categorie de rîuri, avînd o bază de eroziune mult mai ridicată, au format văi cu o energie de relief mai redusă, cu nivele interfluviale mai domoale, în timp ce văile din sud (de exemplu bazinul Teleajenului) sînt mult mai sălbatice, cu o energie de relief mare și cu tendința de a străpunge complet, prin eroziune regresivă, lanțul muntos de la curbura Carpaților.

Analiza celor două elemente orohidrografice — linia marilor înălțimi și cumpăna apelor dintre cei doi versanți, sudic și nordic — duce la unele constatări foarte interesante. Între aceste două elemente de analiză morfologică nu există o concordanță. Linia marilor înălțimi se află instalată în masivul Ciucaș-Zăgan, iar cumpăna apelor se găsește cu mult mai la nord, în lungul cotelor de 800 — 1000 m, de pe rama de sud a depresiunii Tg. Săcuiesc. Acest fapt indică prezența unor mișcări noi în cuprinsul masivului muntos Ciucaș-Zăgan, care a dus la răsturnarea profilului transversal al întregii zone muntoase. Și intensitatea proceselor de eroziune, așa de accentuată în masivul Ciucaș-Zăgan, se datorește aceleiași cauze.

VII. PROBLEMA NIVELELOR LITOLOGICE

Masivul Ciucaș-Zăgan constituie o unitate de relief bine individualizată, datorită caracterului său litologic, cu relief conglomeratic. Acest fapt ridică problema analizei mai amănunțite a raportului dintre formă și rocă — a nivelelor litologice¹⁾ și chiar de altiplanaj, care iau naștere ca rezultat al eroziunii diferențiale și al gelivației.

1) În legătură cu termenul de nivel litologic trebuie precizat că el este folosit în mod diferit de cei doi autori. C. Martiniuc înclină mai mult pentru noțiunea de nivel petrografic.

În acest scop încercăm să schițăm cîteva puncte de plecare. Conglomeratele se comportă — ca și gresiile — în mod special la acțiunea agenților atmosferici. Acestea sînt în general roci rezistente la eroziune, mai ales, cînd cimentul este silicios.

Dezagregarea și în general denudația se produc mai ușor cînd cimentul este argilos și chiar calcaros. Uneori, cînd regiunea este formată din strate

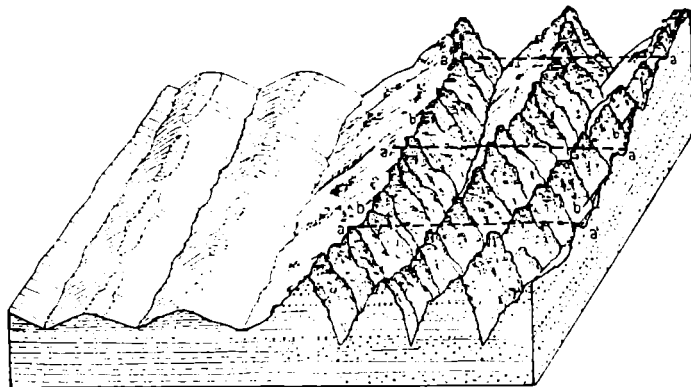


Fig. 5. — Modul de formare a nivelelor litologice (petrografice) — schița teoretică.

a — a', nivele transversale pe interfluvii; b — b', nivele în lungul interfluviiilor.

ușor înclinate și cu roci diaclazate — așa cum este cazul în Ciucaș și Zăgan — se formează relieful ruinforn, descris mai sus.

În figura 5 este schițată evoluția reliefului legată în special de interfluvii. Cînd acestea sînt reduse prin eroziune la creste de intersecție, cu turnuri, stilpi etc. — orizonturile mai dure apar la aceeași altitudine și au caracter de *nivele litologice* (fig. 5, a — a').

În afără de așezarea la aceeași altitudine a nivelelor litologice de la un interfluviu la altul se mai observă și o scădere a înălțimilor lor în lungul interfluviiilor (fig. 5 b — b').

Întreaga gamă a formelor de relief este deci rezultatul eroziunii diferențiale pe bază de roci cu diferite durități și ea nu reprezintă decît o succesiune de etape de denudație locale în interiorul complexului de evoluție a orogenului carpatic de la curbură.

Pe aceeași figură 5, în partea stîngă, se observă un relief mai puțin pronunțat — cu linii mai domoale — ca rezultat al unei eroziuni grefate pe roci mai puțin dure — așa cum este cazul flișului marno-gresos din jurul Ciucașului.

Problema nivelelor de eroziune din Ciucaș-Zăgan, se reduce la un *relief de creste înalte*, propriu complexului de conglomerate avînd aspectul unei lame de fierăstrău întoarsă cu colții în sus. Nivelele interfluviale, din împrejurimile Ciucașului, înscrise pe un fundament de fliș marno-gresos, apar mult mai domoale, cu înșeuări folosite de pasuri de înălțime (Bratocea, Tabla Buții etc.). Unele nivele locale, peneplenizate parțial, apar în partea nordică, în acord cu nivelul de bază al depresiunilor Țara Birsei — Tg. Săcuiesc și Întorsura Buzăului.

Cu excepția depresiunii de la Întorsura Buzăului, unde apare și un relief de acumulare, în tot restul curburii Carpaților, avînd ca centru Ciucașul, domină relieful sculptural de tip tectono-eroziv. Acesta este și motivul pentru care nu putem aprecia decît o succesiune de nivele de creste de eroziune diferențială, structurale și litologice. În acest sector carpatic nu se poate vorbi de mai multe nivele de eroziune înălțate, provenite din mai multe cicluri de penplenizare.

În concluzie, se poate afirma că munții Ciucaș-Zăgan au o caracteristică geomorfologică foarte distinctă față de munții înconjurători pe care-i domină și de aceea ei trebuie considerați ca formînd o unitate aparte ca și Bucegii,

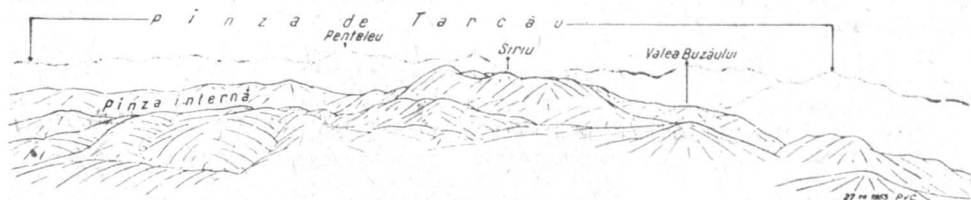


Fig. 6 — Vedere panoramică spre nord de Ciucaș. Se observă raporturile morfologice din zona flișului între pinza de Tarcău și pinza internă.

Ceahlăul și Hăghimașul. Centura formată din rețeaua hidrografică la exterior individualizează și mai clar acest masiv muntos.

Sub acest raport, masivul Ciucaș-Zăgan constituie un punct principal pentru observațiile generale asupra geomorfologiei întregului spațiu muntos de la curbura.

De aici se poate observa foarte bine—raportul tectonic și morfologic dintre pinza de Tarcău și pinza internă. De asemenea, se pot descifra clar liniile generale ale reliefului mai coborît din partea de nord — depresiunea de la Întorsura Buzăului, ca și nivelul de eroziune de 800 — 1000 m care domină depresiunea Tg. Săcuiese (fig. 6).

Din punct de vedere practic, Ciucașul și Zăganul reprezintă o grupă de munți foarte pitorești, cu variate aspecte turistice, greu accesibili pentru căile de comunicație obișnuite, lipsiți de apă între 1100 și 1957 m, cu o vegetație și o microclimă specifică masivelor calcaroase și cu izvoare foarte bogate, adevărate râuri subterane la baza conglomeratelor (1000 — 1200 m). Conglomeratele calcaroase ca și apele subterane constituie o bogăție economică importantă.

În contrast cu sărăcia de vegetație, și îndeosebi pășunea alpină din Ciucaș-Zăgan, stă grupa nivelelor de creste din împrejurimi, înscrise pe marne și gresii, cu o mare bogăție de ape subterane superficiale, ce favorizează dezvoltarea unor zone întinse de pășuni, fînețe și păduri, accesibile circulației atît dinspre Transilvania, cît și dinspre Subcarpați.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ГОРАХ ЧУКАШ-ЗЭГАН И ИХ ОКРЕСТНОСТЯХ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В настоящей работе изложены научные результаты, полученные при практических географических работах, предпринятых Географическим научно-исследовательским институтом РНР в июне 1953 года.

Как и в горах Бучеджи и Хагимаш, в горном массиве Чукаш-Зэганул, состоящем из известняковых конгломератов, господствует рельеф в форме сдвоенных «сахарных голов», карров, трубчатых и в виде прямолинейных выемок, «грибов», «баб» и структурных полок. В основании конгломератов, толщиной в 500—700 м появляются источники карстового типа, являющиеся настоящей «водонапорной башней» из которой берут начало реки Бузэу, Теляжен, Зизин и Тырлунг.

Уровни гребней являются простыми формами дифференциальной эрозии (на основах тектоники, петрографии и местных речных денудаций), и здесь не может быть речи об уровнях возвышенных пене пленов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Массив Чукаш - Зэган.

Рис. 2. — Формирование в конгломератах столбов, колонн, грибов и баб (теоретический чертеж).

Рис. 3. — Тип hog-back в Зэгане с началом формирования колонн и столбов.

Рис. 4. — Южная часть Чукаша — тип hog-back (*h*) и напоминающий руины рельеф

Рис. 5. — Формирование литологических (петрографических) уровней — теоретический чертеж. $a-a'$ — поперечные уровни по междуречьям; $b-b'$ — уровни вдоль междуречий.

Рис. 6. — Панорамный набросок к северу от Чукаша. Заметны морфологические соответствия в зоне флиша.

QUELQUES OBSERVATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES CONCERNANT LES MONTS CIUCAȘ-ZĂGAN ET LES ENVIRONS

(RÉSUMÉ)

Les auteurs exposent les résultats scientifiques obtenus dans le cadre d'une application géographique entreprise en juin 1953 par l'Institut de recherches géographiques de la République Populaire Roumaine.

Dans le massif montagneux du Ciucaș-Zăganul, formé de conglomérats calcaires, le relief dominant se présente sous forme de «pains de sucre» jumelés, de lapiez tubulaires et de petits ravins linéaires, de «champignons» de blocs perchés et de tablettes structurales comme dans les monts Bucegi et Hăghimaș. A la base des conglomérats, épais de 500 — 700 m apparaissent des sources de type karstique, véritable château d'eau qui donne naissance à plusieurs rivières : le Buzău, le Teleajen, Zizin et le Tîrlung.

Les niveaux des crêtes sont de simples formes d'érosion différentielle (au point de vue tectonique, pétrographique et de dénudation fluviale locale) et l'on peut parler de niveaux de pénélaines exhaussées.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Le massif de Ciucaș-Zăgan.

Fig. 2. — Mode de formation des piliers, des colonnes, des champignons et des blocs perchés dans les conglomérats sous l'action de l'altération, du vent et de la pluie (croquis théorique).

Fig. 3.—Type de Hog-back dans le Zăgan avec commencement de formation de piliers et de colonnes.

Fig. 4.—Partie méridionale du Ciucaș, type de Hog-back (*h*) et de relief ruiniforme.

Fig. 5.—Mode de formation des niveaux lithologiques (pétrographiques), croquis théorique. *a— a*, niveaux transversaux sur les interfleuves; *b— b*, niveaux le long des interfleuves.

Fig. 6.—Vue panoramique vers le Nord du Ciucaș. On remarque les rapports morphologiques de la zone du Flysch entre la nappe de Tarcău et la nappe interne.

CÎTEVA ASPECTE DE GEOMORFOLOGIE DIN MUNȚII BÎRGĂULUI

DE
I. SÎRCU

Limite

Prin munții Bărgău se înțeleg munții cuprinși între masivul muntos cristalin al Rodnei la nord și cel eruptiv al Călimanilor, la sud. Spre vest ei sînt limitați de podișul transilvan, iar spre est de masivul muntos cristalin al Bistriței, reprezentat prin culmea muntoasă, Omul, Suhardul Mare, Suhărzel, Oușorul. Acesta din urmă, deși face parte morfologic din aceeași culme, este constituit din depozite sedimentare și aparține din punct de vedere geologic Bîrgăului.

În ceea ce privește limita geologică a munților Bîrgău, aceasta nu coincide cu cea morfologică. Avînd în vedere că aspectul morfologic este rezultatul interpenetrației mai multor componente geografice (18), printre care relief, rocă, structură, vom lua în considerare mai ales limita morfologică a lor și nu cea geologică.

În felul acesta *limita de nord* spre masivul cristalin al Rodnei a acestor munți, pentru noi, este în parte contactul tectonic (falia sudică a lui K r ä u t n e r) între acest cristalin și sedimentarul din Bîrgău, în parte Valea Someșului. Așadar, limita respectivă este dată de Someș între confluența cu valea Mării și confluența cu Anieșul, de aici spre vest de falia sudică a masivului Rodnei.

Depresiunile de pe valea Someșului, inclusiv a Singeorzului, aparțin munților Bîrgău și nu Rodnei.

Limia de vest. Morfologic această limită este ușor de trasat pe teren și ea este dată de o linie ce ar trece prin culmea de dealuri Frăsiniș (933 m), Virful lui Mărcuș (1042 m), care închide spre vest depresiunea Singiorz, apoi peste valea Strimba de la vest de Heniu și ar ajunge la dealul Tănasă de la sud de Bistrița, constituit din aglomerate vulcanice. Această linie apare fie ca un relief înalt ce barează depresiunile din Bîrgău spre vest față de podiș, cazul culmii Frăsiniș-Mărcuș și a dealului Tănasă, fie ca un uluc la baza înaltului relief vulcanic din Bîrgău, cazul văii Strimba. Limita geologică este mai puțin precisă, cînd ne referim mai ales la sedimentar, deoarece acesta devine din ce în ce mai puțin cutat,

rămânind doar cu înclinarea înspre S-SV, caracteristică întregii părți din NE a bazinului transilvan. Limita eruptivului spre vest ar fi, din punct de vedere geologic, singura limită mai precisă și ea ar fi dată de o linie ce ar uni Heniu cu dealul lui Tânasă și Măgura de Jos.

Limita de sud. Pare a fi limita cea mai greu de stabilit. În mod obișnuit limita între Bîrgău și Călimani se situează la valea Tiha, dar nici sedimentarul din Bîrgău și nici eruptivul din Călimani nu se termină aici. Ambele depășesc această limită. Astfel eruptivul din Călimani înaintează spre nord-vest pînă la Heniu, făcînd legătura cu eruptivul din Țibleș și chiar cu cel din Toroiaga (1), iar sedimentarul înaintează pînă sub masivul Bistricioara (1999 m).

La sud de Tiha depresiunea Colibița și toată morfologia ei este caracteristică Bîrgaelor. Din acest punct de vedere noi o atașăm lor. Așadar, limita de sud între Bîrgae și Călimani, nu este valea Tiha, ci valea Bistriței Bîrgăului, Pîrul Lung și valea Dornei superioare. Zona de aglomerate Piatra Rea-Piatra Bridireiului ce depășește spre nord riul Bistrița aparține munților Bîrgău.

În ceea ce privește depresiunea Dornelor, deși nu face obiectul studiului de față, noi o considerăm ca o subunitate a munților Bîrgău, din cauza asemănării de structură și relief cu aceștia. De aceea, termenul de munții Bîrgău-Dorna este mai adecvat pentru unitatea aceasta mare decît cel simplu de Bîrgău.

Limita de est. Limita geologică este dată de marginea sedimentarului care înaintează peste cristalin pînă la o linie ce ar uni Oușorul cu Vîrful Feței (1456 m). Contactul între sedimentar și cristalin, morfologic, este reprezentat printr-o coastă în trepte cu reversuri structurale puternic înclinate. Insuși Oușorul, cu tot profilul său aparent ovoid, reprezintă o astfel de coastă. Durezza mare a depozitelor cretacee și numulitice care alcătuiesc această coastă, explică menținerea ei. Imediat la est, cristalinul se înalță depășind cu mult linia superioară de coastă și diminuîndu-i astfel importanța pe mari porțiuni, în timp ce imediat la vest, valea Coșnei și cursul său superior, numit valea Vacarilor, continuat cu valea Mării, afluent al Someșului deschide o puternică adîncitură care separă masa principală sedimentară a munților Bîrgău de masivul cristalin al Bistriței și îngusta dungă de sedimentar agățată pe aceasta. Sedimentarul acesta prins de cristalin se integrează, din punct de vedere morfologic, munților cristalini ai Bistriței. Culoarul Coșna-valea Mării separă în același timp două unități diferite nu numai din punct de vedere petrografic, ci și morfologic, munții Bîrgăului de ai Bistriței.

Aspectul geografic de ansamblu al munților Bîrgău

Munții Bîrgăului, datorită fie predominării masivelor eruptive (reliefului vulcanic), fie reliefului suprapus pe sedimentar, fie combinării acestor două tipuri de relief, nu apar unitari în ceea ce privește aspectul reliefului.

Ori de unde i-ai privi, de pe înălțimile munților Rodnei sau ale Bistriței moldovenești, dar în special de pe culmea vulcanică Maieresul (1871 m) — Tămău (1873 m) a Călimanilor, se disting clar trei unități de relief :

1) lanțul marilor masive eruptive din vest Măgurița-Heniu,

2) zona munceilor eruptivo-sedimentari, și

3) podișul sedimentar Zimbroida din est. La aceste trei unități se mai adaugă și o a patra, depresiunea Dornelor (Dorna-Coșna), care însă nu intră în obiectivul studiului de față.

Lanțul marilor masive eruptive din vest. Această unitate este constituită dintr-o înșiruire de masive eruptive, care începe cu Cornu (1450 m), Măgurița (1580 m), Tomnatecul (1580 m) și se continuă cu Miroslava (1606 m) până în Heniu (1612 m). Datorită înălțimii la care ajung și pantelor puternice care-i limitează, ei apar ca niște munți înalți ce contrastează puternic cu masivele, de aceeași origine situate mai la est. Lor nu li se potrivește de loc termenul de muncei, folosit de către unii geografi pentru munții Birgău.

Sedimentarul în această zonă este subordonată ca relief complet eruptivului.

Zona munceilor se prezintă ca un platou abia ondulat, înalt în medie de 1000 m, constituit din depozite sedimentare, pe suprafața căruia se ridică siluetele a numeroase masive eruptive, care străpung cele sedimentare. Acestea, cu aspectul, privite de departe, a unor clăi de fin, domină platoul respectiv de la câteva zeci de metri până la câteva sute de metri. Unele din ele reprezintă probabil stâlpi de lavă întărită pe coșurile unor foști vulcani. Văile care îi străbat prezintă defilee, când secționează pe unele din aceste masive eruptive, și largiri depresionare, când își duc apele prin depozitele sedimentare. Depresiunile adăpostesc sate frumoase. Așezările din depresiuni contrastează cu cele risipite pe platou. Pădurea de fag și molid a fost înlocuită de pășune, fâneață și ogoare. Toate acestea împreună, imbinată și cu cadrul muntos dau un tablou de un pitoresc neegalat nu numai în cadrul munților Birgău, dar și al Carpaților Orientali în genere.

Acest platou ocupă, ca o treaptă mai coborâtă, tot spațiul dintre podișul Zimbroida și masivele înalte din vest. El se întinde de la valea Dornei în SE, până la Someș în N și NE. Tot o zonă de muncei este și regiunea de munți mici de la Colibița împreună cu depresiunea respectivă.

Podișul Zimbroida, situat între Someș și Teșna, valea Mării și Coșna, apare ca un platou înalt de circa 1400 m, care domină zona munceilor cu 200 — 400 m, dar care la rîndul său este dominat de culmile cristaline ale munților Bistriței și Rodnei. Din punct de vedere structural întreg podișul reprezintă un mare sinclinal orientat NV-SE extrem de larg și datorită acestui fapt stratele de fund apar aproape orizontale. Acest lucru nu este fără importanță în morfologia regiunii. În primul rînd liniile de relief au un mers regulat, monoton, caracteristic podișurilor, iar în al doilea rînd întreg acest podiș se prezintă ca o mare inversiune de relief, partea sa centrală înaltă (1400 m²) corespunzînd fundului sinclinalului, iar periferiile mai joase (1200 m) flancurilor înălțate ale acestuia. La toate acestea se mai adaugă lipsa aproape completă a intruziunilor eruptive, excepție făcînd doar Fîntîna Burcutului și Măgura de lîngă Coșna.

Problema reliefulor din munții Birgăului

Relieful vulcanic

Acest tip de relief este elementul cel mai caracteristic din partea de vest a munților Birgăului. El este reprezentat de către numeroase masive, necks-uri și dickes-uri eruptive andezitice, la care se adaugă inter-

calații între strate a sillurilor, care străpung sau se intercalează în sedimentar și care, atât unele cât și altele, sub activitatea eroziunii diferențiale, se comportă întotdeauna ca relief dominant față de sedimentarul înconjurător. În această parte eruptivul atinge altitudini de 1500 — 1600 m ca în Heniu, Muncelu, Miroslava, Tomnatec, Măgurița, pe când relieful creat pe sedimentar, abia 1200 m. Peisajul este dominat exclusiv de masivele vulcanice. Această situație ține de la vest de Heniu pînă la est la o linie care ar uni eruptivul din Măgura Cornii, Măgura Calului, Chicera Dornișoarei. Pentru acest sector, termenul cel mai adecvat care trebuie dat munților Birgău, privind structura lor, ar fi de munți vulcano-sedimentari. În zona de la est a platoului Zimbroaia, eruptivul nu apare decît în două locuri și fără a mai crea elemente de peisaj dominant.

Tipuri de relief vulcanic. Nici una din formele vulcanice ce se întilnesc în Birgău nu fac parte din formele vulcanice de suprafață, forme de acumulare vulcanică. Eroziunea a distrus tot ce a fost relief de conuri sau platouri vulcanice, nemai rămînînd decît elementele subterane ale aparatelor vulcanice, reprezentate prin necks-uri și dickes-uri. Unele masive nici n-au văzut lumina zilei în stare născîndă, ci au rămas ca intruziuni și au fost scoase de sub cuvertura sedimentară de către apele curgătoare mult mai tîrziu. Eroziunea a îndepărtat și orice urmă de material clasto-vulcanic deoarece activitatea vulcanică a încetat mai de mult ¹⁾, decît în Călimani-Harghita.

Forma cea mai tipică de relief vulcanic este aceea de *neck*, în înțelesul dat acestui termen de către K. S a p p e r (16) A. P h i l i p p s o n (17), E m m. de M a r t o n n e (9). Prototipul necks-urilor vulcanice din această zonă este Măgura Mare de lingă Rodna Veche cu un profil perfect conic și care se impune în relief printr-o diferență de nivel între el și, nivelul corespunzător sedimentarului din jur, de 400 m; în favoarea interpretării ca neck sînt nu numai forma, dimensiunile și structura daciului, ci și evitarea lui de către rețeaua hidrografică, și anume de către Someș, ca o consecință a evitării conului vulcanic care trebuie să fi corespuns acestui neck. Un alt neck tot atât de tipic este Măgura Tisei (1096 m), care se prezintă ca un stîlp îngust cu profil circular în secțiune transversală. Alte necks-uri vulcanice tot de dimensiuni mici sînt Piatra Fîntinelor și Măgura Calului. Prima reprezintă un profil piramidal în trepte cu pereți verticali. Pe una din treptele acestui neck este situat schitul Fîntinelele. Profilul morfologic de linii verticale aplecate în afară cu blocuri care se desprind și cad la baza peretelui, asemănător Detunatelor din Apuseni, ar îndreptăți epitetul de neck detunatic, care s-ar putea atribui acestuia. Tot unui astfel de tip morfologic mai puțin evident îi aparține și Măgura Calului. Ceva asemănător peretilor abrupti de Detunate se mai găsește la Măgura Neagră și Măgura Cornii. În categoria necks-urilor mai încludem și masivul central al Măgurii Cornii, apoi Măgura Neagră în ansamblu, Porcoalele de Sus și de Jos, Măgurița, Tomnatecul și chiar voluminosul Miroslava. La aceste trei masive din urmă apariția sedimentarului pînă în apropierea masei centrale eruptive este un indiciu că partea corespunzătoare lavei întărite de coș este mult mai redusă decît forma exterioară morfologică a masivului.

¹⁾ A t a n a s i u I., *Curs de geologie generală. Partea I. Fenomene magmatice.* București, 1945—1946.

În afara acestui fapt, un argument de ordin morfologic este orientarea radială a rețelei hidrografice, cum este cazul față de Miroslava sau față de Măgura Neagră (fig. 1, A și B).

Prin aceste ultime necks-uri ajungem la marele masiv vulcanic al Heniului. Aceleași intercalații de sedimente între dickes-uri și sills-uri pînă în apropierea vârfului pledează și de data aceasta în favoarea interpretării sale ca neck, dar un neck de talie gigantă în comparație cu piticele Piatra Fintînelor și Măgura Tisei.

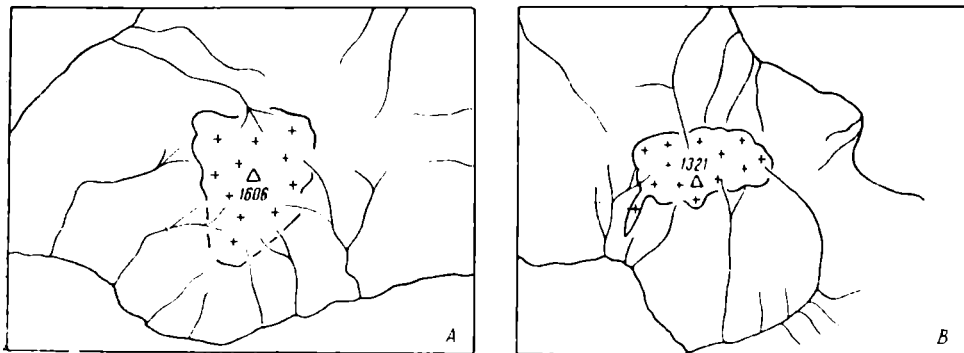


Fig. 1. — A, rețeaua hidrografică divergentă a Miroslavei; B, rețeaua hidrografică divergentă a Măgurei Negre.

S-ar părea, că termenul de masă centrală eruptivă este mult mai adecvat în ceea ce privește dimensiunile acestuia. Termenul de neck este însă mai reprezentativ din punct de vedere morfologic.

Unele masive eruptive, deși au forma tipică de necks-uri par a nu fi văzut lumina zilei niciodată. Stîlpul andezitic din arșița Boului (1060 m) sau chiar Pleșa din masivul dacitic de la Singiorz intră în această categorie. Unele masive vulcanice sînt în mod categoric intrusive. Astfel sînt Măgura Mică, Chicerele, Măgura Brumatului și Măgura Sturzei.

Relieful de dickes-uri este dezvoltat mai ales în jurul masivului ce se menține la altitudini de circa 1200 m, dintre Silhoasa și Leș. Forma tipică de dicke este reprezentată prin Dunga Pietrii (dealul Bondarului), care face legătura între Miroslava și Muncel, prin Porcoaiile de Sus și de Jos. În această categorie mai intră Tăsualeasa, Prislopaș, dealul Paltinului, care reprezintă două dickes-uri apropiate, Ciosa, dealul Tihuța și Zimbroaia. Acestea două din urmă nu reprezintă forma tipică de dicke.

Platouri vulcanice de tip planez. Platoul înclinat și relativ îngust, constituit din andezit din Petricea (1100 m) de pe latura nordică a bazinului Colibița, reprezintă un asemenea caz. Stratul de andezit a avut probabil legături cu andezitul din Tomnatec și Măgurița; el este înclinat în partea opusă acestor necks-uri. Poziția acestui strat de andezite față de aceste două necks-uri îndreptățește numele de planeză care i se poate atribui. Înclinarea lui este conformă înclinării stratelor sedimentare. Depozitele sedimentare de pe el au fost îndepărtate, așadar este vorba aici de un tip de planeză exhumată, cum este cazul planezelor din Sierra Cariso de pe platoul Colorado (9).

Problema legăturilor existente între masivele eruptive și nivelele de eroziune

Indiferent de dimensiunile și tipurile masivelor și necks-urilor vulcanice, acestea se grupează în minimum trei nivele de relief.

Nivelul marilor masive vulcanice Heniu, Muncel, Miroslava, Măgurița, Tomantec, este nivelul cel mai înalt. El se menține la 1500 — 1600 m.

În spatele liniei marilor masive, ale nivelului superior, urmează o zonă de masive eruptive care se mențin în genere între 1300 și 1350 m. Așa este Zimbroaia, Măgura Neagră, Măgura Cornii și Porcoaiile de Jos și de Sus, ca și Dunga Petrii de pe linia marilor masive de la vest.

În sfârșit, urmează o serie de masive eruptive care se mențin unele în jurul altitudinii de 1200 m, altele în jurul altitudinii de 1000 — 1100 m. Aceste două grupe din urmă alcătuiesc zona munceilor Bîrgăului. Ele se întind de la Măgura de Jos, de lângă Singiorz, pînă la pasul Bîrgăului. Multe din aceste masive apar ca intruziuni, fiind acoperite de sedimentar. S-ar părea, că aceste trepte reprezentate de masivele vulcanice să însemne tot atîtea nivele de eroziune.

Unele din caracterele lor, ca independența față de nivelele de eroziune, demonstrează că cel puțin masivele ce se mențin la altitudinea de 1600 m și cele care se mențin la 1300 m nu sînt decît masive cu caracter structural. Primul argument împotriva interpretării ciclice este orientarea inversă a acestor trepte față de orientarea rețelei hidrografice. Astfel, masivele de 1300 m și cele sub această altitudine se găsesc în spatele masivelor înalte de 1600 m. Însăși reducerea în dimensiuni a masivelor eruptive de la vest spre est, adică pe măsură ce ne îndepărtăm de masa principală de erupție din Bîrgău, e un argument în favoarea caracterului structural.

Cu tot caracterul structural, unele dintre necks-urile și masivele eruptive par a fi retezate fie de nivelul de eroziune de 1000 m (Dorna Bîrgău), fie de cel de 1200 m (a pasurilor carpatice) și ca atare se pot integra acestora. Ansamblul întreg constituie un *peisaj de mărturie vulcanice* (de *melcosopocinic*).

Evoluția rețelei hidrografice din Bîrgău în raport cu masivele eruptive actuale și fostele conuri vulcanice

Atît dispoziția în trepte din ce în ce mai coborîte spre est a reliefului vulcanic, cît și faptul că, culmea înaltă vulcanică din vest, Heniu-Miroslava-Tomnatec, a putut constitui un baraj în timpul erupțiilor pentru rețeaua hidrografică din Bîrgău, care în mod normal se scurgea direct spre vest, ar putea să ne facă să bănuim o veche răsturnare a apelor din Bîrgău de la vest spre est, de la linia Heniu-Miroslava spre bazinul Dornelor ca o consecință a barării lor, care să fi constituit într-adevăr cauza acestei coborîri din ce în ce mai mici a reliefului din bazinul Dornelor. Interpretînd în felul acesta situația reliefului trebuie să admitem o reîntoarcere, probabil prin captare, a unei părți din rețeaua hidrografică din direcția est spre vest.

Analiza raporturilor dintre văile actuale și unele masive eruptive a arătat, și acest lucru a și fost menționat în rîndurile anterioare, că rețeaua

hidrografică actuală prezintă caractere de supraîmpunere, care exclud posibilitatea unor fenomene de captare. Este adevărat, că epigeniile acestea apar mai ales față de masivele eruptive care se găsesc cuprinse în nivelul de 1000 — 1100 m și mai jos, cazul epigeniei dintre Ilva Mare și Măgura sau a Someșului la Sîngeorz. Adică se exclude acest fenomen de la nivelul de 1000 — 1100 m în sus. Apoi nici un indiciu geomorfologic ca : căi oarbe, prundișuri constituite din eruptiv nu există în zona de trecere din bazinul Someșului spre depresiunea Dornelor, pentru susținerea unei orientări vechi spre est.

Totuși, rețeaua hidrografică a suferit modificări importante anterior nivelului de 1000 m, de la care au început epigeniile și anume, după apariția conurilor vulcanice. Acestea, din care azi n-a mai rămas decât partea subterană, au barat probabil unele riuri, iar acestea din urmă s-au adaptat conurilor vulcanice suprapuse sedimentarului, evitându-le sau ocolindu-le. Astfel, orientarea pirăului Silhoasa de la izvor și pînă în lunca Ilvei este SE-NV ; începînd de la această localitate, în urma întîlnirii în calea sa a masivului eruptiv al Măgurii Cornii, își schimbă direcția către vest. La fel și cu Leșul de la paralela dealului Sinienilor (937 m) și pînă la întîlnirea cu Măgura Neagră, are orientarea SE-NV. De aici, oprit de a-și continua drumul către neck-ul acestei măguri, se îndreaptă spre vest. Someșul înainte de confluența cu Izvorul Băilor la Rodna Veche are orientare NE-SV. De la această localitate, întîlnind neck-ul Măgurii Mari, își schimbă direcția, ocolind această localitate, cu toată energia pe care i-o imprimă noul său afluent, Izvorul Băilor, de a-și păstra direcția anterioară.

Se pune întrebarea, dacă apariția lanțului marilor masive vulcanice Heniu, Miroslava, Tomnatec, Măgurița din vest a produs și el sau nu tulburări ale rețelei hidrografice, dacă a barat rețeaua hidrografică, care în mod normal trebuia să se scurgă spre vest, sau nu, deoarece aceste masive apar ca un baraj pe limita de vest a Bîrgăului.

Pentru a produce astfel de tulburări, era necesar ca aceste masive să nu fi rămas în stare de intruziuni și să fi erupt în afara reliefului pre-existent, să fi alcătuit o masă acumulativă vulcanică, o înlanțuire de conuri vulcanice, similare lanțului Călimani-Harghita. Interpretarea noastră ca necks-uri vulcanice a multora dintre aceste masive eruptive este dată tocmai admițînd o astfel de ipoteză. T h. K r ä u t n e r susține, că aceste masive nu reprezintă decât intruziuni. La fel și geologii L a z ă r A t a n a s i u, A l. S e m a k a (informație verbală). Noi nu contestăm acest caracter, dar ținem să arătăm că de fapt avem de-a face cu părțile subterane ale unor vulcani, părți care păstrează caracterul de mase intrusiv. Admițînd însă ipoteza existenței unor vulcani, așa cum a susținut și I. A t a n a s i u ¹⁾ ne putem explica o sumă de particularități ale rețelei hidrografice.

Examinînd rețeaua hidrografică din jurul acestui puternic masiv observăm, pe de o parte, că Leșul înconjoară aceste masive, menținîndu-se în același timp în apropiere de ele, pînă la confluența cu Ilva, iar pe de altă parte, că de la această confluență, adică de la Heniu pînă la Tomnatec, nu s-a produs decât o singură breșă, defileul Tihăi (Străjei) dintre Miros-

¹⁾ A t a n a s i u I., *Curs de geologie generală*. Partea I. *Fenomene magmatice*. București, 1945—1946.

lava și Tomnatec, după o distanță de 20 km. Să încercăm o explicație a acestor două cazuri.

Cazul Leșului. După raporturile sale față de masivele eruptive, Leșul, care își schimbă direcția de la vest către nord, apoi iar către vest, pentru a evita masivele eruptive, urmărindu-le în același timp îndeaproape, indică vădit un riu care inițial a avut scurgere către vest peste zona actuală ocupată de masivele eruptive și care a fost apoi forțat să-și schimbe direcția din cauza lor.

Care a fost situația inițială a masivelor Heniu-Miroslava? La această întrebare putem răspunde, că observând fenomenul de străpungere epigenetică a unor masive eruptive de către rețeaua hidrografică, și evitarea altor masive de către aceeași rețea, trebuie interpretate, primele ca masive intrusive, iar a doua categorie ca adevărate necks-uri cărora le-au corespuns, într-o fază anterioară, conurile vulcanice. Apele au fost nevoite să evite aparițiile vulcanice neavenite. În această ipoteză conurile vulcanice au funcționat ca un baraj pentru toată regiunea munților Birgău.

O altă întrebare care se pune acum este aceea dacă barajul vulcanic apărut a adus la stăvilirea și a altor riuri care curgeau spre vest, eventual a Bistriței moldovenești, așa cum crede E m m. de M a r t o n n e (8) sau L. S o m e ș a n (23), care să fi contribuit la formarea unei depresiuni închise lacustre de natura seriei Bilbor, Borsec, Giurgeu, Ciucuri, sau să nu fi contribuit așa după cum susține S. A t a n a s i u (20), (19). În cazul nostru trebuie menționat faptul, pe lângă cele spuse în paginile anterioare, că atât în zona depresiunii Dornelor, cât și în zona Birgăielor de vest nu se semnalează nici un depozit sedimentar care să corespundă unei eventuale acuniulări lacustre, constatare care o face și S. A t a n a s i u (19) în cazul depresiunii Neagra Sarului. Nu se dă apoi nici un indiciu, că Bistrița moldovenească ar fi curs spre vest. În afară de aceasta, Someșul arată prin epigenia de la Singiorz o persistență a cursului său anterior erupțiilor din Heniu-Miroslava și principala poartă de ieșire a apelor din Birgăie. Aceleași trăsături ale Someșului se întilnesc și la Ilva. Ipoteza lui E m m. de M a r t o n n e nu se poate confirma.

În ce perioadă a curs Leșul către vest este o problemă ale cărei șanse de rezolvare sînt minime. R o b e r t M a y e r credea, că erupțiile din Heniu-Miroslava s-au produs peste nivelul de 1600 — 1400 m; acest autor înglobează în acest nivel de fapt două nivele, cel de 1400 și cel de 1600 m. Aceasta ar însemna, că Leșul curgea spre vest în timpul nivelului de 1400 m. Dar ținînd seamă de faptul, că Heniu-Miroslava nu se găsește în actual în raporturi directe nici cu nivelul de 1400 m și nici cu cel de 1600 m nu putem ști care a fost nivelul pe care aceste masive l-au dominat în momentul erupțiilor. Acest lucru s-a putut petrece tot atât de bine în timpul nivelului de 1400 m ca și al celui de 1600 m. Cum vîrsta acestor două nivele nu poate fi mai veche ca pliocenul, înseamnă că în această perioadă Leșul curgea spre vest. Ulterior, acest rîu, oprit de a mai curge în direcția respectivă, își orientează apele către NV, către ieșirea Someșului evitînd în același timp și pe Măgura Neagră. În timpul nivelului de 1200 m Leșul se găsea deja fixat, pe de o parte, de eruptivul din Heniu, iar pe de altă parte, de cel din Măgura Neagră. Începînd cu adîncirea în acest nivel, Leșul și-a căpătat trăsăturile sale actuale, a creat depresiunea Leș și valea cu aspect de canion dintre Leș și Ilva-Leș.

Cazul defileului Tihăi (Străjei). Pentru a lămuri pe deplin evoluția văii Leșului și a aduce un nou argument morfologic în sprijinul părerii existenței unor foste conuri vulcanice în Bîrgău, anticipăm cu discutarea problemei acestuia.

Acest defileu este al treilea¹⁾ după cel al Mureșului între Toplița și Deda și al Oltului la Tușnad, care străbate dintr-o parte într-alta lanțul eruptiv Călimani-Harghita, ce se întinde între Heniu²⁾ și Puciosul pe o distanță de 150 km.

Ca și în cazul celorlalte defileec, ceea ce frapează aici este faptul că Tiha, născută din unirea a două piraie ce vin de sub muntele Cornul și dealul Ariilor (15-18m) se angajează, începînd de sub masivul andezitic al Chicerei Lăzăroaiei, într-un defileu străjuit de Tomnatecul și Miroslava, din care nu iese decît la Mureșeni, în timp ce ar fi putut ușor să se dirijeze spre Leș, pe lîngă Măgura andezitică a Zimbroaiei.

Este însă foarte posibil ca în urma acumulării de lave, cursul superior al Tihăi să fi fost barat și astfel să fi aparținut Leșului. Reluarea drumului printre actualele necks-uri poate fi datorită captării. În acest caz, Tiha adîncindu-și mai mult cursul în depozitele sedimentare din bazinul inferior, și-a mărit posibilitățile de eroziune regresivă și în felul acesta a străbătut înșeuarea structurală dintre cele două foste conuri vulcanice. A pătruns apoi în bazinul superior al Leșului pe care l-a captat, ajungîndu-se la formarea defileului actual.

În sprijinul captării stau următoarele argumente :

1) Dincolo de defileu, Tiha nu are afluenți decît pe stînga; cei de pe dreapta lipsesc. Singurul care există, pîriul Lăzăroaiei, se găsește chiar în defileu.

2) Cursul său superior, reprezentat prin pîrăul Corcu, și pîrăul ce vine de sub dealul Ariilor, constituie o continuare a Leșului în spre Măgurița. Trecerea către Leș s-a efectuat pe la nord de Zimbroaia, sau chiar pe la sud. Pătrunderea Tihăi în bazinul Leșului s-a făcut datorită eroziunii mai ușoare a Tihăi în sedimentar decît a Leșului care a avut de străbătut numeroase sills-uri groase spre vărsarea sa, ce i-au stîmjenit adîncirea și au favorizat pierderea cursului superior în favoarea Tihăi (fig. 2).

Cînd a avut loc captarea. În comparație cu elementele înconjurătoare ea s-a petrecut după apariția masivelor vulcanice (a conurilor) și anume, după ce Leșul își fixase cursul său între masivele Heniu-Miroslava, pe de o parte, și Măgura Neagră, pe de altă parte. Captarea și formarea defileului par a fi mai vechi decît formarea defileelor Mureșului la Deda și Oltului la Tușnad.

Problema depresiunilor și defileelor din Bîrgău

Abundența depresiunilor de-a lungul văilor principale și a defileelor repetate din zona de vest a munților Bîrgău dau acestora un caracter

¹⁾ Mai există și defileul Bistriței Bîrgăului, mult mai impunător ca acesta, însă secționază numai o aripă a aglomeratelor vulcanice din Călimani care pătrunde în Bîrgău (a se vedea defileul Bistriței Bîrgăului).

²⁾ Lanțul eruptiv Heniu—Miroslava—Tomnatec este din punctul de vedere al structurii o dependență intimă a Călimanilor.

singular nemaiintilnit în restul Carpaților rominești. Apariția și dezvoltarea lor este un rezultat al activității râurilor principale față de structura

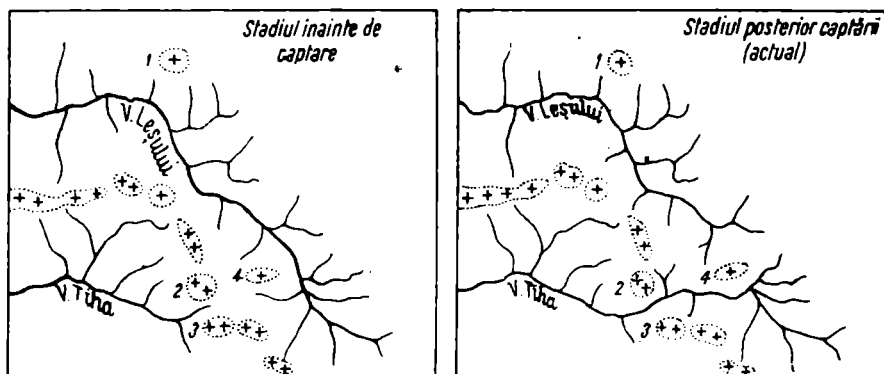


Fig. 2. — Captarea Leșului superior de către Tîha. Masive eruptive:
1. Măgura Neagră; 2. Miroslava; 3. Tomaticul; 4. Zimbrola.

regiunii. Pentru aceasta evoluția lor nu poate fi desprinsă de evoluția văilor respective și noi le tratăm împreună.

Valea Someșului Mare cu depresiunile și defileele existente de-a lungul ei

Situat la limita de sud a cristalinelui Rodnei, Someșul este considerat ca limită între munții Rodnei și Bîrgău. În același timp, ca morfologic este o vale caracteristică munților Bîrgău, făcînd parte din tipul văilor epigenetice a Bîrgaielor de vest. Asemănarea dintre valea Someșului și celelalte văi din acest sector, de exemplu cu valea Ilva, este dată de existența defileelor epigenetice și a depresiunilor repetate de pe cursul râului. Chiar de la confluența cu valea Mării, acest riu poate fi considerat că aparține Bîrgăului, deși nu părăsește definitiv cristalinelul decît la intrarea în depresiunea Rodnei Vechi.

Intrarea Someșului în regiunea munților Bîrgău, în zona de confluență cu valea Mării, se face printr-un frumos defileu, o vale torențială adîncă, cu pereți verticali, săpată în șisturi cristaline, prin care cu greu își face loc o linie de decauville. Cristalinelul de pe versantul stîng al văii este redus la o lamă, după care urmează spre sud sedimentarul paleogen caracteristic Bîrgăului de aici. Această situație explică particularitățile de pe valea Mării care confluează cu Someșul tocmai în această zonă.

Această apă, după ce părăsește în zona sedimentarului o vale nemăsurat de largă față de debitul său și față de calitate sa de vale montană, o depresiune, intră pentru a se vărsa în Someș, într-un defileu îngust, adînc de circa 300 m, săpat în lama cristalină menționată mai sus. În același timp ea lasă la o parte, pe stînga, o trecătoare săpată în parte în sedimentar, prin care ar fi ieșit ușor spre Someș. Epigenia acestui defileu („Cheile Mării”) și caracterul de facies al depresiunii de pe această vale sînt evidente. Sedimentarul, înainte de adîncirea văii Mării în chei, trebuie să

acopere marginea cristalină pînă la o înălțime mai mare decît a cheilor sale.

Dar nu numai cheile acestea sînt epigenetice, ci și toată valea Someșului de la confluența pîrăului Zmeului pînă la confluența cu valea Mării, zonă în care Someșul Mare în loc să se dirijeze direct de la confluența cu Zmeul, spre zona depresionară sedimentară a văii Mării, pătrunde cît mai mult în zona cristalină, ocolind dealul Crucii (de asemenea cristalin).

După confluența cu valea Mării, la ieșirea din defileu Someșul își lărgeste mult valea, căpătînd aspectul unei coveți. Este depresiunea Valea Mare. Fundul văii prezintă terase. În acest sector, o așezare ome-nească și-a găsit adăpost; e satul Valea Mare.

Lărgirea văii Someșului s-a putut face datorită faptului, că lama de cristalin dintre Someș și sedimentar, îngustîndu-se foarte mult, a fost retezată de apa acestui rîu, iar valea acestuia a intrat în contact cu sedimentarul.

Imediat mai în aval, valea devine din nou sălbatică și strîmtă, centrele populate dispar pentru a nu mai apărea decît la Șanț. Someșul străbate un adevărat defileu. Versantul stîng este dominat de munceii Hîrlei (800 m), care apar ca o îngustă lamă cristalină strînsă între valea Someșului și sedimentarul de la sud. Această lamă este fragmentată transversal de niște afluenți mărunți ce-i vin Someșului din Birgău. Munceii Hîrlei domină spre sud cu circa 100 m un uluc depresionar paralel Someșului și la un nivel mai ridicat decît actualul nivel al acestuia, creat la contactul cristalinului munceilor, amintiți mai sus cu sedimentarul. Făcînd abstracție de văile actuale ale afluenților Someșului care îl fragmentează ca și pe creasta cristalină a Hîrlei, privindu-l ai impresia unui vechi fund de vale pe care Someșul a părăsit-o în urma unui fenomen de captare. Someșul nesocotește acest uluc creat pe sedimentar și își deschide drumul adîncîndu-se într-o vale strîmtă, săpată în cristalin. Evitarea de către Someș a ulucului depresionar lateral, instalat pe sedimentar, mai ușor de învins prin eroziune și adîncirea acestuia în masa cristalină constituită aici din șisturi sericitocloritoase reprezintă un caz tipic de epigenie. Este al doilea sector epigenetic, începînd de la izvoare spre vărsare. Epigenia aceasta a fost determinată de cuvertura sedimentară care acoperea anterior adîncirii în cristalin a Someșului tot versantul sudic al cristalinului Rodnei, cel puțin pînă la înălțimea de 1400 m.

Această situație fiind dedusă după altitudinea la care se ridică sedimentarul în podișul Zimbroaiei (1432 m), care se găsește în apropiere.

Creasta cristalină a Hîrlei ce se menține la 800 m altitudine absolută își datorește altitudinea sa dominantă, față de relieful creat pe sedimentar eroziunii diferențiale. Față de Someș ea se găsește la 200 m altitudine relativă și corespunde în același timp nivelului de 200 m altitudine relativă, care retează fața superioară a Cheilor Cobășelului.

Someșul de Șanț. În zona de confluență cu Cobășelu, Valea Someșului se lărgeste mult și face loc unei frumoase depresiuni pe fundul căreia se găsește satul Șanț (Rodna Nouă) cu ramificațiile sale, așezare de la care i se trage numele și depresiunii.

În această zonă, după epigenia de la Hîrle, Someșul intră din nou în sedimentar. Depozitele acestea sedimentare se găsesc prinse între cristalinul Rodnei, pe de o parte, și eruptivul Prislopaș, dealul Radeș, dealul Poiana; pe de altă parte. Pătrunsă aici, depozitele sedimentare sînt spălate, valea

Someșului se lărgeste neobișnuit de mult și capătă caracterul unei depresiuni aproape circulare. La sculptarea depresiunii a mai contribuit pe lângă Someș, Cobășelul și apoi Cîrțibava unită cu Cîrțibașul.

Depresiunea de la Șanț apare ca o depresiune tipică de facies creată de un dublu contact al sedimentarului cu cristalinul Rodnei și cu eruptivul din Prislopaș, Radeș, Poiana. În cuprinsul ei, Someșul împins de Cobășel descrie un semicerc cu deschiderea spre nord, ocolind terasa de la vărsarea acesteia din urmă. Cu toată cuvertura sa aluvionară groasă, aceasta apare ca o terasă în rocă. Baza ei e reprezentată de cristalin. Pe stînga, la ieșirea Someșului din depresiune, același nivel de terasă e săpat în andezite ce străpung sedimentarul. Altitudinea relativă a terasei este de 20 — 25 m. Terasa este cultivată intens și în parte locuită. Aceste două sectoare de terasă împreună cu albia majoră alcătuiesc fundul depresiunii și reprezintă un stadiu important în individualizarea ei. Nivelul de 200 m altitudine relativă (800 altitudine absolută) care retează cheile Cobășelului, pe care noi îl considerăm ca pe un nivel de terasă în rocă, este nivelul de la care Someșul a început sculptarea depresiunii, după care a început și epigenia de sub Hirle. Peste acest nivel de 800 m altitudine absolută, urmează unul de 1000 m care depășește cadrul depresiunii și se integrează în nivelele ciclice ale munților Bîrgău.

Fîind vorba despre cheile Cobășelului este cazul să amintim, că acest-riu, care izvorăște dintre Înăuț și Înău, dintr-o zonă de circuri glaciare, înainte de a ieși din zona cristalină secționează în amonte de confluența cu Someșul două dîckes-uri de andezite ce străpung amfibolitele din zona respectivă. Andezitele comportîndu-se ca roci mai rezistente la eroziunea normală decît șisturile cristaline fac ca valea să se strîmteze mult și să capete caractere de chei. Acestea sînt cheile Cobășelului cu pantele acoperite de puternice grohotișuri. E foarte posibil ca la apariția lor să fi contribuit și lama de calcar cristalin din partea lor superioară.

În cuprinsul depresiunii, eroziunea diferențială a scos în relief dicke-ul de andezit cunoscut sub numele de dealul Pietrari (689 m) din cauza grohotișurilor care coboară de pe pantele sale, completînd pitorescul acestei frumoase depresiuni.

Defileul epigenetic dintre Șanț și Rodna Veche. Între aceste două localități, Someșul își adîncește valea din nou în cristalin, îngustîndu-și-o în același timp. Este defileul dintre Șanț și Rodna Veche.

Posibilitățile utilizării unui uluc lateral creat pe sedimentar de către Someș în această zonă sînt mai mici prin faptul, că eruptivul din Măgura-Cornii este mai strîns de cristalin, dar caracterul epigenetic nu dispare.

Depresiunea Rodna Veche. După ce Someșul părăsește și pe cel de-al treilea defileu al său, intră în depresiunea de la Rodna Veche.

Aceasta a apărut în aceleași condiții ca și depresiunea de la Șanț, la contactul sedimentarului, pe de o parte, cu cristalinul, iar pe de altă parte, cu masele eruptive. La spălarea sedimentarului au contribuit: Someșul cu afluenții săi, Izvorul Băilor de pe dreapta, iar pe stînga o serie de afluenți mărunți care izvorăsc de sub vîrfurile Birnei și Măgura-Mică, ambele eruptive. Aceste două masive formează rama înconjurătoare a depresiunii în sectorul sud-estic. Închiderea depresiunii către ieșirea Someșului este dată de neck-ul Măgurii Mari care apare ca o tipică formă de rezistență, efect al eroziunii diferențiale. Fără această măgură nici nu s-ar putea vorbi de o depresiune în zona respectivă.

Ocolirea acestui neck conic de către Someș, a fost interpretată de noi¹⁾ ca o adaptare a rețelei hidrografice de aici (Someșul) la fostul con vulcanic corespunzător actualului neck.

Depresiunea Anieș-Maieru. După o scurtă îngustare a văii la ieșirea din depresiunea de la Rodna Veche, de sub Măgura Mare, Someșul pătrunde într-o nouă depresiune. De la confluența cu Anieșul el părăsește pentru totdeauna cristalinel și rămâne în sedimentar. De aici în aval, singurele piedici care mai apar în cale sînt dacitele de la Sîngiorz.

La confluența cu Valea Caselor, valea prezintă cea mai mare lărgime. Între masivul dacitic de la Măgura de Jos (Buenitoarea) și Măgura Porcului valea se strîmtează, dar rămîne încă largă pînă la bara de dacit de la carierele situate la confluența văii Cormaia cu Someșul, unde acest din urmă riu își croiește un nou sector epigenetic. Tot acest sector de vale reprezintă o nouă depresiune și anume Anieș-Maieru, cu aspect alungit, a cărui parte centrală este ocupată de satul Maieru. Depresiunea este creată în întregime pe sedimentar care a evoluat mai repede, a fost supus mai intens eroziunii, în raport cu pilonii eruptivi din jur, Măgura de Sus, Culmea Brumatului, Măgura de Jos, Măgura Porcului. Caracterul de depresiune de facies apare evident și aici.

Cînd se individualizează depresiunea? Răspunsul la această întrebare ni-l dă următoarea analiză morfologică. De la confluența cu Cormaia, Someșul taie un podiș neted și întins, dominînd valea cu circa 60—65 m. Acest podiș este constituit dintr-o puternică masă de dacite, retezată de croziune și acoperită cu o cuvertură aluvionară, groasă de 10 m. Dacitul se exploatează într-o carieră încă de acum 22 de ani. Podișul reprezintă o terasă tipică de 60—65 m, care încheie spre sud depresiunea Anieș-Maieru și o separă în același timp de depresiunea următoare de la Sîngiorz. Peste nivelul de 60—65 m mai apare un altul acumulativ la 100 m. Acest nivel, care se prezintă ca un podiș mai redus ca areal decît primul, reprezintă culmea de separație între valea Cormaia și bazinetul Sîngiorz-Băi, dar nu și între depresiunea Anieș-Maieru și Sîngiorz-Sat. Din poziția podului terasei de 60 m, de deasupra carierei, ca relief despărțitor și în același timp terasă comună celor două depresiuni, reiese că acestea au constituit în timpul aluvionării podului de terasă o singură depresiune axată pe Someș. Plecînd de la altitudinea acestui nivel a început individualizarea acestor depresiuni. Terasa de 60—65 m este reprezentată mai departe în cuprinsul depresiunii sub forma unor acumulări de prundișuri la altitudine corespunzătoare, cum sînt cele de pe versantul stîng din dreptul satului Maieru. Acest nivel de terasă se regăsește și în aval de confluența Someșului cu Ilva (4). Aceasta dovedește că nivelul de terasă amintit este destul de extins și nu e vorba de un nivel local, de rocă, reprezentînd o etapă importantă de la care a început individualizarea depresiunii și care se poate fixa cronologic.

O problemă care trebuie lămurită! S-a emis în trecut ipoteza (4) că Someșul unit cu Anieșul ar fi folosit șeaua dintre Măgura de Sus și cea de Jos, luînd drumul Ilvei, oprit fiind să meargă în direcția cursului actual, spre Sîngiorz, de barajul pus în cale de către vulcanii Buenitoarea și Măgura Porcului. S-ar putea trage de aici concluzia, că orientarea actuală

¹⁾ A se vedea *Evoluția rețelei hidrografice din Birgău în raport cu masivele eruptive actuale și fostele conuri vulcanice*, din această lucrare.

a Someșului între cele două Măguri e rezultatul unei captări. La aceasta se opune interpretarea dată de noi cu privire la evoluția depresiunii Anieș-Maieru și anume, că aceasta era și mai intim unită, anterior terasei de 60 — 65 m, de depresiunea Sîngiorz. Pe lângă aceasta se adaugă și faptul că, zona dintre cele două masive eruptive, Măgura Porcului și Bucnitoarea lată de minimum 2,5 km, este ocupată de depozite sedimentare care n-au putut constitui niciodată o piedică în trecerea Someșului. Mai mult, însuși dacitul din Bucnitoarea a fost, după cum reiese din poziția sedimentarului care-l învește, acoprit de acesta. Profilul dat de Th. K r ä u t n e r (1) pentru zona respectivă întărește această părere. Someșul a avut și are de înfîmpinat greutăți în sectorul eruptivului de la Bucnitoarea, însă acestea au apărut mai târziu în calea sa, după instalarea lui în cuvertura sedimentară și au fost învinse prin epigenie.

Depresiunea Sîngiorz. După confluența cu Cormaia și pînă în dreptul tunelului, valea Someșului se îngustează și taie epigenetic o bară de dacite. Este cea exploatată în carieră. În dreptul tunelului, valea se îngustează și mai mult, încît abia este loc pentru șosea. Calea ferată este nevoită să utilizeze acest tunel pentru a evita atît defileul, cît și cotitura bruscă pe care o face Someșul aici și pe care n-ar fi putut-o urma drumul de fier. Această a doua îngustare este provocată de apariția neașteptată a unui prag de brecci cuarțitice extrem de dure. Este vorba de apariția unui conglomerat cuarțos de vîrstă paleogenă, pe care Th. K r ä u t n e r îl consideră cretacic superior (1). Bara aceasta de brecci reprezintă o terasă în rocă la altitudinea de 15 — 20 — 25 m. Acest sector reprezintă unul din cele mai tipice defilee ale Someșului, creat de data aceasta într-o bară dură de origine sedimentară. După aceasta, valea Someșului se lărgește, își face loc depresiunea Sîngiorz.

Depresiunea a apărut ca și celelalte citate pînă acum, la contactul sedimentarului nu însă cu cristalinul Rodnei, ci cu dacitele din Măgura de Jos.

Între cele două bazine Sîngiorz-Sat și Sîngiorz-Băi ale acestei unități există însă deosebiri în ceea ce privește geneza lor. Primul este o depresiune de facies la contactul sedimentarului cu dacitele din măgura amintită. Al doilea este o depresiune anticlinală, o butonieră. Anticlinalul acesta pe seama căruia s-a format depresiunea respectivă reprezintă ultimul anticlinal al munților Bîrgăului către podișul transilvan. Dezvoltarea depresiunii anticlinale Sîngiorz-Băi a avut loc datorită unei evoluții de văi subsecvente, reprezentate prin pîrăul Borcutului și pîrăul Tatălui. Pantele care încadrează spre nord bazinetul, cunoscute în limbajul local sub numele de Fața Sgirciului și Fața Dealului, reprezintă o coastă orientată spre sud, pe cînd înălțimile din dealul Delușelului o coastă orientată spre nord.

Separarea depresiunii Sîngiorz de a Anieș-Maierului s-a produs după formarea terasei de 60 m. Închiderea depresiunii către aval se face tot printr-un defileu al Someșului, creat însă de data aceasta nu în masive eruptive sau în șisturi cristaline, ci în orizonturile groase de gresie dură care apar aici, spre podișul transilvan, și trec apoi și în valea inferioară a Ilvei și Leșului inferior, provocînd același fenomen.

Defileele și depresiunile de pe valea Ilvei

Valea Ilvei este prototipul văilor care caracterizează zona de vest vulcano-sedimentară a munților Bîrgău. Caracterul dominant este dat de sectoarele de chei epigenetice săpate în mase eruptive și depresiunile

de facies, care se succed unele după altele, ca înșirate pe apă, sculptate în depozite sedimentare.

Depresiunea Lunca Ilvei-Ilva Mare. Aceasta este prima depresiune care-și face apariția pe Ilva. După confluența Silhoasci cu Iliuță la Lunca Ilvei, valea Ilvei se lărgeste foarte mult, capătă aspectul unui adevărat uluc depresionar, lat de 3 — 5 km și lung de 10 — 12 km. Defileul Ilvei între Chicerea și Măgura Mică închide această depresiune către aval.

Depresiunea respectivă se dezvoltă la poalele masivului eruptiv andezitic al Măgurii Cornii, pe seama depozitelor sedimentare care stau înclinate dinspre măgură spre SV. Profilul morfologic transversal al depresiunii este asimetric. Flancul abrupt al depresiunii reprezentat prin versantul nordic al dealului lui Ivan, este orientat către Măgura Cornii. Toate acestea îndreptătesc caracterul genetic de depresiune periferică în sensul dat de E m m. de M a r t o n n e (9).

În interiorul depresiunii, diferitele apariții de dickes-uri și sills-uri, care se prezintă ca niște mesas-uri vulcanice strică în parte profilul asimetric perfect pe care ar trebui să-l aibă această depresiune.

Defileul Ilvei dintre Măgura Mică și Chicera Mare—Chicera Mică. Acest defileu, lung de aproximativ 2 km îngust și adânc, săpat în andezit masiv separă depresiunea de la Ilva Mare de cea de la Măgura Ilvei. Adâncirea Ilvei în andezit s-a făcut plecându-se de la depozitele sedimentare care acopereau masivele eruptive de aici. Sedimentarul care pe partea sudică a Chicerei Mari ajunge pînă la vârful ei și petecile de sedimentar de pe vârful Măgurii Mici sînt o dovadă sigură că, inițial, sedimentarul a acoperit în întregime aceste masive și că, la rîndul lor, masivele respective, intruse foarte aproape de suprafață, au fost scoase la zi prin eroziune. Adîncindu-se în masivul andezitic, Ilva a evitat două căi ușoare de înaintare către vest, două înșeuări, una ocolind Chicerele pe la sud, a doua Măgura Mică pe la nord. Ultima înșeuare ar fi condus ușor Ilva către Someș. Ea a tăiat însă andezitul pe o adîncime de 500, m, în loc să-și croiască drum prin depozitele sedimentare de alătura, mult mai ușor de străbătut.

În zona acestui defileu se mai observă o epigenie, cea a pîrăului Blajnei, afluent al Ilvei. Această vale taie andezitul dintre cele două Chiceri. Din cauza debitului mic nu și-a putut stabili un profil de echilibru. De la intrare în masiv și pînă la confluență, albia e „numai o cascadă”, apa sare din prag în prag. Este unicul caz de rîu cu cascade din Birgău. El ar fi putut ajunge mult mai ușor la Ilva, ocolind pe la vest Chicera Mică, prin sedimentar. Dar ca și în cazul Ilvei, drumul său i-a fost impus de către direcția văii stabilite anterior pe cuvertura sedimentară de pe masivul andezitic pe care îl taie acum. Spălarea mai puternică a sedimentarului înainte de intrarea în defileu a Blajnei, a dus la lărgirea mare a văii acesteia și apariția unui bazinet, ocupat de un cătun al Măgurii.

Depresiunea Măgurii. După ce Ilva scapă de defileul strîmt în care abia s-au putut construi șoseaua și calea ferată, intră din nou în sedimentar. Valea se lărgeste mult, astfel încît în albia sa majoră este situat satul Măgura Ilvei, sat vechi românesc. Aceasta este depresiunea Măgura care după 3 km se închide din nou prin pătrunderea Ilvei într-un nou defileu, cel dintre Măgura și Poiana. Flancul sudic al depresiunii este abrupt și reprezintă o coastă morfologică, stratele fiind înclinate către SV. Reversul coastei este reprezentat printr-un platou înclinat în sensul înclinării stratelor, deci structural. Un frumos platou structural îl reprezintă și

flancul sudic al Măgurii Sturzii. Versantul nordic al depresiunii este de asemenea abrupt datorită unui dicke andezitic care face legătura între eruptivul Măgurii Mici și cel al culmii Brumatului, ambele tot andezitice, și care dă naștere unui platou structural la 750 m altitudine absolută. Afluenții Ilvei din depresiune, care secționează coasta sudică, au creat în spatele coastei o serie de depresiuni mici și văi largi în care s-au stabilit așezări omenești. Sint bazinetele satelite ale depresiunii Măgura, în care s-au format așezările roite din satul cu același nume.

Defileul dintre Măgura și Poiana. Între culmea andezitică a Brumatului și cea a Măgurii Sturzii, Ilva taie din nou un masiv eruptiv constituit

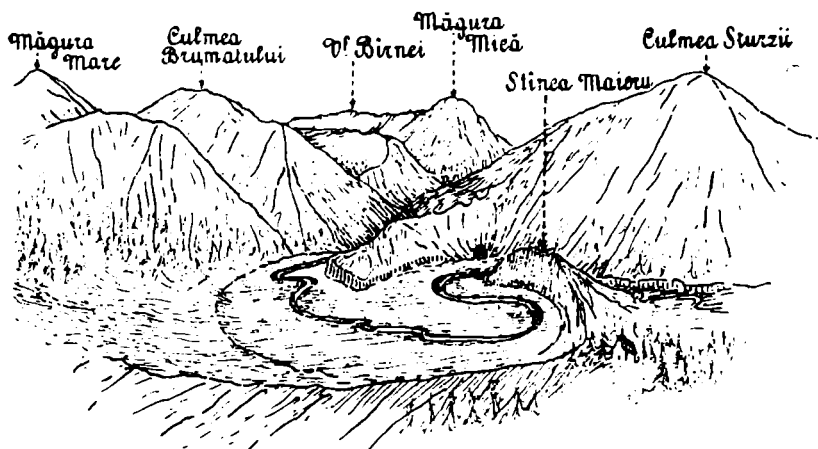


Fig. 3. — Defileul epigenetic al Ilvei între Măgura și Poiana și bazinetul de contact cătunul Maieru.

din dacite și andezite, masivul culmii Brumatului și al Măgurii Sturzii. Aceleași caractere epigenetice între Ilva Mare și Măgura le prezintă valea Ilvei și aici. Același uluc lateral pe la sud de Măgura Sturzii întărește caracterul epigenetic al defileului.

Înainte de ieșirea din defileu, Ilva face un frumos meandru în masa de dacite. Este un meandru adâncit, dovada unei lungi activități erozive în perioada care a precedat încătușarea (fig. 3). În această zonă calea erată n-a putut urma sinuozitatea văii și a fost nevoie de un tunel, pentru a tăia pintelul de dacit pe care-l ocolește apa. În zona meandruului, pe versantul drept apare sedimentarul. Eroziunea laterală a determinat o evoluție mai înaintată a acestui versant și a dat posibilitate astfel unei depresiuni de facies chiar în cuprinsul defileului, depresiunea cătunului Maieru. Ieșită din această depresiune, Ilva, în loc să treacă direct către vest peste înșeuarea dintre stinca dacitică Maieru și culmea sedimentară Maieru, înșeuare constituită din sedimentar și pe care o folosește șoseaua dintre Măgura Ilvei și Poiana, se angajează din nou în masa dacitică, despărțind în felul acesta stinca Maieru de masa eruptivă principală.

Ținând seama de apariția sedimentarului pe versantul drept al meandruului, am fi inclinați, la un moment dat, să admitem că meandruul s-ar fi format printr-o alunecare a râului pe flancul eruptivului în dauna sedimen-

tarului înclinat spre nord, alunecare subsecventă. Dacă, într-adevăr, acest fenomen de alunecare s-ar fi produs, el s-ar fi extins și peste stîncă Maieru, în care raporturile între eruptiv și sedimentar sînt aceleași și în mod necesar ar fi avut ca urmare o dirijare directă a Ilvei peste actuala sa, mai sus amintită. În acest caz un astfel de meandru nu s-ar fi format. De aici rezultă că epigenia Ilvei în Stîncă Maieru dovedește originea epigenetică a meandrului din depresiunea cătunului Maieru.

Depresiunea Poiana. Aceasta este ultima depresiune de facies de pe Ilva, formată în condiții asemănătoare cu depresiunea Măgurii, numai că defileul care formează închiderea spre aval nu mai este determinat de masele eruptive, ci de gresia dură a sedimentarului de aici, ca și în cazul defileului Someșului dintre Singiorz și Ilva Mică. În interiorul depresiunii apariția unor terase bine dezvoltate indică ușurința cu care s-a putut face eroziunea.

Văile Leșului și Tihăi cu defileele și depresiunile de-a lungul lor. Pe traseul acestor văi, epigeniile, atît de caracteristice de pe Someș și Ilva, nu mai apar, și în legătură cu aceasta nici fenomenele de depresiune numai apar clar chiar cînd există. Aceste văi sînt instalate în apropierea marilor masive eruptive din vest Heniu-Miroslava. De aceste masive sînt legate un număr mare de sills-uri andezitice. Dimensiunile acestora variază de la cîtiva cm pînă la 10 — 20 m. Secționarea acestora de către ape duce la apariția unor fenomene asemănătoare cu cele din zona masivelor eruptive.

Astfel, Leșul la ieșirea din satul cu același nume taie o serie de sills-uri foarte groase, valea se îngustează și capătă caracterele unei văi în canion. La strîmtarea văii mai contribuie și stratele groase de gresie dură care apar aici. Pe ultimul kilometru de defileu, spre vărsarea în Ilva, gresiile rămîn singure răspunzătoare de acesta. Strîmtarea aceasta imprimă sectorului din amonte, aflate în zona satului Leș, un caracter depresionar. Caracterele de depresiune nu mai sînt însă bine definite. În același timp dezgolirea suprafețelor de sills-uri de pe versantul stîng duce la apariția unor polițe structurale care uneori lasă impresia, ca și la sud de Heniu de altfel, a unor fragmente de nivele erozive.

Ca și Leșul, Tiha, prezintă între Tomnatec și Miroslava, o vale strîmtă și adîncă datorită tot sills-urilor legate de aceste două masive. Este așa-numitul defileu al Străjii, a cărui geneză a fost discutată.

După ce iese din defileu, Tiha, scăpînd de duritatea sillsurilor andezitice, își lărgește mult valea pe seama depozitelor sedimentare. La această vale largă a Tihăi se mai adaugă și sectorul de vale largă a Bistriței de la ieșirea acesteia din chei pînă la confluența cu Tiha. Ansamblul acestor două văi și a reliefului legat de ele poate fi considerat ca o depresiune, pe care o numim Tiha-Bistricioara, deși e larg deschisă către exterior și din acest punct de vedere pare mai mult un golf al văii Bistriței. E ceva asemănător cu depresiunile marginale din munții Apuseni.

În evoluția acestei depresiunii, lucrurile sînt însă ceva mai complicate decît în depresiunile de pe valea Someșului sau a Ilvei. Astfel, între Bistrița și Tiha pătrunde dinspre Călimani o placă de aglomerate vulcanice groasă de cîteva sute de metri pe care apele o secționează în forme îndrăznețe și bizare, de cetăți ruinate, care țînesc din pădurea de molid, cum ar fi Piatra Birdireiului, Piatra Mare, Dealul Petrii etc. Peisajul geografic al acestui întred de aglomerate este perfect asemănător cu cel din stînga Bistriței din Călimani. În același timp, pe stînga Bistriței, spre

podiş, aglomeratele înaintează pînă în apropiere de prundul Birgăului. Între aceste două înaintări spre Birgău și sub nivelul lor Bistrița și-a săpat valea ei largă. E foarte posibil ca aglomeratele să fi înaintat mai spre nord, depășind amplasamentul actual al văii Tiha și la îndepărtarea lor din regiune să fi contribuit și acest riu. Ținînd seama de toate acestea, considerăm că cea mai mare parte din Depresiunea respectivă a apărut după formarea aglomeratelor și prin îndepărtarea lor.

Depresiunea Colibița și Cheile Bistriței Birgăului. Aceste două unități geomorfologice sînt creația aceluiași riu, a Bistriței Birgăului, cunoscută în limbajul local și sub numele de Bistricioara.

Depresiunea Colibiței este situată în amonte de chei (cheile între satele Colibița și Bistricioara).

Depresiunea, săpată în depozite sedimentare, este încadrată pe latura de nord-vest și nord de o serie de masive andezitice care se țin lanț. Dealul Făgețelului (1487 m), dealul Ariilor (1548 m), Măgurița și Tomnatecul, iar pe latura de sud și sud-vest de masa aglomeratelor vulcanice, reprezentată prin culmea Piatra lui Orban (1470 m), care trece Bistrița pe la vest de satul Colibița în masivul Piatra-Mare Bridireiului de care s-a mai vorbit. Depresiunea se întinde de la chei în sus pînă la confluența pîrăului Colbului (așa se numește Bistrița către izovoare), cu pîrăul Panu.

Ținînd seama de această repartitie a formațiunilor geologice și de faptul că aglomeratele au acoperit probabil în întregime depresiunea ajungînd pînă la masivele eruptive citate mai sus, am înclinat să considerăm valea Bistriței, care constituie axul depresiunii respective, ca pe o vale instalată inițial la contactul dintre eruptivul masivelor de mai sus și pînza aglomeratelor vulcanice. Imediat însă din aval de satul Colibița și pînă la satul Bistricioara, pe o distanță de 5 km, acest riu trece numai prin aglomerate pe care le secționează pe o grosime de 500 m, dînd naștere unei chei pitorești, asemănătoare cheilor (defileului) Mureșului între Toplița și Deda, dar mult mai frumoase, care se numesc Cheile Bistriței. Ca să putem explica adîncirea Bistriței în chei și anume, în masa de aglomerate, avînd în vedere că în amonte de chei ea străbate o zonă sedimentară — depresiunea Colibița — și că de aici ar fi putut lua direcția văii Tiha peste înșeuarea Blăgii, dintre masivul eruptiv al Tomnatecului și aglomeratele din Piatra Bridireiului, ocolind pe acestea din urmă, trebuie să admitem în mod obligatoriu că Bistrița pare ca o vale instalată de la început pe placa aglomeratelor vulcanice care au acoperit un relief preexistent și nu ca o vale la contactul aglomeratelor, fie cu sedimentarul, fie cu masivele eruptive amintite. Grosimea plăcii de aglomerate a fost variabilă. În sectorul dintre confluența cu pîrăul Panu și pînă la chei, ea a fost aproximativ de 200 m mai subțire, judecînd după raporturile actuale între aglomerate și sedimentare. În acest sector, în zona depresiunii Colibița, placa de aglomerate a fost repede spartă și îndepărtată cu atît mai repede, cu cît suprafața sedimentarului de sub placă se află la o altitudine mai mare decît în zona cheilor, unde nici azi eroziunea n-a reușit să taie această placă pe toată grosimea, Bistrița curgînd încă pe aglomerate. Îndepărtarea repede a plăcii de aglomerate s-a făcut din momentul cînd Bistrița și afluenții săi au ajuns la sedimentar, printr-un fenomen de subsăpare, sedimentarul evoluînd mai repede decît aglomeratele dure de deasupra. În afară de acesta, tendința de deplasare subsecventă a dus de asemenea la evoluția ei rapidă. Depresiunea Colibița apare ca o depresiune de facies în raport cu relieful înconjurător, aparținînd

eruptivului. Dacă am admite totuși ipoteza contactului, atunci nu am putea să ne explicăm adâncirea Bistriței în chei când ea ar fi putut foarte bine circula peste pasul Blăgii în lungul marginii platoului vulcanic, înspre Tiha, așa cum bănuia R o b e r t M a y e r (6). Direcția văii Bistriței pe actualul traseu al cheilor a fost indicată probabil, încă în momentul când această apă circula pe placa de aglomerate, de sinclinalul care se schițează în zona cheilor. Bistrița în chei, pe lângă faptul, că are un caracter de adaptare la structură se prezintă în același timp ca vale epigenetică pentru că evită o ieșire mai comodă spre Tiha peste pasul Blăgii, și ca vale antecedentă fiindcă a preexistat formării acesteia; adâncirea acestei văi în roca dură nu s-a făcut, întrucît nu s-a plecat de la o cuvertură moale, ca în cazul epigeniilor clasice.

Avînd în vedere, mai departe, geneza depresiunii Colibița și considerînd ca epigenie fenomenul de trecere de la o structură la alta, indiferent dacă se pleacă de la o cuvertură moale și se ajunge într-un substrat rigid — cazul epigeniilor clasice — sau de la o cuvertură rigidă la un substrat moale — cazul Bistriței în bazinul Colibița — atunci geneza bazinului Colibița, care s-a format prin îndepărtarea plăcii dure de aglomerate vulcanice de deasupra sedimentarului și adâncirea apei în aceasta, este un fenomen de epigenie. Această interpretare este îndreptățită și de faptul, că pînă în dreptul Pietrișelului (1100 m), Bistrița e o vale transversală față de orientarea cutelor.

R o b e r t M a y e r (6), ocupîndu-se de bazinul Colibița consideră pasul Blăgii, dintre Piatra Bridireiului și Tomnatec, ca o veche vale care ar fi putut dirija apele din bazinul Colibița către Tiha. Acest pas fiind săpat în depozitele mediteranianului II este mai tînăr ca acestea și anume, pliocen. Depresiunea Colibița este considerată de același autor ca tectonică. Scufundarea ei s-ar fi produs după levantin.

Din examinarea situației reiese, că nu se poate da o interpretare tectonică acestui bazin. Stratele sedimentare înclinîndu-se regulat spre S-SV, caracter ce aparține întregii zone de vest a sedimentarului din Birgău. Ideea aceasta a fost determinată poate de faptul că aglomeratele vulcanice în zona cheilor Bistriței afectează forma de sinclinal.

Într-adevăr, bazinul acesta este tînăr, dar noi îl putem aprecia numai în raport cu vîrsta depozitelor de aglomerate de sub care a fost scos prin epigenie. Ținînd seama de faptul că aglomeratele vulcanice sînt mai noi decît depozitele pontice din bazinul transilvan, pe care le acoperă, și mai vechi decît ultima serie de lave erupte din Călimani (lave de tipul Pietrosul superior) de vîrstă daciană (21)¹⁾ reiese că dezgroparea reliefului de sub aglomerate și deci și formarea depresiunii sînt mai noi decît dacianul, adică levantine sau levantin-cuaternare.

Dezgolirea sedimentarului din bazinul Colibița și evoluarea lui sub activitatea rețelei hidrografice, spre forma actuală depresionară, ținînd, bineînțeles, pasul cu adâncirea în chei, a avut ca efect întărirea activității erozive în bazinul superior al Bistriței, adică în bazinul riurilor Panu și Colbul și crearea unui relief colinar scund, un relief de muncele deschise la poalele masivului înalt vulcanic din Bistricioara. Piciorul scurt, Virful Țiganca, este în fond o continuare a bazinului Colibița. Nivelul de 1000 — 1100 m care reprezintă nivelul din zona centrală a bazinului pîrăului

¹⁾ p. 13.

Panu — pirăul Colbul. corespunde primei etape de dezgolire a bazinului de sub placa dură; a doua etapă de adâncire a bazinului corespunzând nivelului de 800—850 m, care reprezintă podul din pasul Blăgii, și care apare ca nivel de 200 m în raport cu Tiha și de 100 m în raport cu Bistrița și bazinul Colibița. Cele două riuri, Bistrița la Colibița și Tiha, prezintă o diferență de nivel de 100 m. Aceasta este tocmai diferența de nivel între intrarea Bistriței în chei (740 m) și ieșirea ei din aceasta (612 m). Rezultă de aici rolul de bară rigidă a aglomeratelor din chei, în evoluția morfologică a depresiunii. Actuala albie majoră a Bistriței la Colibița, adică fundul depresiunii, e un nivel de rocă.

Vârsta depresiunilor din Bîrgău

Discutind modul în care s-a format depresiunea Colibița, am arătat și vârsta ei probabilă și anume, levantin-cuaternară sau chiar cuaternară, Apreciind vârsta unei depresiuni, implicit o vom cerceta și la celelalte. În primul rînd, să luăm în considerare depresiunea Tiha-Bistricioara. Aceasta a apărut în condiții similare Colibiței, adică prin îndepărtarea plăcii de aglomerate vulcanice care acoperea probabil o parte destul de însemnată a depresiunii și în mod sigur golful de la Bistricioara. Formarea ei e sincronă deei cu a Colibiței, e de aceeași vîrstă.

Care este vârsta depresiunilor de pe Someș și Ilva? Răspunsul la această întrebare este ceva mai dificil, dar totuși se poate da. Iată cum se prezintă lucrurile. Unele dintre aceste depresiuni sînt sculptate sub nivelul de 1000 m, de exemplu depresiunile Lunca Ilvei — Ilva Mare, Măgura, Șanț, Rodna Veche; altele, ca depresiunea Poiana, Sîngiorz, Anieș-Maieru, sînt sub nivelul de 800 m. Faptul că depresiuni ca Lunca Ilvei-Ilva Mare sau Măgura nu au putut exista înaintea creării nivelului de 1000 m și în consecință s-au sculptat după această, înseamnă că ele apar ca depresiuni după ce apele s-au adîncit sub nivelul masivelor intrusive de 1000 — 1100 m. Vîrsta nivelului respectiv, pe care noi îl numim Bîrgău-Dorna, o considerăm ca levantin-cuaternară și în consecință depresiunile sînt sculptate în cuaternar.

Problema teraselor fluviatle

Studiile efectuate pînă în prezent asupra teraselor fluviatle în cuprinsul munților Bîrgău au avut în vedere mai ales Someșul și Bistrița și nu ansamblul văilor principale din acești munți. Pentru aceasta noi ne propunem să aducem o contribuție la rezolvarea acestei probleme cu intenția de a arunca o nouă lumină asupra evoluției munților Bîrgău.

Dintre autorii care s-au ocupat de această problemă, este R o b e r t M a y e r (6), care menționează în valea Someșului sub nivelul de 1200 m trei terase la 10, 20 și 100 m, fără vreo altă indicație. Peste nivelul terasei de 100 m urmează, după acest autor, numai crîmpeie neînsemnate de terasă în rocă, pe care nu le grupează în vreun nivel de terasă. V. M i h ă i l e s c u (4) constată între Salva și Ilva Mică două terase, una la 20 m și alta la 60 m. Pe la 200 m altitudine relativă după autorul respectiv, relieful este retezat în acest sector, de o platformă de 600 — 650 m. Pentru sectorul din amonte, adică cursul în munții Bîrgău același autor menționează

o observație a lui Tiberiu Morariu care ar fi găsit „trei terase și și una intermediară” (4). A. Kéz (24), studiind în 1941 terasele Someșului Mare, găsește pe valea acestuia șase terase, paralele între ele și etajate deasupra Someșului între 1,5 și 100 m. Prima terasă de vîrstă aluvială veche este etajată între 1,5 și 3 m, terasele II, III și IV, de vîrstă glaciară sînt etajate, a doua între 2,5 și 3 pînă la 4 — 5 m, a treia la 17 — 22 m, a patra la 30 — 32 m. Terasele V și VI m, mai vechi decît glaciațiunea sînt etajate, a cincea la 68 — 70 m, a șasea la 80 — 100 m. Pentru Bistrița, și aceasta este valabil și pentru Tiha. Z. Török (12) menționează două terase. Una la 30 — 40 m și a doua reprezentată prin aluviunile actuale ale rîurilor. Ceea ce, din punct de vedere morfologic, înseamnă o singură terasă, aceea de 30 — 40 m. Asupra teraselor rîurilor Ilva și Leș nu există nici un fel de mențiune în literatura existentă.

Din observațiile făcute de autorul acestei lucrări situația teraselor diferă mult față de ceea ce se cunoaște pînă în prezent. Astfel, pe valea Someșului au fost identificate șase terase, la 5—8 m, 15 — 20 m, 20 — 25 m, 60 — 65 m, 100 și 200 m. Pe valea Ilvei, trei terase, la 5, 16 — 20 și 50 — 55 m. Pe Leș, una la 15 — 20 m, iar pe Tiha și Bistrița o succesiune de minimum patru terase, la 10, 30—40, 65 — 70 și 130 m. Paralelizarea nivelelor de terasă este o problemă destul de dificilă.

Terasa de 5 — 8 m de pe valea Someșului apare în bazinul Sîngiorz-Sat, mai în amonte apare ca albie majoră înaltă. Pe valea Ilvei apare în depresiunea Poiana pe ambele versante. Aici stația de cale ferată este situată chiar pe această terasă. În bazinul Tiha-Bistricioara, ea apare ca terasa care ajunge valoarea de 10 m, tivind malul stîng al Bistritei între Suseni și prundul Bîrgăului. Parte din conul de dejecție a pîrăului Secu pe care e așezat prundul Bîrgăului aparține nivelului aceleiași terase. Satele Tiha, Mureșeni și Bistricioara (Bistrița Bîrgăului) sînt așezate în mare parte pe ea.

Terasa de 15 — 20 m este bine individualizată numai pe valea Someșului. Ea apare ca terasă aluvionară pe versantul stîng al rîului în dreptul satului Maieru, iar pe cel drept înainte de confluența cu pîrăul Cormaia. În dreapta acestui pîrău și la confluența lui cu Someșul, ea apare ca terasă în rocă. În aval de tunelul de la Sîngiorz, ea apare ca prispă peste terasa de 8 m. Aici este săpată în dacite și acoperită de o manta de aluviuni ca și la confluența cu Cormaia. Pe Ilva terasa respectivă apare peste terasa de 5 m, imediat în aval de gara Poiana Ilvei. Altitudinea ei aici e de 16 — 20 m. Condițiile în care apare i-ar putea pune la îndoială existența. Pe Leș apare numai ca o prispă puțin definită. Acestui nivel îi corespunde probabil bara de andezit la ieșirea din satul Leș spre aval, bara cheilor Leșului, care ar putea fi considerată în acest caz ca o terasă în rocă. Terasa aceasta de 15 — 20 m din cuprinsul Bîrgăului se continuă și în afara lor cu terasa de 20 m menționată de autorii citați.

Terasa de 20 — 25 m este bine individualizată în lungul Tihăi și Bistritei. Ea apare pe ambii versanți ai Tihăi la Tiha Bîrgăului și prundul Bîrgăului. Formează tăpșanul de 35 m de la confluența Bistritei cu Tiha pînă la sud de orașul Bistrița (dinafara Bîrgăului). În valea Leșului și a Ilvei nu apare; în schimb apare în valea Someșului. Bine reprezentată aici se găsește la Șanț, unde formează mare parte din fundul depresiunii. Aici, la formarea ei a contribuit în mare parte și Cobășelul. În această localitate terasa prezintă o parte transversală destul de mare. La Sîngiorz

ea constituie bara în care a fost săpat tunelul. Terasa de 25 m se prezintă ca o terasă tipică de eroziune, pe alocuri cu caractere de terasă în rocă, ca pe valea Someșului.

Terasa de 60 m este reprezentată pe toate văile râurilor cu excepția Leșului. Pe valea Someșului ea apare ca terasă de eroziune în dreapta văii Cormaia, la confluența acesteia cu Someșul. Aici e săpată în dacite și acoperită de aluviuni. În depresiunea Maieru ea este semnalată numai prin prundișurile agățate de coastă, la altitudine corespunzătoare. În alte puncte ea nu mai apare. Pe valea Ilvei, retezind un dicke andezitic la altitudinea de 60 m, apoi la Poiana în aval de gară, la altitudinea de 55 — 60 m. Aici retează o intruziune de dacite și prezintă o cuvertură subțire de prundișuri. În valea Tiha-Bistrița ea apare ca terasă de 70 m, cu prundișuri pe versantul stîng, sub Piatra Bridireului. Pe versantul drept terasa formează două tăpșane, la 55 și 65 m. Deși nu cunoaștem situația exactă pe valea Someșului după ieșirea acestuia din Bîrgău, totuși această terasă corespunde cu aceea de 60 m semnalată de V. Mihăilescu.

Terasa de 100 m este bine reprezentată pe văile râurilor din vestul Bîrgăului, de exemplu pe valea Someșului. Astfel platoul de la 560 m dintre Singiorz și Cormaia, acoperit cu prundișuri reprezintă o terasă de 100 m altitudine relativă. Această terasă mai apare la Șanț de partea dreaptă a Someșului înainte de confluența cu Cobășelul. Echivalentul nivelului de terasă de 100 m de pe Someș, apare în bazinul Tiha-Bistrițioara la 130 m. Aceasta prezintă ultimele indicii de terasă cu aluviuni. În bazinul Tiha-Bistrițioara chiar această terasă se prezintă ca tăpșane lipsite de cuvertură aluvionară. Apare, cu alte cuvinte, ca nivel de peneplanare parțială.

În sfîrșit, un ultim nivel care mai poate fi considerat ca terasă, este cel de 200 m de deasupra cheilor Cobășelului.

Concluzii asupra teraselor

1. Analizînd cu atenție toate particularitățile teraselor s-a observat în primul rînd că ele nu prezintă deformări tectonice.

2. Se observă totuși la unele terase, cum e cazul celei de 60 m, variații mici de altitudine (5 — 10 m). Acestea fiind însă suprapuse masivelor eruptive este lesne de înțeles originea structurală a variațiilor respective.

3. O altă constatare este aceea, că întregul ansamblu al teraselor de pe valea Tiha-Bistrița se găsește la o altitudine mai mare decît terasele corespunzătoare de pe celelalte văi și în special a Someșului. Acesta ar indica în mod logic o înălțare epirogenetică mai puternică în regiunea din apropierea Călimanilor decît în apropierea Rodnei, pe valea Someșului, o basculare poate a întregii regiuni a Bîrgăului de la sud spre nord, către linia Someșului. Constatarea făcută de T. h. Kräutner (2) asupra cristalinelor Rodnei și anume, că acesta se înclină de la nord spre sud către aceeași linie vine în sprijinul acestei observații a noastre.

4. Pe lîngă toate acestea, în Bîrgău nu se constată decît terase de eroziune (și acelea în rocă care nu sînt decît o variantă a teraselor de eroziune). Aceasta ca o consecință a faptului, că cu toată bascularea zonei Bîrgăielor spre Someș, regiunea a fost în continuă înălțare epirogenetică.

5. Se constată apoi în Bîrgău, și acest lucru este foarte important, că deși aproape toate râurile principale, ca Someșul, Ilva, Leșul, Tiha și Bistrița, sînt obligate să taie bare dure constituite din andezite sau dacite, din aglomerate vulcanice sau șisturi cristaline, aceste bare rigide, în majoritatea lor nu se comportă ca baze de eroziune locală independentă, nu apar nivele de rocă, cum ar fi de așteptat.

Se produc totuși două excepții, una cu pîrăul Blajnei, afluent pe dreapta al Ilvei, care secționează andezitul Chicerelor dintre Ilva Mare și Măgura. Acest pîrău nu reușește să-și creeze un profil de echilibru în raport cu Ilva, tăind acest andezit printr-un repeziș de 70 m la km în spatele barei; fundul bazinetului depresionar care se formează este un nivel de rocă.

Al doilea caz este al Bistriței Bîrgăului în chei. Valea acestui riu la intrarea în chei, care sînt săpate în aglomerate vulcanice străbătute din loc în loc de intruziuni andezitice, se găsește la 740 m, iar la ieșire la 600 m. El prezintă o cădere de 125 m la 5 km. Panta sa e foarte mare în raport cu pantele din aval și amonte de chei. Rolul barei rigide e evident. Relieful din amonte de chei e creat în raport cu această bară.

Singurele explicații pentru aceste două excepții ar fi în primul caz debitul mic al Blajnei, din care cauză nu reușește să-și creeze un profil de echilibru, iar în al doilea caz poate lungimea mare a barei secționată în chei contribuie la aceasta.

6. Cu privire la vîrsta teraselor, pînă în prezent nu avem la îndemînă nici un argument care să ne dea dreptul să fixăm cu precizie vîrsta lor în afară de faptul, că sînt enaternare. Considerăm în același timp, că determinările făcute de A. K é z, și în special datarea unora dintre terasele pe care le găsește el, de exemplu cele de 4 — 5, 17 — 22 și 30 — 32 m, ca fiind de vîrstă glaciară, iar altele, cele de 68 — 70 m și 80 — 100 m mai vechi decît glaciațiunea, sînt absolut arbitrare.

Nivelele de eroziune din munții Bîrgău și problema vîrstelor lor

Problema nivelelor de eroziune și a datării vîrstei lor este partea cea mai dificilă a unui studiu de geomorfologie. În afară de aceasta, în cazul munților Bîrgău, nu există nici un studiu geografic care să se ocupe în mod special cu problema respectivă, ca de altfel și cu problema teraselor. Există totuși studii a diverși autori ca E m m. de Martonne (8), A. Nordon (7), Robert Mayer (6), V. Mihăilescu (5), Th. Kr ä u t n e r (2), Laurian Someșan (23), T. Morariu (13), M. D a v i d (10), asupra masivelor și depresiunilor înconjurătoare și care tangent se referă și la Bîrgău. O primă constatare care se desprinde din analiza acestor lucrări este faptul, că atît numărul nivelelor de eroziune, cît și vîrsta lor, diferă de la autor la autor. Totuși, studiile acestor autori ne sînt de mare folos în problema ce urmărim.

Pentru ducerea la bun sfîrșit a acestei chestiuni ne alegem ca punct de plecare nivelul de 1000 — 1100 m, cunoscut în literatura existentă sub numele de platformă pontiană (7), (5) sau daciană a Hazanezului (10) și pe care noi o numim Bîrgău-Dorna. Acesta însă nu este identic cu platforma Dornelor a lui D a v i d.

Acest nivel apare ca un platou destul de întins, care ocupă tot spațiul dintre Ilva și Tiha superioară, dominat de numeroase piramide eruptive,

care pătrunde și spre est formind platoul dintre Teșne și Dorna. Acestui nivel îi corespunde o mare parte din zona pe care noi am numit-o a muncelilor Birgăului zonă cu peisaj de mărturii (de *melcosopocinic*).

În ceea ce privește vîrsta sa, judecînd după faptul că nivelul respectiv face corp comun cu platoul-terasă dintre Teșne-Dorna și că această terasă este considerată cuaternară, ar rezulta de aici că și nivelul respectiv, Birgău. Dorna este de aceeași vîrstă. Analizînd însă raporturile de înălțime între el și albiile rîurilor care îl străbat, observăm că altitudinea relativă a acestuia față de Dorna e de 100 — 130 m, pe cînd față de Ilva și celelalte rîuri din Birgăul de vest, este de 400 m.

Pentru aceasta, noi credem că e foarte posibil ca nivelul Birgău-Dorna deși în continuare orografică directă (se găsește în același plan) cu platoul dintre valea Teșnei și valea Dornei, să nu fie de aceeași vîrstă. Dar în același timp, este foarte posibil, ca aceste două părți ale nivelului de 1000 m să fie în oarecare măsură sincrone. Aceasta pentru motivul că nivelul de terase din bazinul Dornelor s-a creat în raport cu bara dură din cheile Bistriței. Ele trebuie privite poate ca nivele de rocă. Același nivel din depresiunea Dornelor s-a creat într-un timp mai îndelungat decît corespunzătorul său din partea de vest a Birgăului cu alt nivel de bază. Așa încît putem sincroniza nivelului de 1000 m din Birgău cu platoul-terasă dintre Teșna-Dorna care este considerat de vîrstă cuaternară inferioară sau levantin-cuaternară.

Nivelul acesta apoi se regăsește în bazinul Colibiței. Aici el a fost în parte creat după îndepărtarea plăcii de aglomerate (a se vedea formarea depresiunii Colibița), deci în levantin sau mai sigur în levantin-cuaternar.

Pentru aceste motive, vîrsta pontică atribuită acestui nivel de către A. N o r d o n și V. M i h ă i l e s c u (5) sau cea daciană de către M. D a v i d nu poate fi justificată. El nu poate fi mai vechi decît levantinul și poate corespunde unei perioade care să cuprindă trecerea levantin-cuaternar.

*Nivelul de 1200 m al pasurilor carpatice de înălțime*¹⁾. Acest nivel își dispută spațiul din zona de vest — zona muncelilor — cu cel de 1000 m. El apare aici ca niște reduse platouri ce domină nivelul precedent cu 200 — 100 m. În afară de această zonă el tîvește platoul superior al podișului Zimbroaia.

Este interesant faptul, că la înălțimea acestui nivel se menține o serie de masive eruptive ca: Dealul Calului (1225 m), Merezurile (1195 m), Măgura Calului (1227m), Tăsuleasa, Prislopaș (1209 m), Cioasa (1192 m).

În cazul platoului din pasul Birgău sînt de remarcate unele intruziuni eruptive care se integrează nivelului platoului, cazul Dealului Calului, iar altele ies din acest nivel ca forme structurale, de exemplu stîlpul andezitic din Măgura Calului (1227m). Detașarea netă cu profile verticale a acesteia din urmă trebuie considerată ca un prim pas spre începerea unui nou ciclu de nivelare, cel al nivelului de 1000 — 1100 m. Unele din masivele andezitice sînt dezgolite complet de sedimentar pînă la altitudinea nivelului următor inferior. Așa e Tăsuleasa, Prislopaș, Cioasa etc. Aceste masive apar ca adevărate mărturii structurale pe nivelul corespunzător de 1000m. O dată cu fenomenul de substituire a nivelului de 1200 m prin cel de 1000 m s-a produs și o coborîre a unora dintre stîlpii vulcanici și integrarea lor în

¹⁾ Denumirea aceasta a fost dată de V. M i h ă i l e s c u și o păstrăm.

nivelul următor, cum e cazul Măgurii Tisei (1096m), Vîrful Colunului (1089 m), Arșița Boului (1022 m) situate în jurul Măgurei Negre. În regiunea podișului Zimbroaia, nivelul de 1200 m variază ca altitudine între 1170 și 1280 m. Vîrsta lui nu poate fi identificată cu precizie, dar în

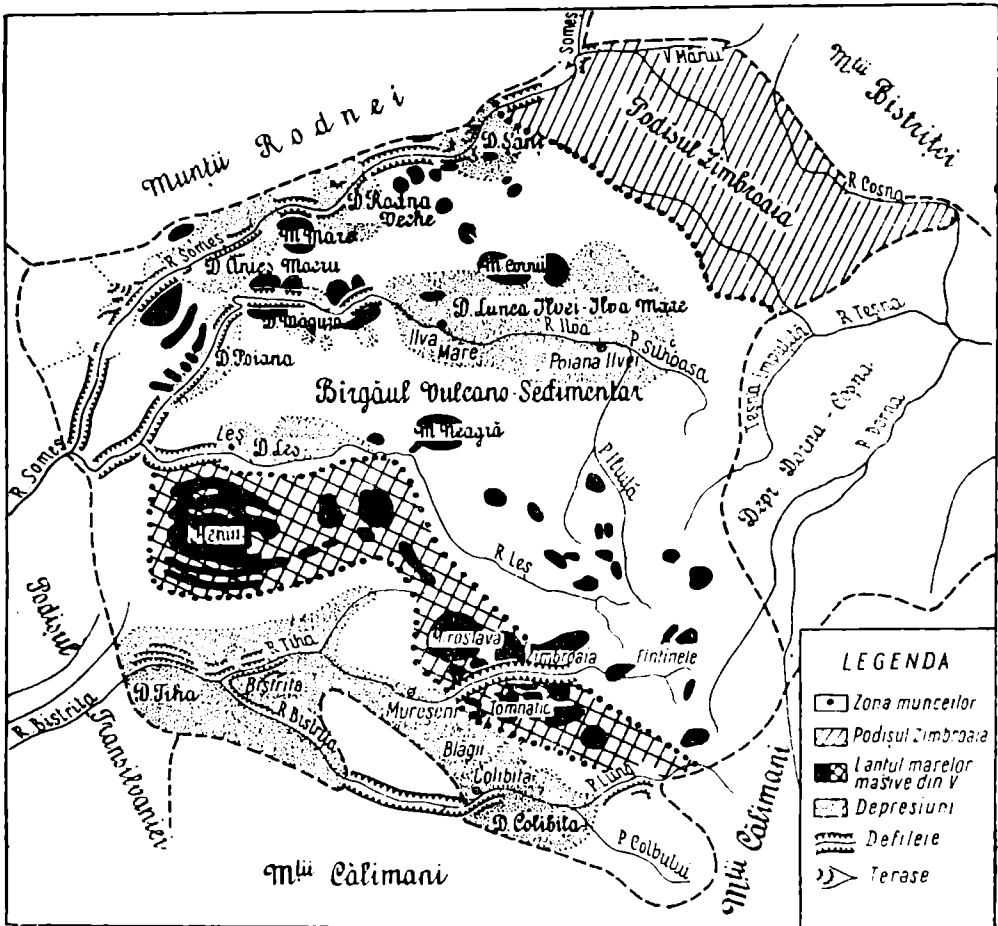


Fig. 1. — Schița geomorfoloică a munților Birgău.

comparație cu aceea a nivelului de 1000 m îi putem atribui o vîrstă levantină. Să trecem acum la nivelul de 1400 m, cel mai superior din cadrul munților Birgău și pe care noi îl numim nivelul Zimbroaiei. El aparține exclusiv podișului cu același nume. Privit de pe culmile Călimanilor, pare o treaptă gigantică intermediară între zona muncelor din Birgău și culmile înalte ale munților cristalini ai Bistriței și Rodnei, cu aspect îndrăzneț alpin. Aspectul său liniștit contrastează cu cel frământat al înălțimilor înconjurătoare. Dacă prezența acestui nivel s-ar constata numai în zona podișului Zimbroaiei constituit din depozite sedimentare, ar putea fi foarte ușor interpretat ca un nivel local de facies petrografic.

El însă trece limita munților Birgău regăsindu-se în munții Bistriței și ai Rodnei, așa încît trebuie să-i dăm o interpretare mai generală, ciclică (fig. 4).

În ceea ce privește vîrsta acestui nivel, ea a fost apreciată de A. Nordon ca preburdigaliană, de M. David și Robert Mayer ca sarmațiană. R. Mayer caută să justifice această determinare a sa prin aceea că așa-zisa platformă a doua după părerea sa căreia îi corespunde și nivelul nostru de 1400 m rețază împreună formațiuni oligocene și miocene. Se constată însă, că același lucru se observă și la nivelul de 1800 — 1700 m din Bătrîna (Rodna) și deci trebuie să fie și acesta tot de vîrsta sarmațiană. Or, între nivelul de 1800 și acesta de 1400 m e o diferență mare de altitudine. Ultimul trebuie să fie creat posterior sarmațianului, deci în pliocen. Cînd a putut el apărea în pliocen? Judecînd că nivelul de 1200 m este probabil de vîrsta levantină este foarte posibil ca acesta să fie mai vechi decît levantinul. Dar cărui etaj anume al pliocenului îi corespunde nu se poate răspunde deocamdată. În concluzie, putem cota vîrsta nivelului Zimbroaia ca postsarmațiană și antilevantină.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОР БЫРГЭУ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Анализируя ряд морфологических особенностей эруптивных массивов, пробивающихся сквозь осадочные отложения гор Быргэу, и отклонения, происходящие в русле некоторых рек, протекающих вблизи некоторых из этих массивов, а также расхождение вод, автор приходит к заключению, что часть этих массивов представляет собой колонны застывшей лавы (нэки) на бывших вулканических жерлах и, что, следовательно, по примеру И. Атанасиу, нужно признать правильным предположение, что в горах Быргэу существовали вулканические конусы, исчезнувшие благодаря эрозии, и что от них осталась только подземная часть нэков. Среди последних должны быть упомянуты Мэгура Маре возле Родна Веке, Пятра Фынтынелор, Мэгура Каллулуй и Мэгура Тисей.

Вследствие появления вулканических конусов, возникли заграждения и местные отклонения в гидрографической сети. Повидимому, самое мощное заграждение воздвигла цепь крупных массивов Хениу-Мирослава-Томнатик. Остановленный ими Леш, вместо того чтобы течь прямо на запад, должен был их обойти. Через это заграждение, длиной в 20 км, прорвалась лишь одна Тиха. Сомеш обходит нэк Мэгуры Маре, так как он должен был раньше обходить соответствовавший ему вулканический конус. Приводятся и другие примеры.

Не существует данных, которые доказывали бы правильность предположения, высказанного Э. де Мартоне о том, что будто бы Молдавская Бистрица текла на запад через Быргэу.

Автор констатирует, что некоторые массивы эруптивного происхождения прорезаны эпигенетическим путем гидрографической сетью с образованием ущелий. Ясно, что эти массивы являются массивами интрузивными.

В частности, исследовано формирование дефиле (ущелий) реки Тиха между Мирославой и Томнатиком и Бистрицы Быргэулуй, о которых еще не упоминалось в литературе.

Между ущельями, образовавшимися в интрузивных массах, будь то аггломераты или кристаллические сланцы, появились, за счет осадочных отложений, фациальные котловины, как-то котловины Илвы Маре, Мэгуры, Родны Веке, Шанца, Мери, Сынжорж-Сат. Котловина Сынжорж-Бэй является выемкой, образованной стоком дождевой воды и ветрами, а Колибица — эпигенетического происхождения. Образование котловины относится к четвертичному периоду: все они сформировались после появления уровня в 1000—1100 м и даже позже.

Что касается террас, то число их: 5—6 на Сомеше, 3 — на Илве, 1 — на Леше и 4 — на Тиха-Бистрице. На трех последних реках относительная высота террас больше, чем высота соответствующих им террас на Сомеше. Отсюда следует, что в течение четвертичного периода массив Быргэу поднялся больше в части, идущей от Кэлиман, чем в направлении к Родне. Хотя здесь существует множество жестких прослоек, уровни пород обнаруживаются лишь в двух случаях: на Блажне и на Бистрице. Считается, что образование террас относится к четвертичному периоду; других уточнений сделать невозможно.

Далее автор констатирует существование в горах Быргэу трех эрозионных уровней, а именно: Быргэу-Дорна от 1000 до 1100 м левантинско-четвертичного яруса, карпатских перевалов высотой 1200 м и левантинского яруса Зимброая высотой в 1400 м, послесарматского и долевантинского ярусов. Согласно вышеприведенным данным, эти уровни оказываются значительно моложе, чем это считалось до настоящего времени.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — А — расходящаяся гидрографическая сеть Мирославы; Б — расходящаяся гидрографическая сеть Мэгуры Нягрэ.

Рис. 2. — Каптаж верхнего Леша рекой Тиха. Массивы эруптивного происхождения: 1 — Мэгура Нягрэ; 2 — Мирослава; 3 — Томнатик; 4 — Зимброая.

Рис. 3. — Эпигенетическое ущелье Илвы между Мэгурой и Пойаной и контактной впадиной (поселок Майеру).

Рис. 4. — Геоморфологический чертеж гор Быргэу.

QUELQUES ASPECTS GÉOMORPHOLOGIQUES DES MONTS DU BIRGĂU

(RÉSUMÉ)

En analysant une série de caractères morphologiques des massifs éruptifs qui transpercent les sédiments des monts Birgău et les déviations que subissent certaines rivières à proximité de certains de ces massifs, ainsi que la divergence de certains cours d'eau par rapport à d'autres, l'auteur arrive à la conclusion qu'une partie de ces massifs repré-

sente des colonnes de lave durcie (des necks) dans les anciennes cheminées volcaniques et que, par conséquent, on doit admettre l'hypothèse que des cônes volcaniques aient existé dans ce massif mais qu'ils ont été supprimés par l'érosion, ainsi que l'avait admis I. Atanasiu, et que seule subsiste leur partie souterraine, les necks. Parmi ceux-ci, on doit citer Măgura Mare, près de Rodna Veche, Piatra Fintinelor, Măgura Calului et Măgura Tisei.

L'apparition des cônes volcaniques a produit des barrières et des déviations locales du réseau hydrographique. Le barrage le plus puissant paraît avoir été produit par la chaîne des grands massifs de Heniu-Miroslava-Tomnatic. Le Leș, barré par ces massifs, a été obligé de les contourner au lieu de s'écouler directement vers l'Ouest. Le barrage respectif, long de plus de 20 km, n'a été percé que par la Tiha. Le Someș contourne le neck de Măgura Mare parce qu'il fut obligé de passer à côté de l'ancien cône volcanique qui lui correspond. On fournit encore d'autres exemples.

On ne trouve pas d'arguments pour justifier l'hypothèse du passage de la Bistrița moldave vers l'Ouest, par-dessus le Bîrgău, avancée par Emm. de Martonne.

L'auteur constate que certains massifs éruptifs sont coupés par le réseau hydrographique formant des défilés épigénétique, ceux-ci représentant à coup sur des massifs d'intrusion.

Il analyse plus particulièrement la formation des gorges de Tiha, entre Miroslava et Tomnatic, et de la Bistrița du Bîrgău, défilés que la bibliographie ne mentionne pas encore.

Entre les défilés formés, soit dans les masses d'intrusion, soit dans des agglomérats ou dans des schistes cristallins, des dépressions de faciès, telles les dépressions d'Ilva Mare, de Măgura, de Rodna Veche, de Șant, de Maieru et de Singeorz - Sat, firent leur apparition, aux dépens des dépôts sédimentaires. La dépression de Singeorz-Băi est une boutonnière, tandis que celle de Colibița est d'origine épigénétique. Les dépressions datent du quaternaire, ayant toutes été formées après l'apparition du niveau de 1000 — 1100 m, et même plus tard.

En ce qui concerne les terrasses, elles sont au nombre de 5 à 6 sur le Someș, de 3 sur l'Ilva et de 4 sur la Tiha-Bistrița ; mais il n'y en a qu'une sur le Leș. Sur la Tiha - Bistrița, leur altitude relative est plus grande que celle des terrasses qui leur correspondent sur le Someș. D'où la déduction que le Bîrgău s'est élevé, au cours de la période quaternaire, davantage du côté de Călimani que du côté de Rodna. Quoique les barres rigides abondent, on ne constate de niveaux de roches que dans deux cas, celui de la Blajna et celui de la Bistrița. L'âge des terrasses est généralement considéré quaternaire.

On constate ensuite dans les monts du Bîrgău trois niveaux d'érosion : Bîrgău - Dorna, de 1000 — 1100 m, d'âge levantin - quaternaire, celui des défilés carpatiques, de 1200 m de hauteur, d'âge levantin, et Zimbroaia, de 1400 m, qui est postsarmatique et antélevantin. Ainsi appréciés, ces niveaux apparaissent beaucoup plus jeunes qu'on ne l'admettait jusqu'ici.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — A : réseau hydrographique divergent de la Miroslava ; B : réseau hydrographique divergent de la Măgura Neagră.

Fig. 2. — Le Leș superior est capté par la Tiha. Massifs éruptifs: 1 = Măgura Neagră; 2 = Miroslava; 3 = Tomnaticul; 4 = Zimbroaia.

Fig. 3. — Défilé épigénétique de l'Ilva, entre Măgura et Poiana, et le bassin de contact de cătunul Maieru (hameau de Mieru).

Fig. 4. — Esquisse géomorphologiques des monts Birgău.

BIBLIOGRAFIE

1. Th. Kräutner, *Studii geologice în munții Rodnei*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom. (1924—1925), 1930, vol. XIII, p. 106.
2. — *Das kristalline Massiv von Rodna*. An. Inst. geol. rom., 1938, t. XIX.
3. — *Observații geologice în munții Bistriței și Birgăului*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom. (1925—1926), 1930, vol. XIV.
4. V. Mihăilescu, *Congresul profesorilor de geografie (Năsăud, 26—28 mai 1934)*. Bul. Soc. geogr. (1934), 1935, t. LIII.
5. — *Țara Dornelor*. București, 1944.
6. R. Mayer, *Berichte über morphologische Studien in den Ostkarpathen*. An. Inst. geol. rom. (1932), 1936, vol. XVII.
7. A. Nordon, *Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpathes Orientales roumaines*. C.R. du Congrès internat. de géogr., 1931, vol. II, p. 554.
8. Emm. de Martonne, *Excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj. Résultats scientifiques. Cluj, 1921*. Lucr. Inst. geogr. al Univ. Cluj, 1922, vol. I.
9. — *Trăitê de géographie physique*. Paris, 1926, t. II.
10. M. David, *Evoluția reliefului în masivul Bistriței moldovenești*. Rev. „N. Adamachi”, 1949, vol. XXXV, nr. 1.
11. L. Sawicki, *Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens*. Krakau, 1912.
12. Z. Török, *Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea apuseană a munților Călimani*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom. (1929—1930) 1931, t. XVIII.
13. T. Morariu, *Viața pastorală în munții Rodnei*. București, 1937.
14. I. C. Seiu kin, *Popłtki gheneticskoi klasifikaiii tipov reliefa*. Voprosi gheografii, Moscova, 1946, vol. I.
15. S. Wachner, *Judeș Ciuc, samt Toplița und der Muresenge*. Lucr. Inst. geogr. al Univ. Cluj, 1926—1927, vol. III.
16. K. Sapper, *Vulkankunde*. Stuttgart, 1927.
17. A. Philippson, *Grundzüge der allgemeinen Geographie*. Leipzig, 1923, vol. II, caietul 1.
18. A. G. Isacenko, *O predmete fiziceskoi gheografii*. Izv. vses. gheogr. obșcesva, 1953, nr. 1.
19. Sava Atanasiu, *Morphologische Skizze der Nordomldauischen Karpathen*. Bul. Soc. de științ., București, 1899, an. VIII, nr. 3.
20. — *Studii geologice în districtul Suceava. Masele eruptive ale Călimanilor*. Bul. Soc. de științ., București, 1896, an. VII.
21. — *Cineritele din neogenul românesc și vîrsta erupțiilor vulcanice corespunzătoare*. An. Com. geol., 1953, vol. XXV.
22. Paul Macar, *Principes de géomorphologie normale. (Étude des formes du terrain des régions à climat humide)*. Liège, 1946.
23. L. Someșan, *Considerațiuni geomorfologice asupra munților Călimani*. Lucr. Inst. geogr. al Univ. Cluj, 1947, vol. VIII.
24. A. Kéz. *Bericht über die Terrassen Morpholog. Aufnahmen entlang des Nagy-Samos Flusses*. Magyar Állami Földtani Intézet, Évi Jelentése az 1943 evröl, Budapesta, 1950, vol. II.

OBSERVAȚII GEOMORFOLOGICE ÎN CÎMPIA BURDEA

DE

ION RĂDULESCU

I. AȘEZAREA GEOGRAFICĂ A CÎMPIEI BURDEA
ÎN CADRUL CÎMPIEI ROMÎNE ȘI INDIVIDUALITATEA SA

1. Așezarea geografică

Cîmpia Burdea, despre a cărei morfologie ne vom ocupa în studiul de față, face parte din Cîmpia Romînă cea mai întinsă cîmpie din R.P.R. Cîmpia Romînă se desfășoară în direcție vest-est între Turnu Severin și Brăila—Galați, fiind limitată la sud de Dunăre, care la rîndul său se instalează pe sub Platforma Prebalcanică, la est pe podișul Dobrogei, la nord-est de podișul Moldovei, iar la nord de Subcarpați și de podișul getic.

Cîmpia Burdea se situează, mai precis, în centrul Cîmpiei Romîne dintre Olt și Argeș — regiune care se deosebește net de partea olteană a Cîmpiei Romîne (de la Olt către vest), ca și de partea estică a aceleiași cîmpii (de la Argeș către est).

Într-adevăr, această porțiune centrală a Cîmpiei Romîne este o regiune de tranziție între partea vestică și estică, dacă ținem seamă de tectonică și de stratigrafie, după cum a observat de multă vreme Al. D i m i t r e s c u - A l d e m (1). De asemenea, caracterul de cîmpie de tranziție apare și din aspectul reliefului foarte diferit, atît la vest de Jiu, cît și la est de Argeș. Am putea spune, că în aspectul reliefului din această parte centrală a Cîmpiei Romîne găsim caracterele, atît ale regiunii vestice, cît și ale regiunii estice.

Partea centrală a Cîmpiei Romîne, după caracterele pe care le prezintă rețeaua hidrografică, se poate împărți în două porțiuni bine distincte :

a. *Zona dintre Argeș și Teleorman*, unde afluenții de pe dreapta ai Argeșului au văi asemănătoare, orientate de la nord-vest către sud-est ; valea Cîlniștei — unică în felul său — este orientată de la vest spre est și împrumută direcția sa cursului inferior al Glavaciocului, Neajlovului și chiar Argeșului, pînă la confluența cu Dîmbovița. Valea Cîlniștei ocolește, pe la nord și pe la est, cîmpia mai înaltă a Burnasului.

b. *Zona dintre Teleorman și Olt* este limitată la nord de Piemontul Getic (porțiunea denumită Piemontul Cotmeana), care spre sud trece pe încetul în cîmpia de loess; în această cîmpie, riurile Olt, Vedea, Cotmeana și Teleormanul și-au săpat văi adînci, paralele între ele, însoțite de terase și cu direcția generală nord-sud.

2. Individualitatea cîmpii Burdea față de unitățile morfologice învecinate

Cîmpia Burdea este cuprinsă între riurile Cotmeana-Vedea la vest și Teleorman la est. Spre sud ea înaintează pînă la confluența Teleormanului cu Vedea, iar la nord pînă la o linie care unește satul Filfani pe Cotmeana, cu satul Costești pe Teleorman; această linie merge aproximativ de-a lungul șoselei Pădureți (pe Cotmeana)—Costești (pe Teleorman).

Aceasta este tot o cîmpie acoperită de loess ca și unitățile vecine de la vest, sud și est, limitată la vest și est de o generație de văi mai vechi (respectiv Cotmeana-Vedea și Teleorman) și brăzdată în interior de o generație mai tină de văi.

Aspectul general al acestei regiuni este acela al unei cîmpii netede, în care agenții subaerieni (în special apele curgătoare) au sculptat văi adînci, cu lunci largi, și cu terase numai la generația mai veche de văi.

Cîmpurile, în partea lor nordică cuprinse între văile aproape paralele, sînt destul de înguste, netede, formate din pietrișuri de cele mai multe ori cu structură torențială, peste care se așterne mantaua de loess, cu atît mai groasă, cu cît înaintăm de la nord spre sud. Cîmpia Romînă, fiind cea mai joasă treaptă a reliefului țării, prezintă caractere deosebite în repartiția fenomenelor și proceselor atmosferice¹⁾.

Iarna, fenomenele atmosferice au durată redusă și sînt intermitente; în unii ani sînt viscole puternice, geruri mari și ninsori abundente; în alți ani, cad ninsori succesive, dezgheț, moină și ploi destul de dese.

Vara e lungă, iar anotimpurile de tranziție uneori lipsesc.

În Cîmpia Burdea, la Alexandria, *temperatura medie* (în °C) este de 11,2 în aprilie, 12,2 în octombrie, — 3,3 în ianuarie, 22,7 în iulie, iar amplitudinea maximă este de 26,0.

Ploile sînt neuniforme, dar mai bogate la sfîrșitul primăverii și începutul verii.

Ploile cad în cantitate suficientă necesare culturilor de cereale și anume, în sectorul Alexandria-Vîrtoapele 600—700 mm anual, iar în restul Cîmpiei Burdea 500—600 mm anual.

Rîurile, care străbat Cîmpia Burdea, constituie o rețea de ape bine individualizată, orientată în general de la nord-vest către sud-est. Această rețea hidrografică prezintă în totul caracterele riurilor de cîmpie, care nu au izvoarele în munte. Fiind alimentate din apa izvoarelor, în general nu prea puternice ca și din apa provenită prin topirea zăpezilor, ele se află direct sub influența climei, a precipitațiilor neregulate și puțin abundente, fapt care face ca primăvara o dată cu ploile și topirea zăpezilor să se reverse, acoperind luncile late și joase aproape în întregime; în schimb pe timpul

¹⁾ Călinescu R., Coteț P., Iancu M., Sîrcu I., Savu A.I. și Marinuc C., *Geografia fizică R.P.R.* Cap. *Clima, solurile, vegetația, Cîmpia Romînă*. Curs. litografiat. 1955.

verii din cauza evaporăției puternice, cele mai multe dintre aceste riuri abia se zăresc pe fundul albiilor minore.

Solurile sînt repartizate astfel în unitatea geomorfologică de care ne ocupăm : sol brun de pădure pseudogleizat în partea nordică (subraionul geomorfologic Burdea și Beuca)¹⁾; soluri aluviale în diferite stadii de dezvoltare pe toate luncile (mai dezvoltate la Vede — Cotmeana și Teleorman), în subraionul geomorfologic Roșiorii de Vede — brun-roșcat de pădure, iar în subraionul Alexandria — cernoziom levigat; pe terasa superioară a Vedei și Cotmenei apare sol brun de pădure podzolit, iar pe terasa medie — sol brun de pădure.

Vegetația este formată în partea nordică din etajul silvostepii; în subraionul geomorfologic Beuca — etajul stejarului; în subraionul geomorfologic Călinești — etajul silvostepii, iar în subraionul Alexandria, etajul stepii cu dicotiledonate.

Toate aceste etaje de vegetație din trecut au dispărut (în special pădurea), iar locul a fost luat de terenuri întinse pentru cultura cerealelor.

Unitățile morfologice vecine Cîmpiei Burdea sînt : Piemontul Cotmeana (NV), Cîmpia piemontană Pitești (NE), Cîmpia Neajlovului (E), Burnasul (SE), Cîmpia Călmățuiului (SV), Cîmpia Boianului (V).

Pe scurt, acestea se deosebesc de Cîmpia Burdea, nu atît prin climă, soluri și vegetație, care sînt aproape la fel, cît mai ales prin morfologie și rețeaua hidrografică. Dăm mai jos caracterizarea morfologică a acestor unități și scurte aspecte ale elementelor privitoare la climă, soluri, vegetație.

a. *Piemontul Cotmeana* se prezintă ca o suprafață mai înaltă, străbătută de văi foarte adînci, tăiate în pietrișurile ușor erodabile ale conurilor de dejecție. Din această cauză, are aspectul unui podiș cu relief foarte fragmentat. Sistemul de văi din acest piemont este divergent; unele ape ce-l străbat se îndreaptă spre sud-est către Argeș, iar altele către sud-vest spre Olt, și aceasta desigur datorită formei inițiale a conului de dejecție, bombată în partea sa centrală pe direcția nord-sud, sau poate unor ulterioare mișcări de boltire a părții centrale a conului de dejecție.

Solurile sînt podzoluri secundare și soluri brune de pădure de foioase și mixte.

Vegetația, la rîndul său, este caracteristică etajului fagului.

b. *Cîmpia piemontană Pitești* coincide cu regiunea în care se desfășoară terasele Argeșului, la sud de Pitești. Forma acestei cîmpii piemontane este aceea a unui triunghi cu vîrfurile la Pitești și cu baza spre sud.

Această porțiune a Cîmpiei Romîne, deși se menține între 120 și 300 m altitudine absolută, poartă totuși numele de cîmpie, coincidînd cu suprafața în care Argeșul și-a sculptat cele trei terase pe care le părăsește sub formă de evantai, la sud de Pitești. Din această cauză, dăm acestei cîmpii și numele de *Cîmpia înaltă a Piteștilor* sau *Cîmpia piemontană Pitești*.

Îndată ce Argeșul intră în cuprinsul acestei cîmpii, deviază mult către sud-est, părăsind pe dreapta sa o serie de terase în evantai, cu întinderi și forme deosebite.

Terasele Argeșului, la sud de Pitești, se afundă sub pătura de loess, din ce în ce mai mult. Astfel, dacă acest loess este inexistent sau foarte

¹⁾ Subraioanele geomorfologice, a se vedea *Raionarea geomorfologică*.

subțire pe terase, spre sudul acestui piemont el ajunge la cițiva metri grosime.

După altitudine, absența sau existența loessului, morfologie, soluri, vegetație, ape subterane, am deosebit în Cîmpia piemontană Pitești, două subdiviziuni: *Cîmpia Pitești*, propriu-zisă la nord, corespunzătoare teraselor și *Cîmpia Dîmbovicului* la sud, unde terasele dispar morfologic, afundîndu-se sub mantaua de loess. Aceasta este o zonă de tranziție între Cîmpia Pitești și Cîmpia Neajlovului, avînd o altitudine medie de 120—190 m. De asemenea, caracteristica acestei cîmpii a Dîmbovicului o formează interfluviile plate, adesea presărate cu numeroase crovuri (tasări în loess), denumite local găvane.

Solul și clima fac posibilă extinderea cerealelor, în timp ce centrele populate însoțesc văile pentru a avea apa la dispoziție, întrucît sus pe cîmp aceasta se găsește la mare adîncime.

Se întîlnesc aceleași soluri brune de pădure, iar aici în trecut a existat *etajul stejarului*, azi desființat și transformat în terenuri pentru agricultură.

Stejarul, mai apare doar pe suprafețe foarte restrînse, sau sub formă de copaci izolați; este tot ceea ce a mai rămas din pădurea de odinioară.

c. *Cîmpia Neajlovului*, strîns legată ca origine de Cîmpia Dîmbovicului, se desfășoară la sud de aceasta, avînd forma unui patrulater, orientat de la nord-vest către sud-est. Către sud înaintează pînă la valea Cîlniștei.

Cîmpia Neajlovului este de fapt o cîmpie de loess, cu altitudine de 90—120 m.

Solul aici este brun-roșcat de pădure, iar caracterul de stepă se accentuează.

Cîmpia Neajlovului coboară în mod normal, cu o ușoară convexitate spre sud-est. Desigur, și riurile ce străbat această cîmpie (Argeșul, Neajlovul, Dîmbovicul) urmează direcția de înclinare a cîmpiei; tăind perpendicular curbele de nivel ce se depărtează între ele în aval, pînă cînd se adună în două mînunchiuri pe linia Cîlniștei.

În această cîmpie, din cauza despăduririlor masive efectuate în secolele trecute în scopul extinderii suprafețelor de cultură, se accentuează caracterul de stepă.

Panta cîmpiei este destul de redusă, menținîndu-se în jurul a 3 m/km.

Solurile sînt folosite azi pentru cultura cerealelor; în trecut, se întindea aceeași pădure de stejar.

d. *Burnasul*, cuprins între Cîlniștea la nord și terasele Dunării la sud, înaintează la est pînă în cursul inferior al Argeșului, iar la vest pînă la valea Teleorman-Vedea, înainte de confluența acestor riuri.

Burnasul domină cu mai multe zeci de metri lunca lată și foarte bine dezvoltată a Cîlniștei; are o înclinare de la sud spre nord, constituind —după cum a arătat G. h. V i l s a n (26)—singurul caz în Cîmpia Romîină de scurgere a apelor de la sud către nord. Solul aici este un cernoziom degradat, iar apa subterană se află la mare adîncime.

Este o regiune intens folosită pentru cultura cerealelor.

În trecut, aici, se întindea etajul stepei cu dicotiledonate; pădurea de stejar, totuși, ocupă oarecare suprafață.

e. *Cîmpia Călmățuiului* ocupă tot spațiul între Vedea la est, terasele Oltului la vest, lunca Dunării la sud și o linie care ar uni Roșiorii de Vede cu Stoieniști pe Olt, la nord.

În lucrările mai vechi, toată această cîmpie drenată de Călmățui este socotită partea vestică a Burnasului între Vedea și Olt, așa cum menționează G. h. V i l s a n (26). Noi considerăm *Burnasul*, ca avînd limită vestică valea Vedei. Morfologic, mai ales, această cîmpie a Călmățuiului se deosebește de Burnasul propriu-zis, prin altitudine absolută mai mică, lipsa de pantă caracteristică Burnasului de la sud spre nord, lipsa de văi în această direcție, mulțimea crovirilor (găvanelor) de mici dimensiuni, pinza freatică la mai mică adîncime etc. Drept caractere comune, între Cîmpia Călmățuiului și Burnas, în limitele amintite, considerăm: existența văilor adînci și meandrate, soluri și vegetație asemănătoare.

În partea sudică a Cîmpiei Călmățuiului, solurile sînt asemănătoare cu cele din Cîmpia Burdea la aceeași latitudine.

Vegetația este formată din aceeași stepă cu dicotiledonate, iar spre dreapta Vedei, din etajul silvostepii.

f. *Cîmpia Boianului* este vecina vestică a Cîmpiei Burdea. Limita între ele constituie valea Cotmeana-Vedea între satele Pădureți și Scerioaștea.

Cîmpia Boianului înaintează spre vest pînă la Olt. În flancul său vestic, Oltul a sculptat pe stînga sa, cinci terase.

Spre nord, cîmpia înaintează aproximativ pînă la o linie ce ar uni satul Fîlfani pe Cotmeana cu Slatina, situată pe terasa a patra a Oltului. Această este o limită geografică, de la care spre sud, Cîmpia Boianului nu este decît continuarea Piemontului Cotmeana. Prin aceasta se aseamănă cu Cîmpia Burdea. Cîmpia Boianului se prezintă ca o cîmpie de loess, în care apele și-au sculptat văi adînci. Cîmpurile dintre văi sînt mai largi, netede, cu aceleași soluri brune de pădure, pseudogleizate, azi folosite ca terenuri pentru agricultură; pădurea mai deține suprafețe reduse.

Rețeaua hidrografică este formată dintr-o generație tînără de văi, orientată către sud-vest (către Olt) și care fragmentează la maximum cîmpia.

II. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOGRAFICE

Se poate spune, că în cercetarea Cîmpiei Romîne, studiile de geografie se împletesc cu cele de geologie. Cele mai multe lucrări, de altfel destul de generale, aparțin geologilor și primilor geografi romîni, cu excepția lui E m m. d e M a r t o n n e.

În 1895, L. M r a z e c (15) scrie o scurtă lucrare referitoare la unele cursuri de apă din Valachia, tratînd pentru prima oară un astfel de subiect.

După anul 1900, lucrările asupra Cîmpiei Romîne, privind problemele generale sau locale, sînt din ce în ce mai numeroase.

În 1902, francezul E m m. d e M a r t o n n e face prima încercare de sinteză geografică asupra părții sudice a țării, în lucrarea intitulată *La Valachie* (13). În această lucrare este prezentată o descriere destul de sumară a formelor de relief — pe baza concepției autorului său — o descriere statică, o înșirare a formelor și dimensiunilor, fără o explicație genetică, interpretativă. Totuși, în această lucrare, se găsesc și primele probleme de geomorfologie, bine precizate.

L. M r a z e c și W. T h e i s s e y r e (16) fac, în 1907, cea dintîi încercare de sinteză asupra tectonicii în Romînia. În același an, G. h.

Murgoci, (17) tratează câteva probleme legate de fundamentul Cîmpiei Romîne.

În al II-lea deceniu al secolului al XX-lea, după încercările amintite mai sus, apar lucrările celor doi pioneri ai geografiei științifice romînești : A. I. Dîmîtrescu-Aldem (1) și G. H. Vîlsan (26), (27) și (28), care, cu toate că au polemizat în scris pe marginea teoriilor personale, totuși au reușit : primul, să dea cea mai clară explicație asupra cursului Dunării, iar al doilea cea mai bună și mai științifică descriere genetică și subîmpărțire a Cîmpiei Romîne, lucrări care deși astăzi sînt depășite în multe privințe, rămîn totuși valabile, ca putere de înțelegere și de interpretare științifică a fenomenelor fizico-geografice.

În timpul primului război mondial, activitatea de cercetare și de cunoaștere a țării noastre a stagnat și a fost reluată abia după război, cînd încep să apară lucrări din ce în ce mai numeroase, nu numai privitor la Cîmpia Romînă, ci și pentru celelalte regiuni ale țării.

În 1923 apare lucrarea lui E. M. Protopopescu-Pache (21), în care se tratează despre cercetările agrogeologice în Cîmpia Romînă, o primă lucrare în această direcție.

Tot în 1923, Iulian Rick (24) publică lucrarea cu privire la climatologia cîmpiei dintre Olt și Argeș, lucrare premiată cu premiul Năsturel, și care avea menirea ca, pentru prima oară la noi în țară, să dea unele soluții legate de agricultura extensivă, care se făcea în această parte a cîmpiei din sudul țării noastre.

Din 1924 apar lucrări de amănunt referitoare la diferitele regiuni ale Cîmpiei Romîne, privite pe întreaga suprafață, în care încep a se face analize adînci morfologice, sau se tratează unele probleme ale Cîmpiei Romîne. Printre acestea menționăm : lucrarea lui V. Mihăilescu referitoare la regiunea de tranziție a Cîmpiei Romîne, intitulată : *Vlășia și Mostiștea*, lucrarea lui I. P. Voitești (29), *Evoluția geologică-paleogeografică a pămîntului romînesc*, în care se tratează printre altele, problemele structurale, tectonice, paleohidrografice și paleoclimatice ale Cîmpiei Romîne și ale regiunilor vecine.

Din 1940 pînă în 1953, apar o serie de lucrări în care se reiau aproape toate problemele referitoare la Cîmpia Romînă sub aspectele ei principale, *structură și formă*, de către I. P. Voitești, C. Brătescu (3), D. Preda, V. Mihăilescu, P. Coteț¹⁾ (5), E. Liteanu (10). Din aceste lucrări foarte valoroase au reieșit interpretări noi, referitoare la evoluția geologică și morfologică a Cîmpiei Romîne.

La acestea, trebuie să mai adăugăm și importante cercetări pe care le întreprinde de cîțiva ani Comitetul geologic, Institutul de cercetări geografice, precum și o serie de institute de proiectări, în scopul introducerii măsurilor agrotehnice înaintate, pentru obținerea de recolte bogate în Cîmpia Romînă, grînarul de bază al R.P.R.

Datorită acestor cercetări, s-au și obținut o serie de rezultate teoretice, pe lîngă problemele practice urmărite, contribuind astfel la elucidarea unor probleme încă nerezolvate.

În această direcție, în urma cercetărilor de teren întreprinse în anii 1953, 1954 și 1955, am făcut personal în afară de lucrarea de față următoarele lucrări :

¹⁾ P. Coteț, *Cîmpia Olteană*. Teză de doctorat, 1948 (manuscris).

1) *Probleme de geomorfologie în raionul Mihăilești* (22).

2) *Observații geomorfologice în Cîmpia piemontană Pitești* (23).

În anii următori, se vor mai întreprinde o serie de cercetări în Cîmpia Romînă, în scopul punerii la punct a problemelor nerezolvate încă, necesare întocmirii *Monografiei geografice a R.P.R.* — lucrare unică în acest gen, care se duce la bun sfîrșit de către geografii noștri, ajutați de geografii experimentați sovietici.

III. LIMITE

Din cele arătate pînă aici, rezultă că porțiunea din Cîmpia Romînă, pe care am denumit-o *Cîmpia Burdea*, poate constitui o unitate geografică aparte, față de unitățile vecine, caracterizate mai sus.

Limitele de est și de vest sînt ușor de fixat; este vorba de limite morfologice, formate din valea *Teleormanului* la est și din valea *Cotmeana-Vedea* la vest. Deci criteriul morfologic este cel folosit în stabilirea acestor limite.

În ceea ce privește *limita la nord-vest*, aceasta nu mai este o limită morfologică, ci una geografică. Este mai de grabă o zonă de tranziție, între Piemontul deluros *Cotmeana* și *Cîmpia Burdea*, lată pînă la 10 km. Ea pornește de la satul *Fîlfani* pe *Cotmeana*, se îndreaptă către nord-est, trecînd prin cotele: 220, 240, 251, 254, 252 și ajunge la satul *Costești* pe valea *Teleormanului*.

De-a lungul acestei limite — zone mai de grabă — Piemontul *Cotmeana* se pierde spre sud în cîmpia de loess. Deosebirile constau în aceea că, la nord de această limită convențională, văile sînt mai adînci, cu versanți cu pante accentuate, interfluvii înguste, sate și circulație numai de-a lungul văilor, vegetație arborescentă (mai ales pomi fructiferi), soluri brune-roșcate de pădure, pe cînd la sud de această zonă, se reduce foarte mult energia reliefului, văile se lărgesc, sînt puțin adînci, interfluviile devin plate, circulația se poate face în toate sensurile, vegetația este cea de stepă și solurile sînt formate din soluri brune de pădure mai sărăcăcioase.

IV. DATE GEOLOGICE ȘI EVOLUȚIA PALEOGEOGRAFICĂ A REGIUNII

Cîmpia Burdea, de al cărei studiu morfologic ne ocupăm în lucrarea de față, face parte din *Cîmpia Romînă* — partea sa centrală.

Din punct de vedere geologic, *Cîmpia Romînă* este formată din depozite care aparțin aproape în întregime cuaternarului (fig. 1). Aceste depozite sînt alcătuite mai ales din loess, care acoperă ca o adevărată cuvertură, cînd mai groasă, cînd mai subțire, cea mai mare parte din suprafața sa, avînd grosimi care variază mult: în *Cîmpia Burdea*, 1 m la nord și 5 m la sud (profilul din stînga *Vedei*, la *Alexandria*).

În afară de loess, *Cîmpia Romînă* este acoperită și de depozite aluvionare — pietrișuri și nisipuri, aduse de rîuri.

În *Cîmpia Burdea*, putem da exemplu, lunca lată de 1—2 km a *Vedei* sau *Teleormanului*, precum și luncile destul de late ale văilor mai tinere, fără terase, cum sînt văile *Burdea*, *Tinoasa* sau *Cîinelui*.

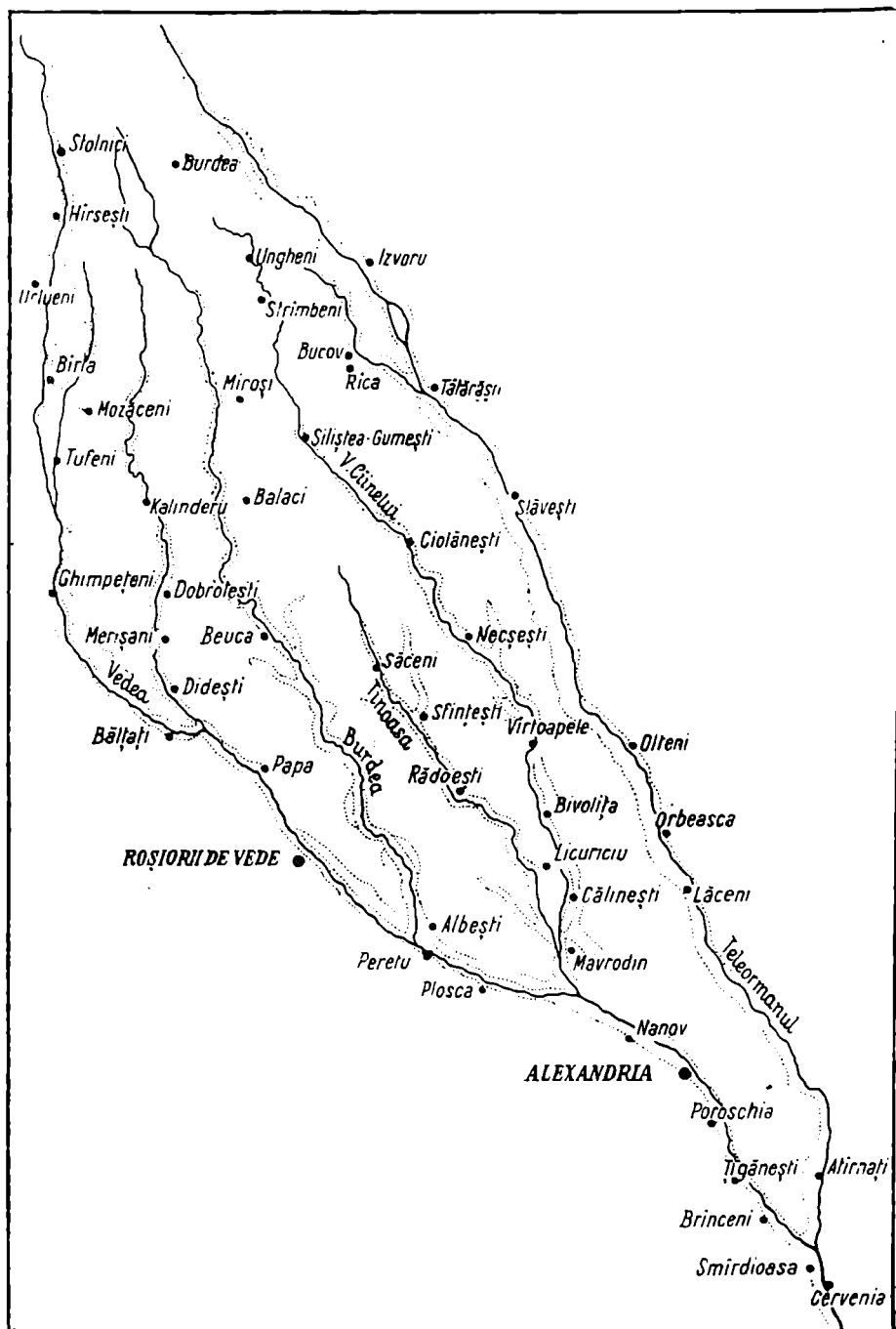


Fig. 1. Cîmpia Burdea. Harta geologică.

Date noi asupra fundamentului s-au obținut prin sondaje efectuate de Comitetul geologic sau alte întreprinderi lucrative, însă aceste date nu le avem la dispoziție, decît în parte.

În tot cazul, cîmpia de tranzit între Olt și Argeș, nu a apărut (nu s-a format), deodată, ci în mai multe etape — întîi Boianul, apoi Burdea-Găvanul, Vlășia etc. Harta Cîmpiei Romîne, întocmită de G. H. VILSAN (citată de N. POPP (19)) arată în același timp, deplasarea succesivă a rîurilor la ieșirea lor din zona dealurilor și chiar în cuprinsul Cîmpiei Romîne, datorită poate mișcărilor epirogenice negative din cîmpia de subsidență, fapt ce a avut ca urmare apariția teraselor Argeșului la sud de Pitești (Cîmpia piemontană Pitești).

După toate cercetările de pînă acum, precum și din observațiile personale de teren, rezultă, că toată cîmpia dintre Olt și Argeș (Boianul, Burdea, Găvanele și Cîmpia Neajlov) în fundament nu este altceva decît un imens con de dejecție.

În regiunea de cîmpie, acest con de dejecție este tăiat de văile apelor în mai multe cîmpuri alungite ca : *Boianul* la vest de Vedea, *Burdea* între Cotmeana-Vedea și Teleorman, *Găvanul* între Teleorman și Dîmbovic. Boianul separă bazinul Vedei de al Oltului, iar Găvanul, bazinul Vedei de al Argeșului.

La rîndul său, *Cîmpia Burdea* este fragmentată într-o serie de poduri înguste, separate de văi și vilcele ce constituie o generație tînără de văi, avînd obîrșia chiar în partea nordică a cîmpiei ; cele mai importante din acestea sînt de la vest la est : valea Tecuciului, valea Burdei, valea Tinoasei, valea Cînelui.

Cîmpia Romînă a fost ultima părăsită treptat, treptat de apele lacurilor levantine. Pe fundamentul cretac scufundat, s-au depus cu timpul în acest geosinclinal toate formațiunile mărilor din miocen și pliocen, ca și depozite lacustre ale apelor din levantin. Peste acestea s-au depus depozite fluviatile cu structură torențială din cuaternar și actual.

În cîteva locuri, în Cîmpia Burdea apar argile de culoare cenușie la baza versanților văilor ; aceste argile sînt nisipoase cum este cazul în malul sting al Vedei la podul de la Țigănești, sau în malul drept al aceluiași riu la Văleni (20 km nord de Roșiori).

Sub loessul de la suprafața cîmpiei, apar pietrișurile, care — după E. M. PROTOPESCU-PACHE (21) — arată că începînd cu levantinul, precum și într-o mare parte a cuaternarului, regiunea aceasta a suferit o puternică aluvionare din cauza unor rîuri, care la început aveau un regim mai domol, apoi torențial. Ca urmare a acestui fapt, s-au umplut cu bancuri de nisipuri și pietrișuri o bună parte din văile vechi, fapt care explică stratificația torențială de azi, ce se întilnește în Cîmpia Burdea, în malurile rîurilor unde sînt deschideri (partea nordică).

Conul de dejecție dintre Argeș și Olt, ca și baza Cîmpiei Burdea, este alcătuit din nisipuri și pietrișuri sub formă de bancuri mai subțiri decît spre nord (platforma Cotmeana), însă deschiderile sînt foarte puține și mai toate în terase (Vedea, Teleorman etc.).

Pătura de loess, ce crește în grosime pe Cîmpia Burdea de la nord spre sud, s-a depus peste pietrișuri și nisipuri, probabil adusă de crivăț (vînt de est).

Solurile se schimbă de la nord spre sud, după cum am mai arătat și sînt folosite pentru agricultură pe scară largă.

V. ANALIZA MORFOLOGICĂ

Cîmpia Burdea are forma unui fus și este orientată în direcția NV-SE, fiind mai îngustă la nord și la sud (nu depășește 10 km), și mai lată în partea centrală (între Ghimpețeni pe Vedea și Depărați pe Teleorman atinge 35 km lățime).

A. SISTEMUL DE VĂI

Cîmpia Burdea este limitată la vest și la est de cele două văi principale, respectiv, *Cotmeana-Vedea* și *Teleorman*. În interior, cîmpia este tăiată de o serie de văi mai tinere (o generație de văi mai nouă) în aceeași direcție (NV-SE). Aceste văi sînt următoarele în direcția VE: *valea Tecuciului*, *valea Burdea*, *valea Tinoasei* și *valea Cîinelui*. Toate sînt afluențe văii Vedea pe stînga.

1. Valea Cotmeana-Vedea

a. Evoluția rețelei hidrografice din Cîmpia Burdea

Valea Cotmeana-Vedea și Teleormanul, care încadrează Cîmpia Burdea la vest și est, iau naștere în Piemontul Cotmeana, sînt alcătuite în cursul lor superior din văi cu caracter torențial și dacă spre obîrșia lor sînt abia la 5 km distanță (Cotmeana de Teleorman), în aval (spre sud) se distanțează pînă la 35 km (între Ghimpețeni pe Vedea și Depărați pe Teleorman), pentru ca la Smîrdioasa (sud de Alexandria) să se unească.

Pe Piemontul Cotmeana, după cum a observat G. h. Vîl s a n (26), artera principală (colectorul principal) nu este Vedea, ci Cotmeana.

După ce ies din Piemontul înalt Cotmeana, atît rîul Cotmeana, cît și Teleormanul curg pe terasa superioară a Argeșului la sud de Pitești (fig. 2).

G. h. Vîl s a n arată în lucrarea citată, că Argeșul inițial curgea către sud, și nu către sud-est ca astăzi, dar că urmele eroziunii acestuia nu se întîlnesc decît pînă la Costești (20 km sud de Pitești). Într-adevăr, mai la sud de Costești, nu sînt alte urme morfologice evidente, care să indice un curs al Argeșului, cu toate că depozitele fluviatele se continuă cu mult mai la sud de această localitate. De aici, G. h. Vîl s a n ajunge la concluzia, că trebuie să fi existat un astfel de curs mai vechi al Argeșului, iar atît Cotmeana-Vedea, cît și Teleormanul și-au săpat actualele văi pe vechiul pat al Argeșului a cărui direcție au împrumutat-o. Judecînd după adîncimea lor, după fundul lor destul de plat, sînt mai de grabă niște văi tinere, conchidea G. h. Vîl s a n. Mai departe, același autor arată, că Teleormanul prezintă și el caractere care dovedesc, că a fost influențat de formele sculptate de Argeș. Astfel el crede, că îndată ce Teleormanul iese din Piemontul Cotmeana, în care și-a săpat o vale destul de adîncă, ia direcția impusă de panta terasei superioare a Argeșului. Dar, tot G. h. Vîl s a n, arată în continuare că mai departe de-a lungul Teleormanului nu mai apare nici o urmă pe care s-o poată interpreta ca o veche direcție a Argeșului.

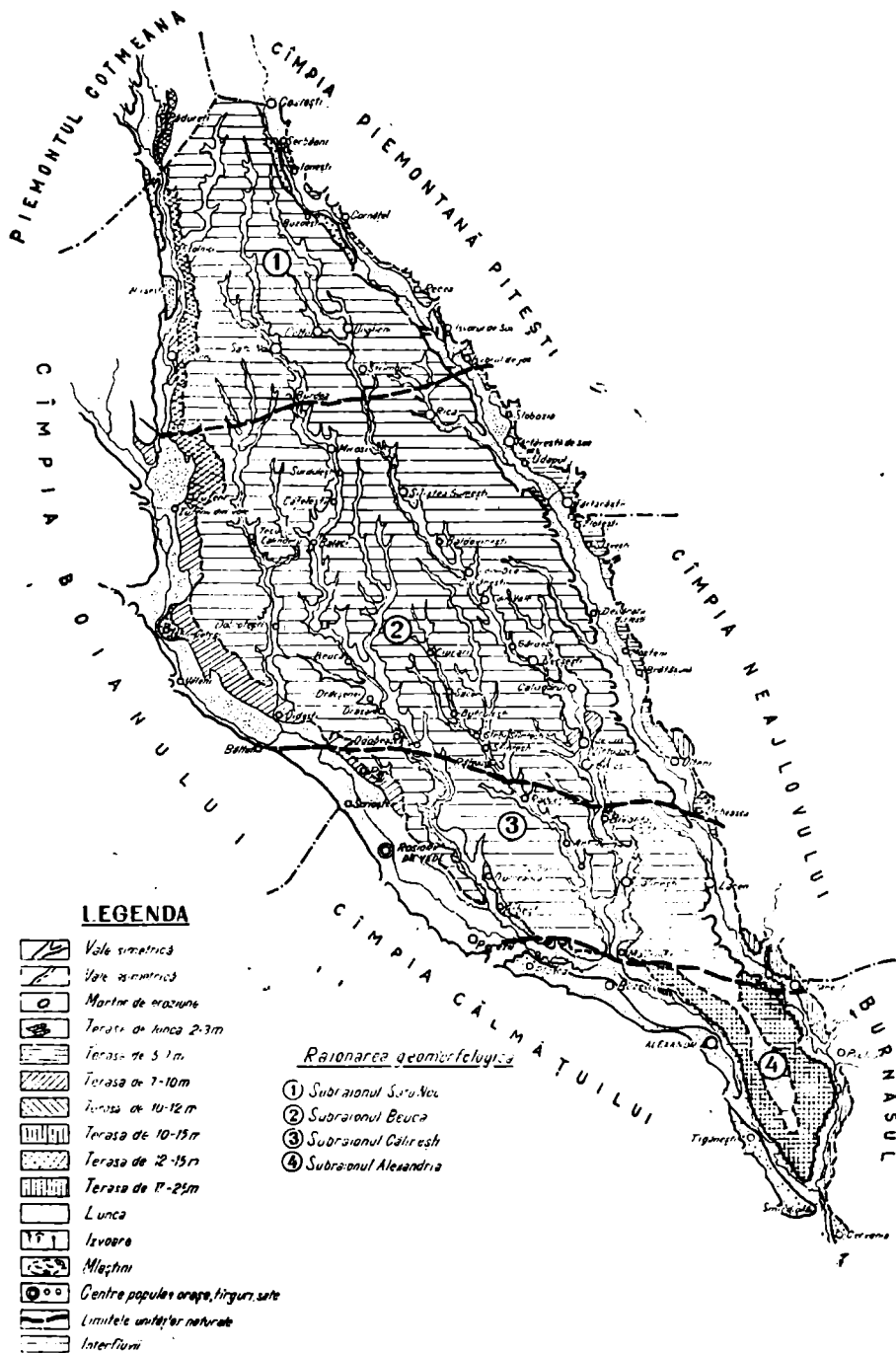
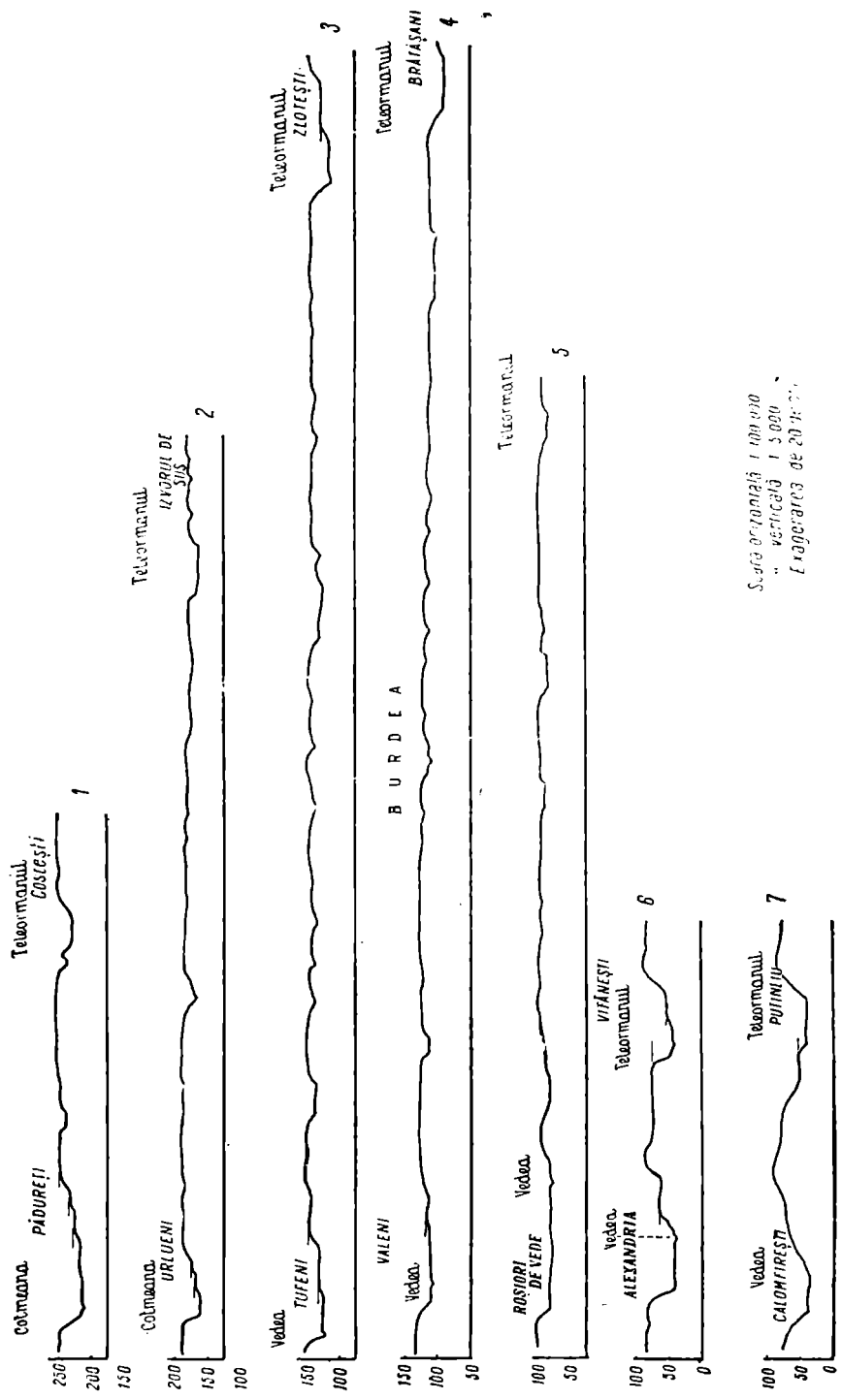


Fig. 2. — Cîmpia Burdea. Harta morfologică și raionarea geomorfologică (înțocmită de I. Rădulescu).



Scara orizontală 1:10000
 .. verticală 1:5000
 Elogorarea de 20 h. c.

Fig. 3. — Profile transversale prin Cimpia Burdea.

Din cele afirmate mai sus de G. h. V i l s a n, rezultă o contradicție. Pe de o parte afirmă, că actuala vale a Teleormanului este mai recentă, care cel mult s-a schițat pe urma lăsată de cursul inițial al Argeșului, iar pe de altă parte afirmă că după ce iese de pe terasa a treia (superioară a Argeșului la sud de Pitești), în lungul văii Teleormanului nu se mai vede nici o urmă care să se poată interpreta ca o veche direcție a Argeșului.

Credem, că riurile Cotmeana-Vedea și apoi Teleormanul n-a fost posibil să-și formeze actualele văi pe vechi văi schițate de Argeș, întrucât considerăm, că terasa a treia a Argeșului la sud de Pitești s-a format anterior actualelor văi ale Cotmenei, Vedei și Teleormanului, iar conul de dejecție al Argeșului este acoperit de la Costești spre sud (nordul Cîmpiei Boian, Cîmpiei Burdea și Cîmpiei Neajlov), de cuvertura de loess din ce în ce mai groasă. Deci, văile actuale ale Cotmenei, Vedei și Teleormanului sînt mult mai noi decît terasa a treia și vremea de depunere a loessului, material în care s-au sculptat văile amintite. Pe de altă parte, considerăm că Argeșul inițial a curs pe întreaga suprafață a terasei superioare și nu el a putut să-și sape văi succesive în această terasă (Cotmeana, Vedea și Teleorman). În același timp, din cercetările noastre nu rezultă nici o urmă de vale pe terasa superioară, care să se lege în amonte actuala valea a Teleormanului de aceea a Argeșului.

În concluzie, văile actuale Vedea, Cotmeana și Teleorman sînt de aceeași vîrstă, toate tăiate în terasa superioară a Argeșului, care la rîndul său a fost sculptată de Argeș în conul de dejecție Olt-Argeș.

Această terasă, care constituie partea de nord a cîmpiilor înalte *Boian*, *Burdea* și *Dimbovnic*, din studiul profilurilor făcute pe direcția vest-est transversal prin Cîmpia Burdea, între localitățile de mai jos pe Cotmeana, Vedea și Teleorman, după cum urmează: Pădureți—Costești, Urluieni—Izvorul de Sus, Tufeni—Zlotești, Văleni—Brătășani, Roșiorii de Vede—Olteni, Alexandria—Vitănești și Calomfirești—Putineiu, rezultă că această cîmpie se pleacă în direcția NV-SE. În același timp, Cîmpia Boianului din dreapta Cotmenei și Vedei este ceva mai ridicată decît Cîmpia Burdea. Pe linia de separare dintre aceste cîmpii s-a fixat cursul Cotmenei și în continuare cursul Vedei (fig. 3).

Mai rezultă, că valea Vedei este cea mai bine dezvoltată în ceea ce privește lățimea, adîncimea și terasele, după care urmează cea a Teleormanului și apoi tînăra generație de văi în stadiul mai nou de evoluție.

b. Caractere morfometrice

Valea Cotmenei limitează Cîmpia Burdea la vest, între satele Fîlfani și Tufenii din Vale, pe o distanță de 25 km în linie dreaptă. Pe această porțiune, valea Cotmenei are direcție nord-sud, ca și în Piemontul cu același nume, unde își are obîrșia.

De la Tufeni înspre sud-est, limita acestei Cîmpii a Burdei o formează rîul Vedea pînă la Smîrdioasa (15 km sud-est de Alexandria), unde confluează cu Teleormanul.

Între Tufeni (confluența cu Cotmeana) și Văleni, Vedea are aceeași direcție nord-sud, pentru că de aici și pînă la Smîrdioasa să se dirijeze accentuat către sud-est, ca de altfel toate apele care brăzdează Cîmpia Romînă între Vedea și Argeș. Desigur, este aceeași cauză semnalată încă

de multă vreme, și anume, lăsarea Cîmpiei Romine în regiunea cursului inferior al Siretului și în zona de subsidență, la care putem adăuga și linia Cîlniștei, care probabil că se prelungeste — așa după cum a arătat G h. V i l s a n — pînă la Vedea.

Atît Cotmeana, cit și Vedea au văi asimetrice; versantul drept este evident, mai înalt, fără terase, pe cînd cel stîng e mai prelung, însoțit de 2—3 terase. Adesea, acest versant nu se poate stabili pe hartă, ci numai pe teren.

Valea Cotmenei are în medie 2 km lățime (1 km lunca și 1 km terasele), iar *valea Vedei* între confluența cu Cotmeana și vărsarea râului Burdea are o lățime mai mare de 3 și chiar 4 km (lunca și terasele). Cea mai mare lățime a văii, de 4 km, este între Roșiori și Peretu. În aval, se îngustează pe încetul, pentru ca la sud de Smîrdioasa (confluența cu Teleormanul) să se transforme într-un „canion” în miniatură (vale îngustă, meandrată și adîncă).

c. Lunca

Rîul Cotmeana șerpuiește în lunca sa lată de circa 1 km, în limitele care ne interesează. Este în general o luncă bilaterală, care se instalează între versantul drept al văii și terasele din stînga acesteia. Panta sa este uniformă și atinge 3 m/km. Datorită acestei pante mai mari, și gradul de meandrare al râului este mai redus. În general nu este inundabilă, decît la perioade mari de timp, cînd zăpezile sînt abundente, ca și ploile de primăvară. Albia minoră a râului este destul de bine individualizată, găsindu-se la 3—8 m sub nivelul luncii. Lățimea albiei minore se menține între 15 și 25 m, iar adîncimea râului la apele cele mai scăzute (iulie-august) este de 10—30 cm. Apa este foarte limpede, iar nisipul din pat este grosier; spre sud, însă, devine din ce în ce mai fin.

Din aceleași cauze și pînza freatică în luncă este abundentă și la adîncime ce variază de asemenea între 3 și 8 m. Lunca este folosită pentru culturi de cereale, care dau recolte bogate, chiar în anii secetoși.

Rîul Cotmeana începe să aibă apă permanentă pe timpul verii, de la satul Pădureți, unde un afluent de al său pe dreapta a săpat foarte mult, dînd de bogata pînză de apă care se găsește deasupra straturilor de argile de la baza depozitelor torențiale ale conului de dejecție. Mai în amonte nu are apă permanentă pe timpul verii, ci numai primăvara o dată cu topirea zăpezilor și a ploilor din acest anotimp.

În continuare către sud, *lunca Vedei* se lățește sau se îngustează, astfel: între Tufeni și Văleni are 1,5—2 km; între Văleni și Plosca 2—3 km, pentru ca de aici pînă la Smîrdioasa să se îngusteze, variînd între 500 m și 1 km. Panta sa se menține pe toată această lungime de circa 100 km, la 1 m/km. Ca urmare, râul meandrează mult mai puternic decît Cotmeana, ținîndu-se de malul drept de la confluența cu Cotmeana pînă la Bălțați, iar în general de malul stîng de aici, pînă la confluența cu Teleormanul.

Albia minoră a Vedei este mult mai lată decît a Cotmenei; are în medie 30—60 m, este adîncită în luncă cu 2—4 m, fapt ce explică inundarea luncii la viiturile mari de primăvară, la cîțiva ani o dată. Către sfîrșitul verii, în secțiunea Roșiorii de Vede-Alexandria, adîncimea se menține între 20 și 100 cm, iar patul este format dintr-un strat destul de gros de nisip foarte fin.

Și pe această secțiune a Vedei, lunca este folosită pentru culturi de cereale, iar adesea pentru pășuni. Deși solul este aluvial în diferite stadii de dezvoltare, care se îmbospătează la câțiva ani o dată, și pînza freatică este abundentă și la suprafață, această vastă luncă este folosită drept grădini de zarzavat în mică măsură; extinderea culturilor de acest gen ar fi necesară în vederea aprovizionării capitalei.

d. Terasale

De-a lungul Cotmenei și Vedei, în secțiunile care ne interesează, se disting bine trei terase, care reprezintă etapele de adîncire ale acestor riuri în cîmpia pe care o străbat. Pe dreapta riului apare local *terasa de luncă* de 2—3 m în dreptul comunelor Stolnici și Hîrșești și, pe o porțiune mai întinsă între Plosca și Smîrdioasa.

Pe stînga terasele sînt mult mai bine dezvoltate și apar în număr de 3: terasa inferioară de 2—3 m, terasa medie de 7—10 m, terasa superioară de 17—35 m. Cea inferioară de 2—3 m apare de asemenea local ca și pe dreapta riului, la Pădureți-Ghimpețeni și după confluența cu Teleormanul, la Cervenia. Terasa medie de 7—10 m apare ca o terasă generală între Pădureți și Papa; dispăre între Papa și vărsarea Burdei în Vedea, pentru ca de aici să reapară și să se mențină pînă la Alexandria. Această terasă medie de 7—10 m are un nivel superior de 12—15 m care apare numai între Pădureți și Tufenii din Deal, avînd o lungime de circa 30 km, spre deosebire de nivelul inferior al acestei terase (7—10 m), care se desfășoară pe circa 80 km lungime în sectorul studiat. În sfîrșit, tot pe stînga Vedei, între confluența cu valea Cîinelui și confluența cu Teleormanul, apare terasa înaltă de 17—35 m. Aceasta este o terasă de confluență, care apare și pe dreapta Teleormanului între Vitănești și confluența cu Vedea.

În ceea ce privește lățimea, terasa de 7—10 m are 1—2 km între Tufeni și Didești; cea de 12—15 m are 700 m—2 km între Pădureți și Tufeni; iar cea de confluență — înaltă — are de asemenea 1—1,5 km lățime. Terasa de luncă de 3—5 m, între Plosca și Smîrdioasa, are o lățime medie de 500 m—1 km. După cum se vede, aceste terase sînt bine dezvoltate și, în general, sînt bine conservate. Mai fragmentată apare terasa de 12—15 m, care adesea se pierde pe nesimțite în cîmpul din est.

Terasale acestor două riuri — Cotmeana și Vedea — sînt de acumulare, ca de altfel toate terasele din Cîmpia Romînă, avînd ca rocă de bază pietrișurile și nisipurile cuaternare mai vechi. Toate depozitele de terasă sînt acoperite cu o pătură de loess de 1—2 m grosime, iar pe terasa superioară 5 m și mai mult, așa cum se vede în profilul din malul stîng al Vedei, în fața Alexandrei.

Terasale acestor riuri sînt folosite încă din vremuri străvechi ca vetre de sate și ca terenuri pentru cultura cerealelor. Ele sînt, într-adevăr, locuri pline de viață între lunca mai joasă, netedă, cîteodată inundabilă, și între cîmpurile mai înalte, mai uscate, folosite de asemenea ca terenuri pentru culturi de cereale. Majoritatea satelor din lungul Cotmenei și Vedei se situează pe terasa inferioară și cea medie și doar cîteva pe terasa superioară (12—15 m), sau pe lunca neinundabilă (de exemplu Roșiorii de Vede, Serioaștea, Peretu). Desigur, omul a folosit astfel condițiile naturale pentru a avea apa la îndemînă, pentru a fi ferit de inundații și de vînturile puternice care bat iarna dinspre nord-est.

e. Versanții

Din cele arătate, s-a văzut că atât Cotmeana, cât și Vedea au văi disimetrice, cu versantul drept mai evident, cu pantă mai mare, iar cel stâng mai șters, cu pantă mai mică. Dacă versantul drept se descifrează ușor pe orice hartă topografică, cel stâng adesea numai pe teren. Limita, în acest caz, e greu de stabilit din cauza materialului deluvial cărat de pe interfluvii pe terasa superioară, care adesea este și puternic fragmentată de văiugile ce o taie transversal.

În general, la Cotmeana fundul văii (lunca) se găsește cu 20—30 m sub nivelul cîmpului, iar la Vedea variază între 15 și 20 m.

Versantul drept al Cotmenei are 15—45° și este împădurit, pe cînd la Vedea variază între 5 și 20° și adesea este ocupat de culturi de cereale (de la Roșiori în aval). Caracterul unui versant abrupt apare și pe stînga Vedei în dreptul terasei superioare (între Alexandria și confluența cu Teleormanul).

De obicei, versantul drept are pante complexe și convexe, este fragmentat foarte mult de șiroire, organisme torențiale adesea incipiente și de văiugi ce vin de pe cîmpul din dreapta.

2. Valea Teleormanului

a. Caractere morfometrice

Valea Teleormanului desparte Cîmpia Burdea la est, de cîmpiile Pitești, Dimbovnic, Neajlov și Burnas, pe o distanță în linie dreaptă de aproximativ 100 km. Pe această secțiune, valea are direcția generală NV-SE, mai puțin accentuată în această direcție, decît riurile din est, Dimbovnic, Neajlov sau Argeș. Secțiunea din valea Teleormanului, care ne interesează în lucrarea de față este cuprinsă între Costești la nord și confluența cu Vedea la sud.

Valea Teleormanului este asimetrică ca și Vedea, avînd bine individualizat versantul drept, cu pantă mai mare, și, mai anevoie de fixat, versantul stîng cu pantă mai domoală.

Dacă versantul drept este însoțit doar de două petice de terasă de luncă, cel stîng are aproape pe toată lungimea sa evidente, două terase.

În ceea ce privește lățimea, valea Teleormanului este mult mai îngustă decît Vedea; astfel, lunca are în medie 1 km lățime, dar ajunge și la 2 km, cum e cazul în sectorul cuprins între satele Slăvești și Olteni. În dreptul terasei superioare (17—35 m) dintre Vitănești și confluența cu Teleormanul, valea se îngustează, se adîncește, iar ambii versanți au pante mari și sînt bine conservați.

b. Lunca

Riul Teleorman și-a sculptat o luncă mai puțin lată decît Vedea. Ea are lățimea în general de 1 km între Costești și Tătărăști; 2 km între Tătărăști și Brătășani; 1 km între Brătășani și Orbeasca; 500 m la Or-

beasca; 1,5 km între Orbeasca și confluența cu Clănița — afluent pe stînga; 400—500 m sub formă de „canion” între Pielea și confluența cu Teleormanul. După cum se vede, această luncă variază mult în lățime, putîndu-se distinge pe parcurs cel puțin 6 secțiuni.

Lunca este inundabilă în mare parte, mai ales în sectoarele Orbeasca, Vitănești, unde albia minoră datorită unei pante reduse este puțin adîncită în luncă.

Solul este aluvial, cu pinza freatică la suprafață, fapt pentru care lunca e folosită pentru intense culturi de cereale sau pe alocurea pentru grădini de zarzavaturi. Între Costești și Udapul, datorită solului nisipos și pietros, lunca este folosită mai ales ca terenuri de pășunat. Începînd însă de la Tătărăștii de Jos, unde apar bogate izvoare de luncă, aceasta este folosită mai ales pentru diverse culturi.

Izvoarele puternice care apar pe valea Teleormanului, sub malul drept sau direct din luncă, în regiunea Izvorul de Sus-Slăvești, ca și izvoarele numeroase cu debit bogat cam de la aceeași latitudine, pe văile Cîinelui, Burdei și Tecuciului, ne îndreptățesc să credem, că aici se termină conul de dejecție, se subțiază pietrișurile conului și stratul de argilă (levantină) pe care este așezată pinza freatică, se apropie de suprafață. Așa se și explică de ce abia de pe linia acestor puternice izvoare, văile respective au cursuri permanente de apă, chiar vara cînd evaporația este foarte puternică. În amonte de această linie de izvoare, vara, chiar albia minoră a Teleormanului este uscată (complet lipsită de apă).

În secțiunile unde panta luncii scade sub 1 m/km, apele rîului Teleorman sînt puțin adîncite în luncă (maximum 1,5 m), fapt pentru care rîul se despletește în numeroase brațe, apar în luncă bălți, brațe părăsite în toamă ca la Vitănești sau în zona de confluență cu Vedea.

Spre deosebire de lunca Vedei, lunca Teleormanului este bilaterală în prezent (apa curge în general pe la mijlocul luncii, neinstalîndu-se pe sub malul drept sau pe sub malul stîng, ca în cazul rîului Vedea). Aceasta poate că se datorește unei mișcări uniforme de coborîre a regiunii respective.

În general, albia minoră a Teleormanului variază ca lățime între 4 m la Costești și 10 m la confluența cu Vedea; este adîncită cu 1—8 m în luncă, are maluri abrupte, albia minoră este uscată vara pînă la linia de izvoare amintită mai sus și cu apă permanentă numai aval de aceste izvoare puternice.

c. Terasele

Rîul Teleorman și-a sculptat și el terase în propriile aluviuni. Terasa de luncă este tot așa de puțin dezvoltată ca și la Vedea, în schimb terasa de 5—7 m este generală. De asemenea terasele de 10—15 m, ca și cea de 17—35 m se găsesc de-a lungul acestui rîu, doar sub forma de petice.

Să le analizăm pe rînd:

Terasa de 2—3 m apare doar sub forma a două petice, pe stînga Teleormanului în dreptul satelor Ionești și Cornățel.

Terasa de 5—7 m poate fi considerată generală și se întinde pe aproximativ 90 km între Costești și confluența cu Vedea — pe stînga rîului — cu o mică întrerupere de 10 km, între Orbeasca și confluența Teleormanului cu afluentul său, Cilniștea.

Terasa de 10—15 m apare sub forma unui petic la Olteni.

Terasa de 17—35 m apare numai pe dreapta Teleormanului, între Vitănești și confluența cu Vedea.

Dacă terasa de luncă și cea înaltă de confluență sînt terase cu caractere asemănătoare celor ale Vedei, în ceea ce privește mai ales lățimea lor, terasa generală de 5—7 m are o lățime medie de 500—800 m și arareori depășește 1 km ca de exemplu la Udupul, Slăvești, Olteni, Orbeasca, Vitănești; același lucru se poate spune despre terasa de 10—15 m, care apare numai la Olteni.

Și terasele Teleormanului sînt încă conservate, deși podul lor este adesea fragmentat de văile ce înaintază de pe interfluviul din stînga. Sînt acoperite de o cuvertură de loess de 1—3 m și sînt folosite ca locuri pentru așezările omenești și pentru circulație. Majoritatea satelor din lungul văii Teleormanului se găsesc situate pe terasa de 5—7 m. Nu sînt deloc folosite în scopurile de mai sus, terasa de luncă, precum și cea înaltă de confluență.

Comparînd *terasele Vedei*: prima de luncă (2—3 m), a doua de 7—10 m, a treia de 12—15 m, și cu *terasele Teleormanului*: prima de asemenea de luncă de 2—3 m, a doua de 5—7 m, a treia de 10—15 m, rezultă că există o nepotrivire în altitudinea acestor terase. La Vedea, terasa a doua are 7—10 m, iar la Teleorman are 5—7 m; de asemenea terasa a treia la Vedea variază între 12 și 15 m, pe cînd la Teleorman între 10 și 15 m.

Dacă mai ținem seama de faptul că terase de aceeași valoare ca la Teleorman întîlnim la est de Teleorman, la Dimbovnic și Neajlov, rezultă, credem, că aici este vorba de mișcări strofice (pe arii restrînse): *de coborîre* între Teleorman și Argeș (poate sub influența zonei de subsidență); *de ridicare* de la Vedea spre Olt (lucru care s-ar explica și prin adîncimea mai mare a văilor de tipul Vedea). Această problemă o enunțăm cu toată rezerva pînă la studiul mai de amănunt.

d. Versanții

În această privință trebuie spus, că aici este vorba tot de o vale asimetrică, cu *versantul drept* bine individualizat, cu pantă mai mare, complexă, ce variază între 20 și 50° și foarte rareori folosită în alt scop decît pentru pădure sau pășune. Datorită pantei mari, pe alocuri acest versant este folosit pentru culturi de cereale.

Versantul stîng, ca și în cazul Vedei, adesea nu poate fi identificat decît pe teren, deoarece are pantă redusă din cauza materialului deluvial venit de pe interfluviu, care parazitează terasa cea mai înaltă.

Între confluența cu Clănița și confluența cu Vedea, versanții văii Teleormanului domină lunca mai îngustă. Lunca este adîncită cu circa 30 m, are pantă mare, dînd văii aspectul unui mic „canion”. Acest lucru se datorește după părerea noastră, faptului, că Dunărea — avînd un nivel de bază mai coborît — a forțat riurile Vedea și Teleorman să-și taie văi adînci îndată ce dau de Burnasul cu suprafața orizontală din sud.

În concluzie, valea Teleormanului este o vale asemănătoare cu aceea a Vedei, numai că atît lunca, cît și terasele au dimensiuni mai mici. Le

considerăm pe amîndouă de aceeași vîrstă, dar cu terase de valori diferite, datorită mișcărilor strofice de ridicare în cazul Vedei și de coborire în cazul Teleormanului.

3. Noua generație de văi

Între cele două văi limite — Cotmeana-Vedea și Teleorman — Cîmpia Burdea este tăiată în mai multe cîmpuri înguste, în aceeași direcție NV-SE, de către o serie de văi, dintr-o generație mai nouă. Acestea sînt următoarele, în direcția vest-est : *valea Tecuciului, valea Burdei, valea Tinoasei și valea Cîinelui.*

Caracterele principale ale acestei generații noi de văi, sînt :

— Toate au obîrșia în Cîmpia Burdei.

— Toate sînt văi afluențe Vedei pe stînga.

— Sînt puternic meandrate.

— În cursul lor superior sînt văi seci pe timpul verii ; au apă numai primăvara și toamna, provenită din topirea zăpezilor sau din ploi. Din această cauză, în cursul superior, firicelele de apă ce se scurg pe fundul văilor sînt barate de om pentru nevoile gospodărești.

— Au apă permanentă, aproximativ, numai începînd din cursul lor mijlociu și aceasta provenită din izvoarele uneori destul de bogate ce apar la baza versanților văilor. Valea Teleormanului are izvoare în regiunea satelor Recea-Slăvești ; valea Burdei are izvoare mai puternice între satele Burdea și Beuca ; valea Tinoasei între Săceni-Sfințești, iar valea Cîinelui izvoare și mai puternice între satele Căldăraru-Siliștea-Ciolănești. Considerăm că această linie puternică de izvoare, nu este altceva decît continuarea către Vedea (spre vest) a puternicelor izvoare ce apar pe Teleorman și Dimbovic, la aceeași latitudine. Apariția, acestor bogate izvoare, o punem pe seama terminării către sud a conului de dejecție Olt-Arges, deci a subțierii pietrișurilor conului, a apariției în malul acestor văi a stratului de argilă (poate levantină) și deci a posibilității scurgerii sub formă de izvoare a apelor acumulate în depozitele de pietrișuri și nisipuri ale conului. Un alt fapt, care pledează pentru același lucru, este și acela, că în puținele deschideri care apar în versanții văilor, structura încrucișată, torențială este aproape absentă la sud de zona acestor izvoare și foarte caracteristică la nordul acestei zone (fig. 4).

Panta Cîmpiei Burdea fiind redusă (1 m/km), pîrăiașele care se scurg pe fundul acestor văi meandreză puternic, au aspect de canal de 1—5 m lățime și de 0,50—1 m adîncime, cu pătura de apă de cîtiva zeci de cm.

Văile prezintă o disimetrie alternativă, avînd cînd un versant concav, cînd celălalt.

Pantele se mențin între 5 și 50°, după cum versantul este convex sau concav. În general pantele convexe sînt folosite pentru cultura cerealelor, iar cele concave sînt împădurite, sau lăsate ca terenuri pentru pășunat.

Toate aceste văi au ajuns, începînd din regiunile amintite pentru fiecare, datorită eroziunii, la stratul acvifer, fapt ce explică și existența izvoarelor.

Cu toate că prin caracterele amintite, aceste patru văi se aseamănă între ele, totuși le putem grupa în două, astfel : grupa formată din văile

Tecuciului și Tinoasei și grupa formată din văile Burdei și Ciinelui.

Prima grupă (văile Tecuciului și Tinoasei) se caracterizează prin cursuri de maximum 30 km lungime, mai puțin evoluat; acestea au valea mai mult în formă de „V”, cu lunci înguste abia în cursul inferior; nu au nici un fel de terase; albia minoră are forma unui mic canal; centrele populate se situează la contactul între vale și câmp.

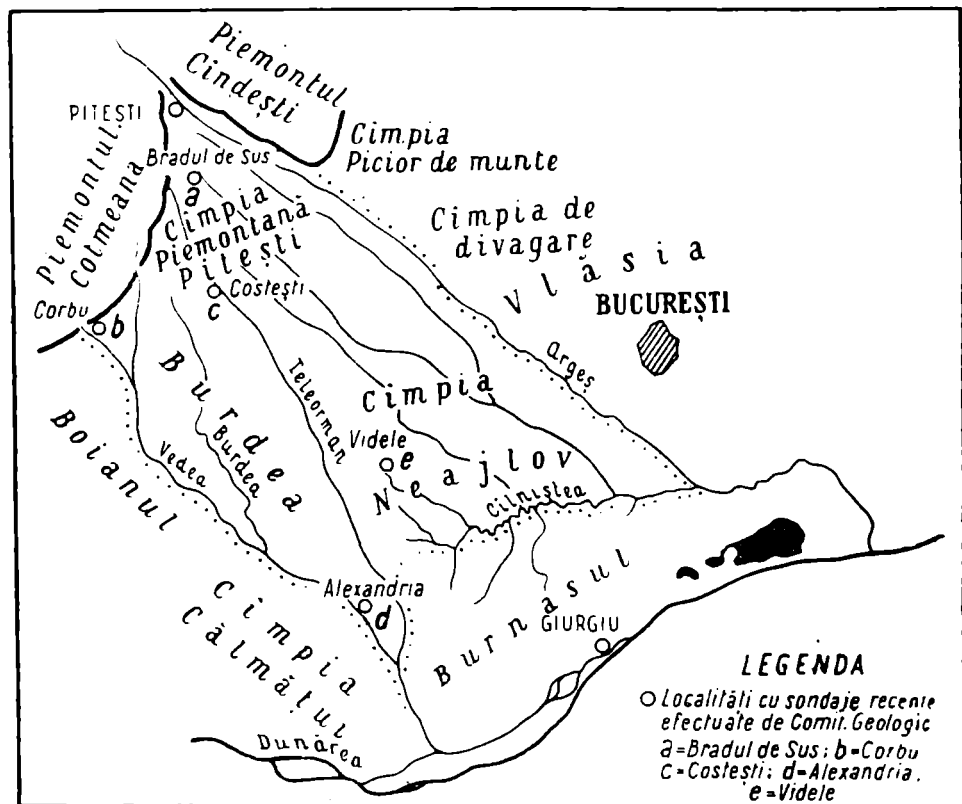


Fig. 4. -- Localități unde s-au efectuat sondaje recente de către Comitetul geologic.

A doua grupă (văile Burdei și Ciinelui) au de asemenea o serie de caractere comune: cursuri mult mai lungi (80—90 km); obârșia în partea cea mai nordică a Cimpiei Burdea; densitate mai mare a rețelei hidrografice (0,20—0,30) față de ceea ce este în restul Cimpiei Burdea, unde coeficientul de densitate al rețelei hidrografice este de 0,10—0,20, după cum rezultă din calculele prof. Tiberiu Moraru (14); pînă la zona izvoarelor, amintită mai sus, văile sînt uscate vara, nu au izvoare și nu au ajuns cu eroziunea la stratul acvifer; din zona izvoarelor (cursul lor mijlociu) aceste văi se lărgesc, își formează lunci care în cursul lor inferior se lătesc pînă la 1 km; apar două terase, una de luncă 2—3 m și alta de 10—15 m (la valea Burdei de la Beuca în aval, iar la valea Ciinelui de la Gârdești în aval); luncile sînt dominate de cîmpurile învecinate cu 10—20 m; sînt foarte rare alunecările pe pante; sînt folosite mai ales

pentru culturi de cereale, ca și terasele și luncile; centrele populate se situează pe terase, iar acolo unde acestea lipsesc chiar pe luncă; pe luncă pinza freatică este abundentă (1—2—3 m) și folosită adesea pentru udatul grădinilor de zarzavat; ambele văi prezintă numeroase văi afluențe, săpate în loess, seci, care fragmentează la maximum cîmpurile vecine.

Din cele expuse mai sus, rezultă că și generația tinăra de văi ce brăzdează Cîmpia Burdea se găsește în diferite stadii de evoluție: văile Tecuciului și Tinoasei într-un stadiu incipient de evoluție; valea Burdei — care drenează pe la centru cîmpia cu același nume — într-un stadiu mai avansat (aparitia teraselor de luncă), iar valea Ciinelui se găsește într-un stadiu și mai înaintat de evoluție (terasele mult mai bine dezvoltate, lunca largă și versanții bine individualizați).

B. CONCLUZII ASUPRA VĂILOR

Din analiza morfologică a sistemului de văi care brăzdează *Cîmpia Burdei*, în tabloul nr. 1 se pune în evidență sistemul de terase din lungul rîurilor.

Analizînd morfologic Cîmpia Burdea, ca și datele cuprinse în tabloul nr. 1, ajungem la următoarele rezultate:

— Rețeaua hidrografică din Cîmpia Burdea s-a format în cuaternarul superior și în actual.

— Grupa I din noua generație de văi (văile Tecuciului și Tinoasei) cuprinde văi puțin evaluate, spre deosebire de grupa a II-a din noua generație de văi (văile Burdei și Ciinelui) în care se încadrează văi ceva mai evaluate.

— Văile, în general adînci, indică ridicarea acestei regiuni în timpurile recente.

— Văile mai vechi, Cotmeana-Vedea și Teleormanul, sînt evaluate, asimetrice (versantul drept cu pantă mare și bine individualizată, cel stîng cu pantă mai redusă și adesea se poate stabili numai pe teren.

— Văile din tinăra generație au o simetrie alternativă (cînd versantul drept, cînd versantul stîng, concav sau convex).

— Procesele actuale pe pantă prezintă interes, ele lipsind aproape cu totul.

— Dezvoltarea mai redusă a teraselor, atît la Vedea în sectorul Roșiori-Peretu, cît și la Teleorman în sectorul Săceni-Măgura poate că se datorește culuarului depresionar cu direcția est-vest, care este valea Cîlniștei.

— Valea Cotmeana-Vedea, pe de o parte, și Teleormanul, pe de altă parte, sînt văi asemănătoare, numai că prima are dimensiuni mai mari (lunca și terasele mai bine dezvoltate). Le considerăm de aceeași vîrstă, dar au terase de valori diferite. Acest fenomen, credem, că se datorește mișcărilor strofice de ridicare în cazul Vedei, și de coborire în cazul Teleormanului.

— Direcția accentuată VNV-ESE, pe care o are Vedea între Ghimpeeni și Alexandria, poate că se datorește aceleiași cauze — prelungirea ulucului depresionar Cîlniștea spre vest, care, credem, nu este o linie de falie, ci o regiune mai coborîtă de întîlnire a materialelor balcanice aduse

Tabloul nr. 1

Terasa de-a lungul rariilor din Cimpia Burdea

Nr. crt.	Terasa (m)	Vârsta	Denumirea văilor					
			Văi mai vechi			Noua generație de văi		
			Cotmeana-Vedea	Teleorman	Tecuciului	Burdei	Tinoasei	Cîlnelui
1.	2-3	Holocen	Pe stînga Cotmeanei în dreptul comunelor Stolnic și Hirăești, Ghimpești, Smîrdloasa	Pe stînga Teleormanului în dreptul satelor Ionești și Cornăței	—	Între Beuca și confluența alternativ pe stînga sau pe dreapta	—	Pe dreapta la Gărdăești, Necăești, Vîrtoapele
2.	5-7	Holocen	—	Pe stînga Teleormanului între Costești și confluența cu Vedea pe distanță de 90 km. Are întrerupere între Orbeasca și confluența cu Cîlnița	—	—	—	—
3.	7-10	Würm II	Terasa sub formă de petișor: la Pădureți, la Uriuleni, între Tufanii din Vale-Didești, petișorul de la Papa. Reapare între Dulceanca și Mavrodin	—	—	—	—	—
4.	10-12	Würm II	—	—	—	De la Beuca în aval	—	De la Vîrtoapele în aval
5.	10-15	Würm II	—	Pe stînga Teleormanului la Olteni și Vîtănești-Purani	—	—	—	—
6.	12-15	Würm II	Pe stînga Cotmeanei între Pădureți și Tufanii din Deal	—	—	—	—	—
7.	17-35	Würm I	Pe stînga Vedei între Mavrodin și confluența cu Teleormanul. Pe dreapta Vedei la Smîrdloasa	Pe dreapta Teleormanului între Vîtănești și confluența cu Vedea	—	—	—	—

din sud cu cele carpatice aduse din nord, așa după cum afirma și V. Mihăilescu. Desigur, sondajele ulterioare vor afirma sau infirma această părere.

— Atît riurile mai mari: Cotmeana-Vedea și Teleormanul, cît și pîrâiașele care străbat spațiul studiat au apă permanentă numai de la zona de izvoare amintită, spre sud. La această zonă de izvoare puternice, considerăm că e capătul sudic al conului de defecție Olt-Argeș, iar spre sud începe cîmpia de loess în care pătura de loess, chiar pe terase (profil în terasa înaltă a Vedei pe stînga la Alexandria), atinge 5 m grosime.

C. MORFOLOGIA INTERFLUVIILOR

Cîmpia Burdea este — după cum am arătat — o cîmpie de loess, cu suprafață netedă, în care agenții subaerieni (mai ales apele curgătoare) au tăiat văi adînci, cele mai multe cu lunci și terase larg desfășurate, și unele dintre ele cu profil în formă de „V” larg deschis (o parte din văile cele mai tinere). Ea este formată din pietrișuri și nisipuri cu structură tipică torențială în nord, și nisipuri mai fine, dispuse și orizontal, dar și torențial, în sud (profilul din terasa superioară de la Alexandria, a Vedei). Aceste materiale sînt acoperite la suprafață de o pătură de loess, care se îngroașe pe măsură ce înaintezi de la nord spre sud.

Rîurile ce străbat Cîmpia Burdea, în afară de cele care formează limitele la vest și est (respectiv Cotmeana-Vedea și Teleormanul), sînt ape — unele cu văi mai evoluat (văile Burdei și Cîinelui), cu terase și lunci largi, altele cu văi în formă de „V”, în stadiul de evoluție incipientă. Toate, însă, fac parte din cea mai tînără generație de văi. Pîraiele, fiind alimentate numai din izvoare de cîmpie cu debit nu prea mare, stau direct sub influența climei, a precipitațiilor neregulate și puțin abundente (ploile cad între 500 și 700 mm anual și sînt repartizate primăvara și la începutul verii).

Din această cauză, se produc revărsări primăvara și adesea secări complete, vara.

Toate aceste ape sînt afluențe pe dreapta Vedei și au direcția generală NV-SE, din ce în ce mai accentuată, de la vest către est.

Pe Cîmpia Burdea se deosebesc de la NV-SE trei interfluvii principale: 1) între Cotmeana-Vedea și Burdea; 2) între valea Burdei și valea Cîinelui; 3) între valea Cîinelui-valea Vedei și valea Teleormanului. Primul și al doilea, la rîndul lor, sînt tăiate în partea sudică în două de cele două văi din tînăra generație mai puțin evoluat, respectiv, văile Tecucului și Tinoasei.

În ceea ce privește lungimea, primul interfluviu se desfășoară pe 60 km în linie. Lățimea sa variază de la 5 km la nord și la sud, pînă la 10 km în partea centrală.

Al doilea interfluviu are 70 km lungime, 4—5 km lățime la nord și 10 km lățime în partea centrală și sudică.

Al treilea interfluviu este cel mai lung — 90 km — și are o lățime ce variază între 5 și 10 km.

Panta medie a acestei cîmpii, luată în general, este de 1,70 m/km (la nord 245 m alt. abs.; la sud 92 m alt. abs.). Totuși, panta nu este uniformă; se poate stabili cel puțin 4 valori de pantă, astfel: 1) între limita

nordică a cîmpiei spre sud, pînă la o linie care unește satele — Birla (pe Cotmeana) — Burdea (pe valea Burdei) — Căldăraru (pe valea Cînelui) și Izvorul de Jos (pe valea Teleormanului), pe distanța de 25 km, panta e mare atîngînd 2,75 m pe km; 2) de la această linie de sate spre sud pînă la Odobeasca (pe valea Burdei) — Rădoești (pe valea Tinoasei) — Orbeasca (pe valea Teleormanului), panta se micșorează la 1,75 m/km, pe distanța NV-SE de 40 km; 3) a treia secțiune de pantă începe la nord de această linie și se continuă la sud pînă la satele — Peretu (pe Vedea) — Mavrodin (pe valea Cînelui) — Vitănești (pe valea Teleormanului), unde pe distanță de 10—15 km panta se reduce la 0,20—0,25 m/km, adică este aproape inexistentă; 4) în sfîrșit, ultima secțiune între Alexandria (pe Vedea) — Vitănești (pe Teleorman) spre sud pînă la Smîrdioasa, panta în general abia atinge 0,33 m/km, dar altitudinea absolută se menține între 98 și 92 m, adică mai mare decît în secțiunea a III-a, care variază între 89 și 90 m.

În prima secțiune, panta este mai mare datorită existenței capătului sudic al conului de dejecție Olt-Argeș; în secțiunea a II-a panta e mai redusă, deoarece apare cîmpia de loess; în secțiunea a III-a, panta este foarte redusă, datorită prelungirii vestice a ulucului depresionar Cîlniștea spre vest; secțiunea a IV-a este mai ridicată fiind în imediata vecinătate a Burnasului mai înalt și cu suprafață ortzontală.

În secțiunea nordică, interfluviile sînt netede și mai puțin fragmentate (0,10—0,20); în a II-a, fragmentarea este mai puternică (0,20—0,30 după T. M o r a r u), datorită generației noi de văi; în secțiunea a III-a, cu pantă foarte redusă, apar pe interfluvii numeroase lacuri cele mai multe uscate pe timpul verii, găvane de 0,5—2 m adîncime și diametrul de 100 m, padine de dimensiuni mai mari; în secțiunea a IV-a există un singur interfluviu format din terasa înaltă de confluență de pe stînga Vedei și de pe dreapta Teleormanului. Între aceste terase înalte se interpune un îngust interfluviu care domină terasa înaltă cu cîțiva metri și este marcat printr-o serie de movile antropogene (gorgane).

• VI. RAIONAREA GEOMORFOLOGICĂ

Sinteza rezultatelor obținute în urma analizei morfologice, făcută în capitolul precedent, este *raionarea morfologică*, adică încercarea de trasare de limite, precum și caracterizarea unităților și subunităților geomorfologice din unitatea fizico-geografică, *Cîmpia Burdea*.

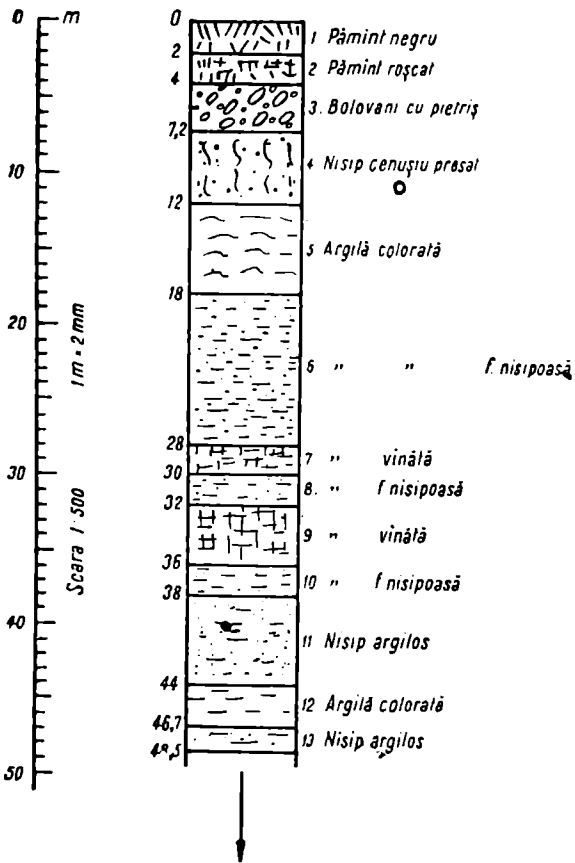
Facem această raionare geomorfologică, pentru a caracteriza diferitele porțiuni ale reliefului, în scopul schițării de măsuri practice, legate de folosirea cît mai rațională a acestui teritoriu. Desigur, la rîndul său, acest lucru va contribui la dezvoltarea agriculturii socialiste (fig. 2).

Criteriile, care stau la baza acestei raionări geomorfologice, sînt: *altitudinea, caracterul pantei, sistemul de văi, gradul de fragmentare, aspectul interfluviilor și caracterul lor, criteriul hidrogeologic, procesele actuale etc.*

Pornind de la faptul, că întreaga unitate fizico-geografică — Cîmpia Romînă — este o regiune geomorfologică, ea se împarte în mai multe subregiuni (vestică, centrală și estică).

Subregiunea vestică se desfășoară între Argeș la est, Olt la vest, Piemontul Getic la nord și Dunărea la sud.

Comuna Bradu de Sus



Stația Corbu

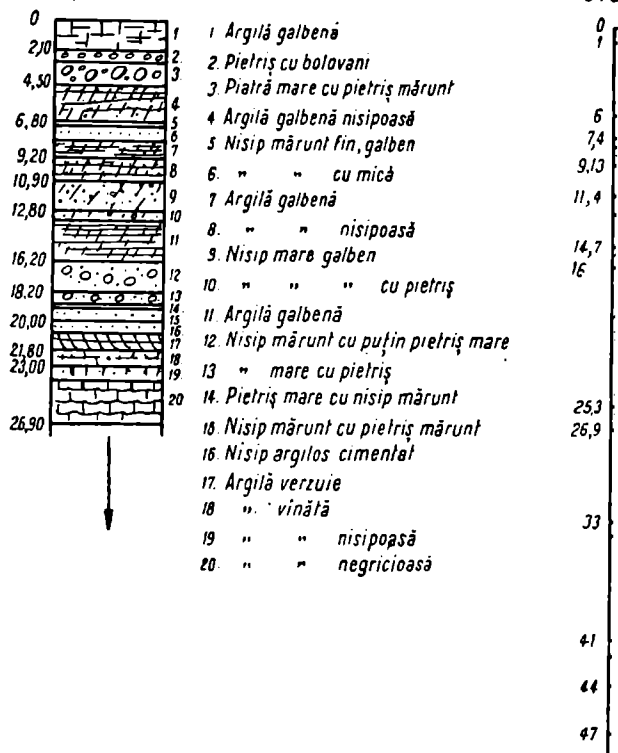
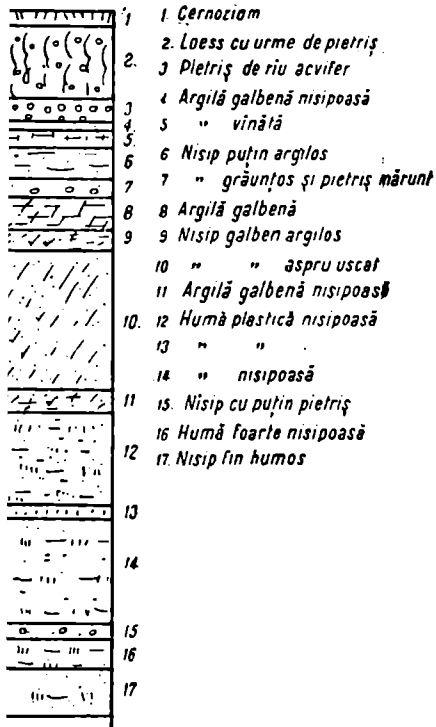
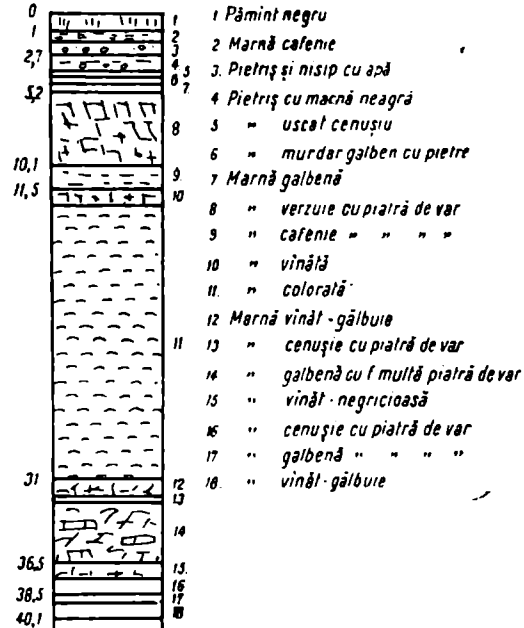


Fig. 5. — Profile geologice înt

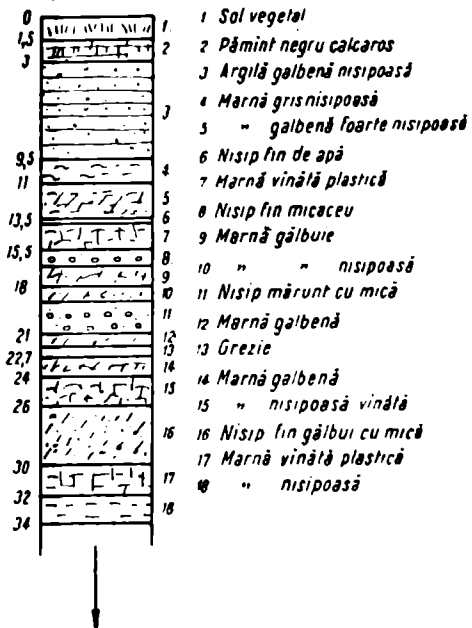
Ţia Costeşti



Primăria Alexandria



Staţia Videle



ocinite după sondajele recente ale Comitetului geologic.

În subregiunea geomorfologică apuseană se deosebesc următoarele raioane geomorfologice: *Cîmpia piemontană Pitești*, *Cîmpia Neajlovului*, *Cîmpia Burnasului*, *Cîmpia Burdei*, *Cîmpia Boianului* și *Cîmpia Călmățuiului*.

Într-adevăr, ținînd seamă de criteriile amintite mai sus, *Cîmpia Burdea* poate constitui un raion geomorfologic, care se deosebește printr-o serie de caractere, de raioanele geomorfologice vecine, lucru deja făcut la punctul doi din capitolul I al prezentei lucrări, intitulat: *Individualitatea Cîmpiei Burdea față de unitățile morfologice vecine*.

În cadrul raionului geomorfologic *Burdea*, pe baza criteriilor menționate, am deosebit 4 subraioane geomorfologice: 1) *Subraionul Satu-Nou*; 2) *Subraionul Beuca*; 3) *Subraionul Călinești* și 4) *Subraionul Alexandria-Vitânești-Smîrdioasa*.

Denumirile subraioanelor geomorfologice s-au dat după așezările centrale lor, deci nu sînt cele mai importante; poate, că ar fi bine, ca pentru al doilea subraion să păstrăm numele de *Vîrtoapele*, pentru al treilea de *Roșiorii de Vede*, iar pentru al patrulea de *Alexandria*, deși aceste trei centre populate se situează la periferia subraioanelor respective.

1. *Subraionul geomorfologic Satu-Nou* ocupă partea nordică a Cîmpiei Burdea, pînă la linia de sate amintite: Birla-Burdea-Căldăraru-Izvoru de Jos. Altitudinea absolută coboară de la 245 m în nord, la 167 m în sud; are o pantă mai mare de 2,75 m/km. E străbătut în aceeași direcție de două văi principale: cursul superior al văii Burdea și al văii Cîinelui, care sînt uscate pe timpul verii, cu profil în formă de „V” larg deschis. Aici nu apar izvoare, apa se găsește la mare adîncime, 20—30 m pe interfluvii, și ca urmare, așezările omenеști sînt puține, mici și numai în partea sudică a subraionului, unde pe văi adîncimea pînzei freatice este mai mică. Solul este brun de pădure pseudogleizat pe interfluvii și brun de pădure podzolit pe terasa superioară a Cotmenei. Aceste soluri sînt folosite pentru agricultură. După aceea urmează loessul care este subțire, găsindu-se așezat peste pietrișurile grosiere ale conului de dejecție.

2. *Subraionul Beuca* ocupă partea centrală a raionului geomorfologic, în sud întinzîndu-se pînă la linia satelor: Odobeasca-Rădoești-Orbeasca. Acesta este subraionul cel mai întins, desfășurîndu-se pe 40 km în direcția NV-SE și pe 35 km în direcția vest-est. Panta se reduce la 1,75 m/km.

Densitatea rețelei de văi, după Tiberiu Moraru, este de 0,20—0,30 pe km², deci mai mare datorită numeroaselor văi afluate celor 4 văi principale, care și desfășoară cursul lor mijlociu și inferior în acest subraion geomorfologic.

Văile principale prezintă o luncă destul de largă, versanții sînt bine individualizați, cu două terase, iar rîurile permanente, alimentate din bogatele izvoare ce apar aici (sfîrșitul conului de dejecție), din cauza unei pante reduse, meandrează puternic în luncile largi.

Așezările omenеști sînt numeroase, mari și se înșiră ca mărgelele pe o ață, ocupînd terasele sau luncile, porțiunile neinundabile.

Procesele actuale pe pante sînt incipiente.

Interfluviile sînt în număr de șase.

Stratul de loess e mult mai gros (cîțiva metri), iar interfluviile sînt folosite pentru culturi de cereale, în timp ce văile (luncile și terasele), pentru așezările omenеști, circulație, grădini de zarzavaturi sau pășuni.

O caracteristică a acestui subraion geomorfologic este bogăția de izvoare, unele cu debit destul de important, care apar în număr mare la baza versanților văilor principale (Tecuciului, Burdei, Tinoasei și Ciinelui)—element hidrologic important, ce a atras de timpuriu numeroase așezări omenești, pe fundul văilor.

3. *Subraionul Călinești* se întinde către sud numai pe 15 km, pînă la linia satelor Peretu-Mavrodin-Vitânești. Acesta este un subraion mult mai restrîns, unde panta scade foarte mult la 0,20—0,25 m/km. Credem, că aceasta se datorește prelungirii vestice a ulucului depresionar Cîlniștea pînă la Roșiorii de Vede.

Văile din noua generație, pe această porțiune, se lărgesc mult, au terase dezvoltate (ca cea de luncă și medie), iar interfluviile sînt pline de covuri de dimensiuni mici, ocupate adeseori de lacuri care seacă vara; cele mai mari poartă numele de padine sau găvane și provin din tasările din loess. Multe dintre ele au apă și pe timpul verii.

Regiunea este intens folosită pentru cultura cerealelor.

4. *Subraionul sudic* (Alexandria-Vitânești-Smîrdioasa) este cel mai puțin întins, reducîndu-se, după cum am arătat mai sus, la terasa înaltă de confluență de pe stînga Vedei între Mavrodin și Smîrdioasa, și de pe dreapta Teleormanului, între Vitânești și Smîrdioasa (terasa 17—35 m).

Terasa înaltă de pe Vedeia este despărțită de cea dinspre Teleorman de o cumpănă de ape foarte îngustă (500 m—1 km), marcată de o serie de movile antropogene (gorgane).

Acest subraion are o pantă de 0,33 m/km pe distanță de 20 km, deci destul de redusă. Are altitudinea absolută mai mare decît subraionul de la nord, datorită faptului că se găsește în imediata apropiere a Burnasului din est. Suprafața sa este aproape orizontală. Solul este un cernoziom levigat, folosit pentru culturi de cereale. Acest subraion este lipsit cu totul de așezări omenești; acestea sînt grupate numai pe cele două văi care-l delimitează la vest (valea Vedei) și la est (valea Teleormanului).

Densitatea rețelei de văi este redusă (0,10/km²).

Apă se găsește la mare adîncime (25—35 m).

CONCLUZII GENERALE

Din analiza făcută asupra evoluției paleogeografice a regiunii, din analiza morfologică a sistemului de văi și a interfluviilor, precum și din sinteza acestora — raionarea geomorfologică — ajungem la următoarele *concluzii de ordin teoretic și practic*:

— Cîmpia Burdea este o unitate morfologică, bine individualizată față de unitățile vecine.

— Depozitele torențiale ale conului de dejecție Olt-Argeș, din partea nordică a Cîmpiei Burdea, sînt acoperite la suprafață de o pătură de loess din ce în ce mai groasă, pe măsură ce înaintăm de la nord spre sud.

— Solul în părțile nordică și centrală este de pădure pseudogleizat, iar spre sud se transformă în cernoziom levigat.

— Aspectul general este acela al unei cîmpii de loess în care agenții externi — în special eroziunea fluviatilă — au săpat văi adînci, cu lunci și terase în general bine dezvoltate, în afară de tînăra generație de văi, care se găsește într-un stadiu inițial de evoluție.

— Rețeaua de ape din Cîmpia Burdei s-a format în cuaternarul superior, probabil înainte de Würm (văile Cotmeana-Vedea și Teleorman) și în holocen (generație mai nouă de văi).

— Marea adîncime a văilor indică ridicarea acestei regiuni în timpurile recente.

— Văile mai vechi sînt evaluate (adînci, largi, cu lunci și terase bine dezvoltate), pe cînd văile tinere sînt la începutul evoluției lor. Din această cauză, procesele actuale pe pantă sînt dezvoltate la văile mai vechi și inexistente la generația mai nouă de văi.

— Dezvoltarea mai redusă a teraselor la rîuri, în subraionul geomorfologic Călinești, se datorește probabil prelungirii ulucului depresionar — Cîlniștea — spre vest pînă la Roșiorii de Vede, așa cum rezultă din analiza hipsometriei de pe hărțile topografice 1 : 100 000 și 1 : 20 000.

— Considerăm, văile care încadrează Cîmpia Burdea — Cotmeana, Vedea și Teleorman — ca fiind de aceeași vîrstă; toate și-au creat cursul lor mijlociu pe terasa superioară a Argeșului la sud de Pitești. Au însă, după cum am arătat la capitolul — văi — terase de dimensiuni diferite, lucru care se explică, credem, prin mișcările strofice, de ridicare în cazul Vedei și de coborîre în cazul Teleormanului.

— Direcția accentuată — VNV-ESE — a Vedei între Ghimpețeni și Alexandria are drept cauză prelungirea ariei depresionare a Cîlniștei spre vest și nord-vest; credem, că această linie depresionară nu este o falie, ci o zonă mai coborîtă de întîlnire a materialelor balcanice și a celor carpatice, așa după cum am arătat de altfel — fără să aducă dovezi — V. Mișăilescu, mai de mult.

Deocamdată, din observațiile personale de teren, am constatat că există diferențe în aspectul materialului din Burnas și cele mai de la nord, așa cum apare în deschiderea din fața satului Letca Nouă de pe Glavacioc și în deschiderea din malul drept al Cîlniștei, în fața satului Strîmba.

Diferențele constau atît în stratificație, cît și în mărimea materialelor (nisipuri și pietrișuri).

Analiza de laborator a rocilor va infirma sau confirma această părere.

În sudul subraionului geomorfologic Beuca — unde sub versanții văilor apar izvoare numeroase cu debit însemnat. — se termină conul de dejecție Olt-Argeș. În această zonă apare stratul de argilă levantină pe care se găsesc așezate materialele conului de dejecție — pietrișuri și nisipuri cu structură torențială. Așa se explică existența numeroaselor izvoare cu debit apreciabil. Ca urmare a acestor izvoare, apele au cursuri permanente și regiunea este mult mai fragmentată de eroziunea fluvială.

Din analiza celor cîtorva foraje puse la dispoziție de Comitetul geologic (fig. 4) în punctele : *Bradul de Sus, Crovu, Costești, Alexandria* și *Videle* rezultă cîteva elemente de ordin geologic, pe care le dăm mai jos (fig. 5) :

1) În forajul de la gara Videle (Cîmpia Neajlovului), din analiza constituției litologice a depozitelor se vede, că prelungirea sudică a conului de dejecție al Argeșului ajunge pînă aici. Alternanța de nisipuri, pietrișuri și argile cu o grosime de 21 m, ar reprezenta levantinul superior (pietrișuri de Cîndești). Același lucru se poate vedea și din forajele de la Corbu și Costești din cadrul Cîmpiei Burdea, unde aceleași alternanțe de faciesuri ar reprezenta prelungirea mai la sud de această limită a conului.

2) În același timp, analizind forajul făcut la Alexandria (Sfatul Popular), depozitele cuaternare nisipuri și pietrișuri aluviale stau direct pe un complex marno-argilos, care după cîte se pare reprezintă partea superioară a levantinului. Acest lucru mai arată, că pe la nord de Alexandria, pe lângă Bălțați-Orbeasca se termină spre sud conul de dejecție, indicat și de linia puternică de izvoare, așa cum am arătat mai sus.

— În subraioanele geomorfologice nordice panta interfluviilor e mai mare din cauza formei conului de dejecție.

— În subraionul Călinești apar numeroase crovuri, de dimensiuni mici, ca urmare a tasărilor în loess, în regiune cu pantă foarte redusă.

Propuneri de ordin practic :

— Ararea versanților destul de numeroși în sensul curbelor de nivel și nu în acela al pantelor. Acest lucru e evident la tînăra generație de văi, unde solul este cărat cu ușurință pe fundul văilor ; șiroirea este ajutată în opera sa distructivă de aratul în sensul pantelor.

— Folosirea minunatelor lunci, cu pînza freatică abundantă și la suprafață, nu pentru culturi de cereale sau pășunat, ci pentru legumicultură pe scară întinsă.

— Plantarea de perdele forestiere sus pe interfluvii, mai ales în subraionul geomorfologic Satu-Nou.

— Desecarea numeroaselor bălți, mlaștini, focare de paludism, din subraionul geomorfologic Călinești.

— Desființarea benturilor foarte numeroase din satele din nordul Cîmpiei Burdea — care constituie de asemenea focare de răspîndire a bolilor mai ales la animale și păsări care folosesc aceste ape stătute și înlocuirea lor cu apă din pînza freatică prin ajutorul pompelor sau chiar fîntinilor obișnuite, dar de adîncime mai mare.

— Îngrășarea artificială a solurilor mai ales în subraionul geomorfologic Satu-Nou, care dă recolte slabe anual, datorită solurilor sărăcăcioase.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В РАВНИНЕ БУРДЯ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В настоящей работе автор излагает результаты исследований местности, произведенных им летом 1955 года и относящихся к вопросам геоморфологии.

Работа содержит 7 глав: I. Географическое положение равнины Бурдя в пределах румынской равнины и ее индивидуальный характер; II. Исторический обзор географических исследований; III. Границы; IV. Геологические данные и палеогеографическая эволюция местности; V. Морфологический анализ; VI. Геоморфологическое районирование; VII. Общие выводы.

В главе 1 — *Географическое положение равнины Бурдя и ее индивидуальный характер* — указывается, что эта равнина, представляющая собой небольшую часть большой Румынской равнины, занимает центр этой последней между Олтом и Арджошем: с точки зрения физической географии, вышеупомянутая местность резко отличается как от олтенской части Румынской равнины, так и от восточной части последней.

В той же главе изложены физико-географические условия в равнине Бурдя по сравнению с соседними физико-географическими формациями. Автор приходит к выводу, что, с точки зрения физико-географической и морфологической, эта равнина представляет собой особую формацию. Автор отмечает следующие, соседние с равниной Бурдя, морфологические единицы: предгорье Котмяна (СЗ), предгорную равнину Питешти (СВ), равнину Няжлова (В), Бурмасул (ЮВ), равнину Калмацуя (ЮЗ) и равнину Бояна (З).

В главе II — *Исторический обзор географических исследований* — указывается на то, что первые исследования Румынской равнины сплетаются с геологическими исследованиями и носят общий характер.

После труда Г. Вулсана о Румынской равнине, ставшего классическим, несмотря на свой общий характер, начиная с 1924 года, появляется ряд детальных трудов, касающихся различных частей Румынской равнины.

Работы, предпринятые, начиная с 1953 года, Географическим научно-исследовательским институтом, в число которых входит и настоящая работа, имели ввиду как разрешение некоторых теоретических вопросов, так и практические вопросы, связанные с социалистическим преобразованием сельского хозяйства в РНР.

В главе III — *Границы* — намечаются морфологические границы подразделений на востоке и на западе, а на северо-западе — географическая граница.

В главе IV приведены некоторые геологические данные, и представлена палеогеографическая эволюция местности, из которых вытекает, что этот участок Румынской равнины, в своей северной и центральной части, расположен на конусе выноса Олта-Арджеша, заканчивающемся на юге мощной линией ветоchnиков.

В главе V — *Морфологический анализ* — являющейся самой важной частью работы, поочередно рассматриваются:

A. Система долин (долина Котмяна-Ведя, долина Телеормана, новообразовавшиеся долины). Рассматривается характер каждой долины, поймы, террасы, склоны и малое русло соответствующей реки. В начале этого подотдела говорится об эволюции гидрографической сети и приводится ряд новых точек зрения.

B. Выводы относительно долин.

B. Морфология междуречий:

В главе VI — *Геоморфологическое районирование*, — опираясь на геоморфологические критерии (высота, особенности склона, система долин, степень расчленения, морфология междуречий, текущие процессы, гидрогеологические критерии), автор различает, в пределах геоморфологического района равнины Бурдя, 4 геоморфологических подрайона, а именно: Сату-Ноу, Буека, Рошиор де Веде и Александрия.

Это геоморфологическое районирование произведено для того, чтобы охарактеризовать различные участки рельефа с целью наметить практические мероприятия, связанные с наиболее рациональным использованием этой территории для сельского хозяйства на пути к социализму.

В главе VII делается ряд *общих выводов* теоретического и практического характера.

К работе приложен обширный список библиографии, которой пользовался автор. Текст сопровождается 5 чертежами (общая геоморфологическая

карта с геоморфологическим районированием, литологические профили, географические профили и т. д.).

Работа содержит новые данные о морфологии Румынской равнины.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Равнина Бурдя. Геологическая карта.

Рис. 2. — Равнина Бурдя. Морфологическая карта и геоморфологическое районирование (составлена И. Рăдулеску).

Рис. 3. — Поперечный профиль равнины Бурдя.

Рис. 4. — Местности, в которых Геологический комитет произвел недавно разведочные работы.

Рис. 5. — Геологические профили, начерченные согласно недавним разведочным работам.

OBSERVATIONS GÉOMORFOLOGIQUES DANS LA PLAINE DE BURDEA

(RÉSUMÉ)

Dans l'été de l'année 1955, l'auteur a étudié sur place des problèmes de géomorphologie et il en expose ici les résultats.

Son ouvrage comporte sept chapitres : I. Situation géographique de la Plaine de Burdea par rapport à la Cîmpia Romînă (Plaine Roumaine), et son individualité ; II. Historique des recherches géographiques ; III. Limites ; IV. Données géologiques et évolution paléogéographique de la région ; V. Analyse morphologique ; VI. Division en zones géomorphologiques ; VII. Conclusions générales.

Situation géographique et individualité de la Plaine de Burdea. L'auteur montre que cette plaine, qui n'est qu'un fragment de la grande Plaine Roumaine, en occupe le centre, entre l'Olt et l'Argeş, région qui se distingue nettement, au point de vue de la géographie physique, tant de la partie occidentale de la Plaine Roumaine que de sa partie orientale.

Dans ce chapitre, il expose également les conditions physico-géographiques de la Plaine de Burdea et il les compare aux conditions des unités physico-géographiques voisines, aboutissant à la conclusion que cette plaine constitue une unité physico-géographique et morphologique à part. Les unités morphologiques voisines de la Plaine de Burdea distinguées par l'auteur sont : le piédmont de Cotmeana (N-O), la plaine du piédmont de Piteşti (N-E), la plaine du Neajlov (E), Burnas (S-E), la plaine du Călmăţui (S-O) et la plaine du Boian (O).

Historique des investigations géographiques. Les premières recherches ayant trait à la Plaine Roumaine s'entremêlent avec les recherches géologiques et ont un caractère général.

Après l'ouvrage d'un caractère général, publié jadis par G. Vilsan, au sujet de la Plaine Roumaine — ouvrage devenu classique — on vit paraître, à partir de 1924, toute une série de travaux traitant en détail de différentes portions de la Plaine Roumaine.

Les travaux entrepris à partir de 1953 par l'Institut de Recherches Géographiques, et dont fait également partie la présente étude, ont pour-

suivi tant la solution de certains problèmes théoriques que des problèmes pratiques ayant trait à la transformation socialiste de l'agriculture de la République Populaire Roumaine.

Limites. L'auteur trace les limites morphologiques de compartiment, à l'Est et à l'Ouest, quant au N-O, la limite géographique.

Le chapitre IV comprend quelques *données géologiques et l'on y montre l'évolution paléogéographique de la région*, dont il résulte que, dans ses parties septentrionale et centrale, ce fragment de la Plaine Roumaine est situé sur le cône de déjections Olt-Arges, se terminant vers le Sud par une puissante ligne de sources.

L'*Analyse morphologique*, la partie la plus importante du travail, examine successivement :

A. Le système de vallées (vallée de Cotmeana-Vedea, vallée du Teleorman, la nouvelle génération de vallées). Pour chaque vallée, on considère son caractère, les prairies, les terrasses, les versants, le lit mineur de la rivière respective. Au début de ce sous-chapitre, on s'occupe de *l'évolution du réseau hydrographique* et l'on apporte toute une série d'opinions nouvelles.

B. Les conclusions concernant les vallées.

C. La morphologie des interfleuves.

Division en zones géomorphologiques. Se basant sur des critères géomorphologiques (altitude, caractère de la pente, système de vallées, degré de fragmentation, morphologie des interfleuves, processus actuels, critérium hydrogéologique), l'auteur distingue quatre zones géomorphologiques de la Plaine de Burdea. Ce sont : les subdivisions géomorphologiques de Satu-Nou, de Beuca, de Roșiorii de Vede et d'Alexandria.

On a procédé à l'établissement de subdivisions géomorphologiques afin de mieux caractériser les différentes portions du relief et dans le but d'esquisser des mesures pratiques, en vue d'utiliser ce territoire d'une manière aussi rationnelle que possible pour le développement socialiste de l'agriculture.

Le chapitre VII comprend toute une série de *conclusions générales*, d'ordre théorique aussi bien que pratique.

Le présent travail comprend une riche bibliographie ainsi que cinq croquis (une carte géomorphologique générale avec les divisions géomorphologiques, des profils lithologiques et géographiques, etc.).

Ce travail apporte une série de contributions nouvelles à la connaissance détaillée de la morphologie de la Plaine Roumaine.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte géologique de la Plaine de Burdea.

Fig. 2. — Plaine de Burdea, carte morphologique et division géomorphologique (carte dressée par I. Rădulescu).

Fig. 3. — Profils transversaux de la Plaine de Burdea.

Fig. 4. — Localités où des sondages ont été récemment effectués par le Comité Géologique.

Fig. 5. — Profils géologiques établis d'après les récents sondages du Comité Géologique.

BIBLIOGRAFIE

1. Aldem Dimitrescu Al. *Adevăratele probleme a Cîmpiei Române*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1914, vol. VI.
2. Bondarciuk V. G., *Osnovi gheormorfologhii*. Moscova, 1952.

3. Brătescu C., *Oscilațiile de nivel ale apelor și bazinul Mării Negre în cuaternar*. Bul. Soc. geogr., 1943, t. LXX.
4. Coteț Petre, *Piemonturile de acunulare și importanța studiului lor*. Probl. de geografie, 1956, vol. III.
5. — *Clniștea — o vale tectonică de tip balcanic*. Revista geografică a I.C.G., 1946, vol. III, fasc. 1—3, p. 35.
6. — *Metode de reprezentări cartografice*. Ed. tehnică, București, 1954.
7. Florea N., *Scurtă privire asupra soluțiilor din partea sudică a regiunii Pitești*. Prob. agricole din 1956 (sub tipar).
8. — *Harta soluțiilor R.P.R. la scara 1:2 500 000* Natura, 1955, nr. 3.
9. * * * *Harta geologică a României, scara 1:500 000* foile 5 a și 5 b. Inst. geol. rom.
10. Liteanu E., *Geologia finutului de cîmpie a bazinului inferior al Argeșului și a teraselor Dunării*. Comitetul geologic, București, 1953.
11. Mihăilescu V., *Asupra teraselor morfologice*. București, 1945—1946.
12. — *Privire retrospectivă și orientări asupra unor probleme geografice din raza Universității bucureștene*. Cercetări și studii geografice, 1937—1938, vol. I, seria a II-a, p. 41.
13. Martonne Emm. de, *La Valachie*, Paris, 1902.
14. Morariu Tiberiu și Savu Al., *Densitatea rețelei hidrografice din Transilvania, Banat, Crișana și Maramureș*. Prob. de geografie, 1955, vol. II.
15. Mrazec L., *Cîteva observații asupra cursurilor rîurilor în Valachia (Țara Românească)*. Anuarul Muzeului de geologie, București, 1895.
16. Mrazec L. et W. Teisseyre, *Esquisse tectonique de la Roumanie*. Congr. Intern. du Pétrole, Troisième session, București, 1907.
17. Murgoci G., *La plaine roumaine et la balla du Danube*. Congr. Intern. du Pétrole, Troisième session, București, 1907.
18. * * * *Manualul inginerului de mine*. Ed. tehnică, București, 1951.
19. Popp N., *Harta Cîmpiei Române*. Rev. geogr., București, 1946, anul I, p. 58.
20. — *Formarea Cîmpiei Române. O ipoteză de lucru*. București, 1947.
21. Protopopescu-Pache Em., *Cercetări agrogeologice în Cîmpia Română dintre V. Mostiștea și rîul Oll*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1923, vol. I, p. 58.
22. Rădulescu I., *Probleme de geomorfologie în raionul Mihăilești, reg. București*. Prob. de geografie, 1956, vol. III.
23. — *Observații geomorfologice în Cîmpia piemontană Pitești*. An. Univ. C. I. Parhon, secția științele naturii, 1956, nr. 10.
24. Rick Iulian; *Climatologia cîmpiei dintre rîul Oll și rîul Argeș*. Acad. Rom. Sect. științ., 1923, seria a III-a, vol. II.
25. Ștefănescu Gregoriu, *Anuarul Muzeului de geologie și paleontologie, pe anul 1896*. București, 1899.
26. Vilsan Gh., *Cîmpia Română*. Bul. Soc. geogr. 1915, vol. XXXII.
27. — *Influențe climatologice în Cîmpia Română*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1917, vol. VII.
28. — *Studii geografice în Cîmpia Română*. Bul. Soc. geogr., 1914, vol. XXXV.
29. Voitești I. P., *Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului românesc*. Rev. Muz. geologic-mineralogic, 1936, vol. V.
30. * * * *Atlas climatologic, regimul precipitațiilor (1949); regimul termic și regimul eolian*. Inst. meteorologic central.

OBSERVAȚII FIZICO-GEOGRAFICE ASUPRA RAIONULUI PANCIU (REGIUNEA GALAȚI)

DE

V. SFICLEA și N. BARBU

Introducere

Studiul de față a fost inițiat de I.C.G. în anul 1953—1954 în vederea aplicării măsurilor agrotehnice înaintate. Cercetările întreprinse pe teren în vara anului 1953, s-au bazat și pe studiile geografice și geologice anterioare.

Avînd în vedere scopul acestui studiu, am căutat să prezentăm în cuprinsul lui cît mai multe date care să servească aplicării măsurilor agrotehnice, în această parte a țării. În cercetările întreprinse s-a ținut seama și de problemele care la prima vedere au un conținut teoretic, pentru ca rezultatul acestor cercetări să poată fi, așa cum a opinat conducerea institutului, și un studiu documentar mai nou asupra regiunii, pentru monografia geografică a R.P.R., la care se lucrează în prezent.

De la început trebuie să menționăm, că cea mai mare atenție s-a acordat studiului reliefului. În cadrul descrierii fiecărei subdiviziuni geomorfologice stabilite au fost introduse însă și alte câteva observații geografice, necesare descifrării complexului fizico-geografic al raionului Panciu.

Raionul Panciu, cu o suprafață de aproape 1000 km² prezintă o formă mult alungită de la est la vest. El se axează pe riul Susița, ce-și are izvoarele la sud-vest de localitatea Soveja, în rama estică a fișului carpatic, și care-și termină albia în aceea a Siretului, la Mărășești.

Ca urmare a formei și poziției sale, raionul Panciu prezintă variate tipuri de relief, atît din punct de vedere morfologic și morfometric, cît și din punct de vedere morfogenetic. Din Sboina Neagră (1374 m) a munților Vrancei, pînă în lunca Siretului din jurul Mărășeștilor (75—50 m altitudine), raionul Panciu prezintă un „profil” natural complex prin cele trei mari diviziuni geomorfologice ale regiunii de curbură a Carpaților și anume: Carpații, Subcarpații și piemontul, care corespund în linii mari celor trei unități tectonice de aici (zona fișului, zona saliferă și sinclinalul sarmato-pliocen).

Din relieful carpatic intră foarte puțin în raionul Panciu, comparativ cu relieful subcarpatic și cel piemontan. Avînd în vedere acest lucru, ca și faptul că relieful carpatic și subcarpatic interesează mai puțin în aplicarea măsurilor agrotehnice, pentru care am întreprins în primul rînd studiul de față, am acordat maximum de atenție reliefului piemontan.

Clasificarea reliefului

După studiul geografic cel mai amănunțit și totodată cel mai recent asupra regiunii (8), în raionul Panciu se stabilesc șapte diviziuni morfologice dispuse zonal din vestul în estul raionului; aceste diviziuni sînt următoarele: munții Vrancei, depresiunea Vrancei. Subcarpații interni, suprafața de eroziune Dumitrești-Cîmpuri, Subcarpații externi, podișul Rîmnicului și cîmpia. Din munții Vrancei în limitele raionului nu intră decît un sector foarte mic; din depresiunea subcarpatică a Vrancei, depresiunile Soveja și Grimineț; din suprafața de eroziune Dumitrești-Cîmpuri, o parte din așa-numitul bazin de eroziune Vizăuți; din podișul Rîmnicului doar partea din nord.

Din această clasificare, ca și din aceea efectuată anterior de către Șt. M a t e e s c u (5) trebuie reținut existența unor Subcarpați interni, pe linia Răchitașelor, și a unor subcarpați externi pe linia Măgurei Odo-beștilor, dealului Momîia, Dealul Mare.

Pe baza considerațiilor, atît de ordin structural (lipsa unor pături cutate ca în așa-zișii Subcarpați interni), cît și de ordin morfologic (relieful piemontan), noțiunea de Subcarpați externi a fost părăsită în mod just, atît de I. Ș a n d r u. care a studiat regiunea de la nord de limitele raionului Panciu, cît și de C. M a r t i n i u c, care a studiat foarte recent regiunea de la sud de Putna (raionul Focșani). Acest punct de vedere ni se pare foarte adecvat realităților de pe teren de aici și de aceea ni-l însușim.

Sprîjiniți deci pe lucrările foarte recente efectuate asupra regiunilor vecine și avînd în vedere observațiile de teren, am împărțit relieful cercetat în următoarele șase diviziuni:

- I. Relieful carpatic (munții Vrancei, în parte),
- II. Depresiunile subcarpatice Soveja-Crimineț,
- III. Dealurile subcarpatice Răchitaș-Tehăraele,
- IV. Depresiunile de contact Cîmpuri-Vizăuți,
- V. Piemontul,
- VI. Lunca Siretului.

Față de clasificarea veche, s-au modificat cîteva denumiri și limite, încît noua hartă a raionării geomorfologice se deosebește întrucîtva de cea veche (fig. 1).

Justificarea schimbărilor făcute, ca și indicarea noilor limite propuse le vom face mai pe larg la descrierea fiecărei diviziuni în parte.

I. *Relieful carpatic*. Din această importantă diviziune geomorfologică a reliefului țării noastre, în raionul Panciu intră numai o foarte mică porțiune și anume, o parte a munților Vrancei, care face parte din bazinul Sușiției.

Din punct de vedere morfologic, relieful carpatic de aici începe, cu mică aproximație, de la izohipsa de 700 m, cu o direcție aproape nord-sud

în regiunea aceasta și se continuă sub forma unui abrupt accentuat pînă la înălțimea maximă de 1374 m, reprezentată prin Sboina Neagră. Limita estică, dinspre depresiunile Soveja și Crimineț, coincide cu importantul contact dintre flișul carpatic și salifer. Limita vestică o formează cumpăna apelor dintre bazinul Sușiței, Cașinului și Putnei.

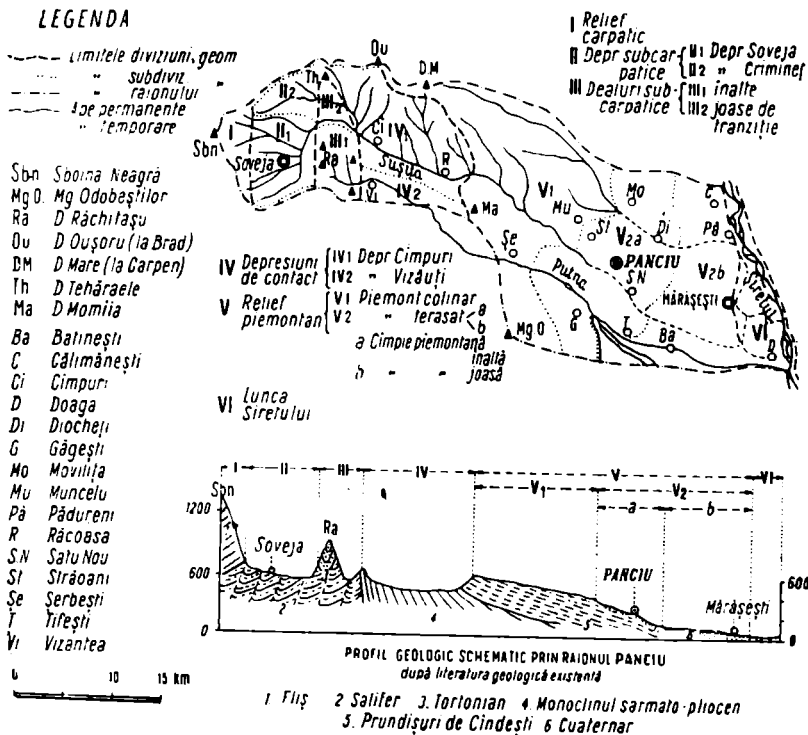


Fig. 1. — Harta raionării geomorfologice a raionului Panciu.

Din punct de vedere morfologic, regiunea se caracterizează printr-o accentuată fragmentare (344 m) și o pantă medie de $10^{\circ}30'$. Este panta medie cu valoarea cea mai mare față de acelea determinate în celelalte diviziuni și subdiviziuni morfologice ale raionului Panciu¹).

Din punct de vedere fitogeografic este de remarcat faptul că versanții estici și sud-estici ai înălțimilor carpatice din această regiune sînt acoperiți cu codrii masivi de fag și numai în mod sporadic apar din loc în loc indivizi izolați de conifere. În partea superioară spre vârful Sboinei, coniferele se înmulțesc treptat, apoi devin exclusive. În partea inferioară acestea apar din nou însă numai pe pantele nordice ale interfluviilor, care coboară spre depresiunea Soveja-Crimineț.

¹) A se vedea hărțile cu fragmentarea reliefului, adîncimea fragmentării și panta medie a reliefului executate după metoda lui V. N. Cențov (2).

Solul caracteristic acestei diviziuni morfologice este podzolul scheletic și mai puțin podzolul turbos.

II. *Depresiunile subcarpatice Soveja-Crimineț*. Limitele acestor depresiuni au fost stabilite cu exactitate de cercetătorii anteriori (4) și (8), cu excepția limitei estice a depresiunii Crimineț, care a fost împinsă mult prea mult înspre est (8¹⁾), ca urmare a închiderii mai puțin pregnante a acesteia, față de închiderea precisă a depresiunii Soveja prin înălțimile importante ale Răchitașelor. În morfologia regiunii de la nord de Răchitaș apare totuși o linie de înălțimi care prelungește linia Răchitașelor detașându-se din relieful vecin. Este linia formată de Dealul Poiana Boului (569 m) și Tehăraele (659 m). Credem că aceste înălțimi, dat fiind și alcătuirea lor geologică, pot constitui o limită geomorfologică satisfăcătoare.

Depresiunile subcarpatice Soveja-Crimineț sînt ambele sculptate în helvețian. Burdigalian-acvitanianul reunite de I. Dumitrescu sub numele de „strate de Hirja” sînt sub forma unor benzi înguste, care nu se reflectă în relief. Mult mai pregnant apar în relief, prin eroziunea diferențială, gresiile helvețiene în bancuri și pachetele de ghipsuri de aceeași vîrstă, care alternează foarte des, în special primele, cu marne cenușii, nisipoase, sau marne cărămizii.

Depozitele care alcătuiesc depresiunea Soveja-Crimineț au o structură mai puțin complicată decît cele ale flișului și anume „ele constau dintr-o serie de sinclinale strivite și cu tendința de solzificare” (7)²). Direcția de cutare a acestor depozite este aproximativ nord-sud.

Deși din punct de vedere petrografic și structural cele două depresiuni subcarpatice ale raionului Panciu, continuate la sud de depresiunea Negrilești și la nord de cea de la Onești-Tg. Ocna, sînt identice, în ceea ce privește caracterul morfologic ele se deosebesc printr-o fragmentare diferită.

Depresiunea Soveja apare, într-adevăr, extrem de fărâmițată în comparație cu aceea a Criminețului. Ea prezintă un pronunțat caracter de depresiune puțin evoluată. Acest caracter este accentuat de eroziunea viguroasă recentă, din zonele despădurite pentru pășunat. Eroziunea recentă nu se poate totuși compara ca intensitate cu aceea, extrem de avansată, din depresiunea vecină a Negrileștilor. Aspectul fărâmițat, *mamelonar*, al depresiunii Soveja este dat de întretărirea efectelor produse de eroziunea diferențială și de cea a rețelei hidrografice, dominant transversală.

Într-adevăr, rețeaua hidrografică separă interfluvii orientate vest-est, iar eroziunea diferențială atacînd stratele marnoase-argiloase orientate nord-sud, ale acestor interfluvii, pune în evidență, sub forma unor mameloane, stratele mai dure de gresii sau ghipsuri. Prin acest aspect mamelonar regiunea aceasta se aseamănă cu aceea a „perchiurilor” distinsă de I. Șandru la nord de Troțuș. Acolo însă mamelonările sînt mai pronunțate ca urmare a unei evoluții mai avansate a rețelei hidrografice.

Aspectul mamelonar al reliefului se menține și în depresiunea Criminețului. Mameloanele sînt însă mult mai rare. Versanții lor sînt domoli și mai puțin atacați de eroziunea recentă. Diferența în ce privește relieful

1) Planșa A.

2) p. 28

se explică printr-o evoluție diferită a rețelei hidrografice, printr-o rețea hidrografică mai puțin transversală (I. Ș a n d r u) deoarece din punctul de vedere petrografic și structural cele două depresiuni, așa cum am mai arătat, sînt identice.

Toate aceste diferențe sînt reflectate și de analiza morfometrică a celor două depresiuni. Într-adevăr, fragmentarea reliefului în depresiunea Soveja este egală cu 244 m (cea mai accentuată din toate subdiviziunile geomorfologice ale raionului Panciu), pe cînd în depresiunea Crimineț este de 391 m. Adîncimea medie a fragmentării în depresiunea Soveja este 35 m, iar în aceea a Criminețului de 52 m. Panta medie în prima depresiune este de 8°, iar în a doua sensibil egală de 7°30'.

Asupra teraselor din depresiunea Soveja putem spune puține lucruri. Ele au o extensiune mică. Mai evidente, atît prin aspectul morfologic, cît și prin prundișurile respective, sînt doar trei terase (una inferioară joasă de 2—5 m, alta inferioară înaltă de circa 20—30 m și o a treia mijlocie de circa 60—70 m) pe Sușița. Cartarea detaliată a teraselor din depresiunea Criminețului, ca și din aceea a Sovejei, nu a fost efectuată.

Din punctul de vedere al utilizării menționăm, că fundul neregulat al depresiunii Soveja-Crimineț este acoperit în cea mai mare parte cu fînețe și pășuni, care prin bogăția lor în graminee și leguminoase asigură un furaj de bună calitate.

Pădurea, care altădată ocupa desigur tot fundul depresiunii, a fost defrișată treptat, paralel cu procesul de umanizare, în special în depresiunea Soveja, pentru a se obține terenuri bune de fîneță și pășune, încît astăzi nu au mai rămas decît cîteva pîlcuri alcătuite în primul rînd din fag și carpen.

În unele locuri, și mai ales pe pantele cu substrat dur ale interfluviilor ce coboară dinspre Carpați, despădurirea s-a dovedit irațională, locurile fiind invadate de cătina albă (*Hippophaë rhamnoides*), fapt ce a dus la compromiterea aproape completă a producției furajere. Cele mai bune și mai întinse terenuri de fînețe și pășune sînt în partea sudică și estică a depresiunii Soveja.

Cu toate că depresiunea este adăpostită, pomii, via și chiar culturile mai rezistente nu dau rezultate.

Solul de tipul podzolului și podzolului scheletic, substratul adesea dur, ca și climatul submontan, impun ca cea mai rațională utilizare fîneța și pășunea, iar pantele despădurite și invadate de *Hippophaë* să fie reîmpădurite.

III. Dealurile subcarpatice Răchitaș-Tehăraele. Această diviziune geomorfologică a fost numai în parte delimitată în studiile anterioare (partea de la sud de Sușița). Această regiune care formează o subdiviziune de relief, separă evident depresiunea Soveja de cea de la Cimpuri. Ea este alcătuită din două culmi paralele orientate nord-sud, bine individualizate, despărțite de o îngustă zonă depresionară. Culmea vestică este formată din gresia de Răchitaș (gresie dură, calcaroasă, în alternanță cu bancuri de tuf dacic de vîrstă tortoniană). Așa cum remarcă M. P a u c ă gresia de Răchitaș, „fiind depozitul cel mai bine cimentat al neogenului din Vrancea, a rezistat cel mai bine eroziunii, dînd naștere înălțimilor celor mai mari” (7)¹. Într-adevăr, înălțimea acestei culmi este de 800 m și chiar

¹) p. 28.

peste 900 m (Răchitașul Mare, 927 m). Culmea estică, formată cel puțin în parte din sarmatic superior¹⁾ este mai puțin înaltă, fiind alcătuită din gresii mai puțin rezistente. Cel mai reprezentativ deal de aici, Dealul Hagiului are o înălțime de 625 m.

La nord de Sușița aspectul dealurilor subcarpatice se schimbă. Înălțimile acestora scad brusc. Ele totuși se detașează dintre înălțimile regiunilor vecine. Din punct de vedere morfologic, cele două culmi de la sud de Sușița se continuă la nord pe o distanță mică pentru a se uni în culmea Tehăraelor. De aici spre nord nu mai apare culmea subcarpatică. Culmea vestică a dealurilor subcarpatice de la nord de Sușița este constituită, așa cum s-a arătat, din dealurile Poiana Boului și Tehăraele, iar culmea estică din dealul Ocnei, dealul Pietros și Tehăraele.

Aspectul morfologic deosebit al dealurilor subcarpatice de la nord de Sușița se datorește unei constituții și evoluții geologice diferite. Aici peste depozitele mediteraneene sînt așezate transgresiv păturile sarmaticului sub forma unei cuvette.

Din punct de vedere morfometric, deosebirile dintre cele două subdiviziuni geomorfologice stabilite în dealurile subcarpatice, apar destul de clar: fragmentarea în subunitatea nordică este de 575 m, în cea sudică 480 m. Adîncimea medie a fragmentării, 64 m la nord de Sușița și 88 m la sud de aceasta. Panta medie este de 6°30' la nord și de 10°15' la sud de Sușița.

Subdiviziunea de la sud de Sușița am putea-o numi a dealurilor înalte ale Răchitașului, iar cea de la nord, „dealurile subcarpatice de tranziție — Tehăraele” (tranziția înțelegînd-o în sens morfologic, avînd în considerare situația de la nord, din depresiunea Onești—Tg. Ocna, unde nu există înălțimi subcarpatice de închidere a depresiunii subcarpatice, și cea de la sud de Sușița).

Pantele dealurilor Răchitașelor sub aspectul vegetației se prezintă diferit. În timp ce panta estică este acoperită de păduri masive de fag și carpen și foarte puține conifere, panta vestică este acoperită de cele mai frumoase finețe ale sovejenilor. Pădurea este redusă la cîteva suprafețe reduse, răspîndite printre finețe, și de-abia în partea superioară, spre culme, formează o bandă continuă în lungul crestei. Fagul, carpenul și mesteacănul sînt arborii cei mai reprezentativi ai acestui versant vestic.

Solurile mai frecvent înfiltnite în această subunitate sînt: podzolul, podzolul scheletic și podzolul turbos.

IV. *Depresiunile de contact Cîmpuri-Vizăuț*. Acestea au la bază tot flancul intern al sinclinalului sarmato-pliocenic, sau, cum mai este denumit, monoclinul sarmato-pliocenic.

Depresiunile s-au format prin dezgolirea formațiunilor sarmato-pliocene de sub depozitele piemontane de prundișuri levantin-superioare, plecînd de la contactul cu unitățile vestice și apoi prin sculptura lor de rețeaua hidrografică a Sușiței și în mică parte a Vizăuțului. Din acest motiv, le numim depresiuni de contact. Aceași geneză o dă C. Martiniuc, depresiunii Rîmnei de mai la sud.

Spre est, sud-est, nord-est și în mare parte spre nord, închiderea depresiunii se face prin înălțimile formate de prundișurile piemontane levantin-superioare (3). Ele formează coaste tipice la est, nord-est și sud-est.

¹⁾ Popescu Gr., *Raport definitiv asupra regiunii Cîmpuri—Valea Sării—Vrancea*, 1942 (în manuscris).

Depresiunile de contact din raionul Panciu sînt reprezentate în mare parte de depresiunea Cîmpuri și mai puțin de aceea a Vizăuțului (din aceasta numai o parte intră în limitele raionului Panciu).

Depresiunea Cîmpuri se caracterizează prin interfluvii largi, cu terase, locuri bune de agricultură (de aceea preferăm acest nume dat, după localitatea cu un topic caracteristic, celor date anterior). Majoritatea interfluviiilor sînt între afluenții Sușiței, care aici are un curs net transversal. Relieful de hogback și de cuate observat de C. Martiniuc în depresiunea de contact a Rîmnei, creat pe seama monoclinului sarmato-pliocenic, aici nu apare decît cu totul slab. Spre estul depresiunii Cîmpuri, pe baza complexului marnos al levantinului inferior, se observă alunecări remarcabile de straturi și se schițează un mic bazinet format de eroziunea diferențială (bazinetul de la Verdea).

Depresiunea Vizăuț se distinge destul de net de depresiunea Cîmpuri. În ea rețeaua hidrografică dominantă este transversală (aceea din depresiunea Cîmpuri este dominantă longitudinală, doar Sușița fiind transversală). Ca urmare, în depresiunea Vizăuț apare un relief mamelonar, situația fiind asemănătoare întrucîtva, în ce privește geneza mamelonărilor, cu aceea din depresiunea Soveja. Mamelonarea este însă aici mai puțin pronunțată.

Teresele depresiunii Cîmpuri prezintă o importanță deosebită atît din punct de vedere practic (suprafețele sau podurile lor fiind folosite în scopuri agricole), cît și din punct de vedere teoretic prin problemele pe care le ridică. De această problemă s-au mai ocupat în trecut Sava Atanasiu (1), N. Macaroviici și N. Paghida și mai amănunțit E. m. de Martonne (4) și N. Al. Rădulescu (8).

În ceea ce privește cartarea detaliată a acestor terase, trebuie să remarcăm de la început, că aceasta este o operație uneori delicată, pe de o parte, pentru că din rama nordică a depresiunii, formată din prundișuri levantin-superioare, sînt antrenate o serie dintre aceste prundișuri, creînd în unele locuri, pe pantele interfluviiilor care coboară spre Sușița, depozite foarte asemănătoare teraselor, iar, pe de altă parte, pentru că terasele Sușiței, mai ales în porțiunea Cîmpuri de Sus — Gogoi, sînt puternic fragmentate de piraiele și torenții confluenți. Avînd în vedere atît aceste greutăți, cît și faptul că terasele Sușiței din depresiunea Cîmpuri nu au fost cercetate în mod special (în studiile lui E. m. de Martonne și N. Al. Rădulescu, regiunea aceasta constituind un teren lateral), am efectuat o cartare detaliată care ne-a dus la rezultate uneori diferite de ale cercetătorilor anteriori.

Cea mai înaltă terasă, a cărei descifrare a fost mult îngreunată de depozitele amintite, formate din prundișurile remaniate ale levantinului superior, este la o altitudine relativă de peste 125 m. Atît la E. m. de Martonne, cît și la N. Al. Rădulescu este cunoscută sub numele de „terasă înaltă”.

Altitudinea ei relativă nu este constantă. Așa cum ipotetic a conchis E. m. de Martonne (4), altitudinea sa relativă crește din amonte spre aval. La Cîmpuri de Sus această altitudine este de 125—130 m, pe cînd la Mărăști-Răcoasa este de 145—150 m. Creșterea altitudinii relative spre aval, poate fi interpretată nu numai prin mișcările tectonice pe care le-a suferit regiunea (E. m. de Martonne), ci și prin stadiul mai puțin evoluat al profilului longitudinal actual al Sușiței (fig. 2).

Deosebirea principală în ce privește rezultatele noastre față de ale cercetătorilor anteriori, referitor la terasa înaltă, este identificarea sigură a acesteia numai pe stînga Sușiței, în tot lungul depresiunii Cîmpuri. Atît E m m. de Martonne, cît și N. Al. Rădulescu o identifică pe stînga Sușiței numai în regiunea satului Cîmpuri, iar ultimul și pe dreapta Sușiței. Acest fapt, după cum se va vedea mai departe, este de o importanță deosebită pentru lămurirea cel puțin în parte a problemei mult dezbătute a direcției rețelei hidrografice de la începutul cuaternarului în regiunea de curbură a Carpaților.

Prundișurile terasei înalte, se pot urmări clar în nord, nord-estul satului Fetești (la gura Criminețului sub cota 514), în dealul Viei de lîngă

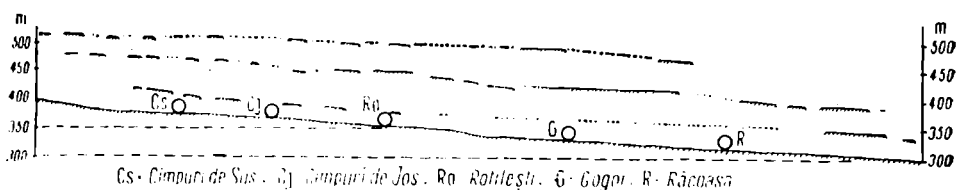


Fig. 2. — Profilele longitudinale ale teraselor de stînga Sușiței în comparație cu profilul longitudinal actual.

Cîmpuri de Jos, sub curba de nivel de 510 m (unde la contactul cu stratele aproape verticale ale pliocenului sînt bolovani cu diametrul de peste 30 cm ceea ce indică mai ales vigoarea rețelei hidrografice, care a dat naștere depozitului), în dealul Teiușului sub cota 501, ca și pe dealul Mărăști, în partea de nord a capătului Mărăști, sub altitudinea de 495 m. Aceste prundișuri, cu o grosime medie de 5—10 m, cu structură tipică de terasă, deosebite de prundișurile levantin superioare ale înălțimilor marginale de mai la nordul depresiunii și care, deși tot cu structură torențială, au suferit o vădită deranjare tectonică ulterioară, au deasupra lor suprafețe netede, poduri de terase, puțin extinse însă. La acest nivel acumulativ, pot fi înglobate suprafețele netede cu altitudini relative asemănătoare de pe dealul Buduiului, dealul Curței, dealul Onei, sau prundișurile de sub cota 518 de pe dealul Babei. Prundișurile care se întîlnesc între terasa înaltă și levantinul superior *in situ*, nu pot fi grupate într-un nivel acumulativ legat de Sușița și de aceea credem că sînt în mare măsură detașate și depuse torențial din rama depresiunii.

La est de localitatea Verdea, deci în afara depresiunii de la Cîmpuri, identificarea terasei înalte ca și a celorlalte terase este îngreunată atît de faptul că de aici începe o zonă puternic împădurită, cît și de faptul, că levantinul superior, format în mare parte din prundișuri, se întîlnește de la nivelul Sușiței actuale pînă pe înălțimile cele mai mari.

Pe dreapta Sușiței nu există, pe o bună porțiune, un relief cu altitudine corespunzătoare teraselor înalte descrise pe stînga aceleiași ape; dealul Munteanu, care formază cumpăna apelor spre bazinul Vizăuțului, are altitudini mai mici de 490 m. Acolo unde există un relief cu altitudini ce depășesc 500 m, nu am putut identifica un nivel acumulativ care să fi echivalat terasei înalte de pe stînga Sușiței. Doar sub înălțimile dealului Momia există un nivel, amintit de N. Al. Rădulescu în lucrarea lui

(8)¹⁾, care ar putea fi echivalat acestei terase. Faptul că, dealul Momia este constituit din levantin superior face însă nesigură identificarea acestui nivel ca terasă înaltă.

Sub terasa înaltă se poate observa în mod clar o altă terasă cu o extindere mai mare și cu o altitudine relativă mult mai constantă ca a celeilalte (70—90 m), și pe care am numit-o „terasă medie”, ca și pe harta cu terasele Vrancei din lucrarea lui N. Al. Rădulescu (8)²⁾.

Prundișurile care alcătuiesc terasa medie, cu o grosime de 5—7 m, se pot observa pe dealul Babei sub cota 483 m, pe interfluviul vecin de la est, sub altitudinea de 475 m, în dealul Viei de lângă Cîmpuri de Jos pe la 460 m, ca și pe partea de sud a dealului Mărăști. Terasa medie are cea mai mare întindere pe dealul Mărăști, servind în bună parte ca teren agricol. Pe dreapta Sușiței aproape în tot lungul depresiunii Cîmpuri, așa cum a remarcat anterior și N. Al. Rădulescu, se întâlnesc suprafețe netede folosite de asemenea în scopuri agricole și „umeri” care se mențin la altitudini relative, asemănătoare terasei medii de pe stînga și, prin urmare, care pot fi echivalate aceluiași nivel al terasei medii.

Terasa inferioară înaltă al cărui profil de la gura Criminețului a fost descris de S. A t a n a s i u (1) a fost semnalată anterior și de E m m. de M a r t o n n e tot lângă Cîmpuri. Într-adevăr, ea este cel mai bine reprezentată în acest sector Cîmpuri—Roșculești. Are o altitudine relativă de 25—40 m. Prundișurile acestei terase au o grosime de numai 4—7 m și sînt acoperite cu un strat de lut nisipos de aceeași grosime. De la Roșculești pînă la Răcoasa terasa nu mai poate fi identificată din punct de vedere morfologic. Prundișurile întîlnite pe la altitudinea de 380 m în dealul Viei de lângă Ciurucu ar putea aparține eventual acestui nivel acumulativ. Dincolo de Răcoasa, deasupra Șesului Țarinei, nivelul morfologic de la altitudinea de 340—330 m, ar putea fi înglobat în terasa inferioară înaltă. Pe dreapta Sușiței nu am întîlnit această terasă decît sub formă degradată și anume, în capătul dealului Podobitu.

Terasa inferioară joasă cu o altitudine relativă de 2—5 m prezintă cea mai continuă desfășurare. Ea se poate urmări pe stînga Sușiței de la Rotilești pînă la Gogoi și de la Răcoasa pînă dincolo de confluența pîrăului Verdea. Între Gogoi și Răcoasa ea este prezentă pe dreapta Sușiței. Terasa inferioară joasă cu un profil transversal uneori mult înclinat, datorită parazitării ei laterale de aluviuni sau coluviuni actuale, este terenul pe care sînt situate majoritatea satelor din depresiunea Cîmpuri (excepție făcînd satele Mărăști și Verdea). Spațiile aparținînd terasei inferioare joase, rămase între sate, sînt în întregime cultivate. Tot așa și Șesul Țarinei ca și terasa inferioară joasă de pe dreapta Sușiței.

În afara teraselor descrise, se mai poate semnală prezența între terasa înaltă și cea medie a unui nivel de prundișuri în dealul Viei, pe lângă satul Cîmpuri de Jos, pe la altitudinea de 470—480 m, care pare a corespunde cu cîteva suprafețe netede și „umeri” pe dreapta Sușiței. Faptul că nivelul este puțin extins și datorită sărăciei datelor de care dispuneam nu ne permitem să tragem concluzii asupra lui.

Aruncînd o privire de ansamblu asupra teraselor Sușiței, din depresiunea Cîmpuri, putem ajunge la următoarele constatări (fig. 3).

¹⁾ Planșa G.

²⁾ Idem.

- a) Suprafețele relativ mici ale tuturor teraselor Sușiței indică redușă importanță a apei care le-a creat, ceea ce corespunde și situației actuale.
- b) Terasese au o mai mare extindere pe stînga Sușiței, fapt ce demonștrează o deplasare continuă a rîului spre sud.
- c) Prezența sigură a terasei înalte în tot lungul Sușiței actuale din depresiunea Cîmpuri arată direcția vest-est, direcție transversală, pe care

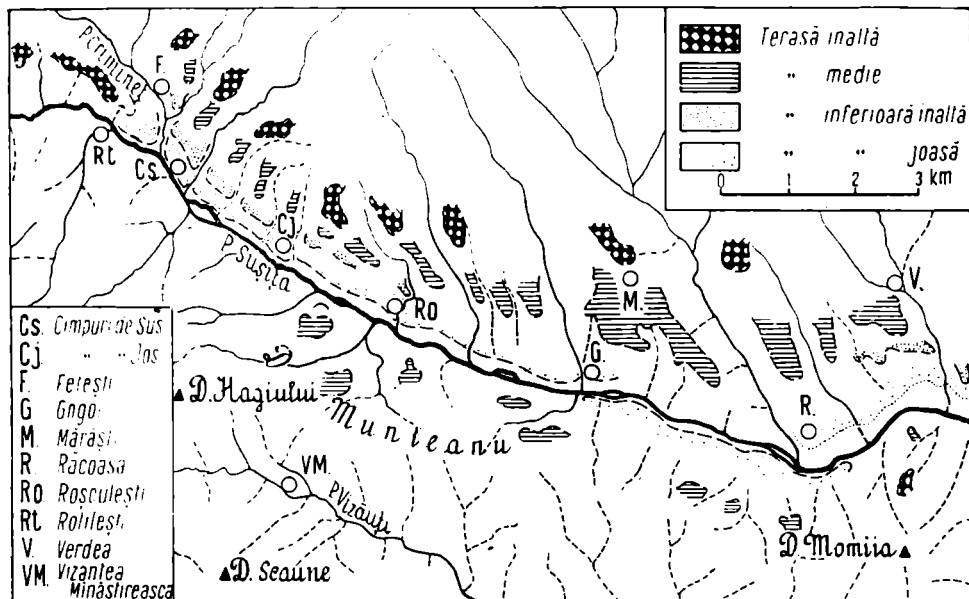


Fig. 3. — Terasese Sușiței în depresiunea Cîmpuri.

a avut-o această apă din momentul cînd și-a făurit terasa înaltă și pînă astăzi.

d) Faptul că urmele celei mai superioare terase a Sușiței se găsesc în lungul cursului ei actual pînă dincolo de dealul Momia, pe de o parte, și dealul La Paltin, Oușorul și dealul Carpen, pe de altă parte, dealuri care cuprind înălțimile cele mai mari ale piemontului colinar de la nord și sud de Sușița, demonștrează că acesta este locul pe care a curs Sușița spre Siret, încă din începuturile sale (începuturi despre care avem ca mărturie prundișurile terasei înalte).

Concluziile de mai sus s-ar părea că vin să afirme părerile lui Șt. Mateescu (5) și N. Al. Rădulescu (8), după care în depresiunea de la Cîmpuri ar fi existat în timpul terasei înalte (cuaternar inferior), un curs al Sușiței sau Criminețului, care avea o direcție longitudinală.

Însă terasa înaltă găsită de noi în regiunea Cîmpuri este superioară ca altitudine șei de pe dealul Munteanu, pe unde se presupune că a curs Criminețul spre Vizăuț-Putna (8), și cum terasa respectivă se poate urmări în tot lungul depresiunii Cîmpuri, urmează că șaua respectivă este mai recentă decît terasa înaltă și că Sușița (sau Criminețul) a avut inițial un curs transversal și nu longitudinal. (Argumentația este asemănătoare

aceleia aduse de I. Sîr cu pentru rezolvarea vechimii șei de la Ruginoasa).

Existența teraselor superioare în lungul actualului curs transversal al Sușiței este cea mai bună argumentație de ordin morfologic în favoarea cursului constant transversal al Sușiței. Această concluzie vine să confirme în parte ipoteza cursurilor transversale în regiunea de curbură a Carpaților în cuaternarul inferior, ipoteză susținută cu argumente geologice și paleogeografice de M. Păucă (7). Ea afirmă implicit părerile asupra captării cursului longitudinal Crimineț-Cimpuri-Vizantea-Părosu de către o mică Sușiță situată inițial lângă Siret (4) și (8).

Și sub aspect fitogeografic depresiunea Cimpuri se prezintă ca o unitate bine individualizată. În timp ce înălțimile înconjurătoare au rămas aproape neinfluențate de om în ce privește învelișul lor vegetal natural, fundul terasat al acestei depresiuni a fost supus unei modificări, mult mai accentuate decât al depresiunii Soveja-Crimineț. O privire cât de sumară de pe Răchitaș spre cele două depresiuni pe care le separă, te convinge ușor despre acest lucru. Culturile agricole cerealiere ocupă în special interfluviul plat dintre Sușița și Vizăuț și terasele largi din regiunea Mărăști-Verdea. Rigorile climatului însă, ca și aciditatea solului de tip podzolic sînt factorii principali care împiedică asigurarea unei producții normale susținute. Terasile de pe stînga Sușiței cu o expoziție în general sudică, sînt utilizate pentru culturi mixte: vii și chiar livezi de pomi fructiferi în apropierea satelor. Vița hibridă, ca și pomii, vegetează destul de bine aici, fructificarea lor însă suferă întîrziere, uneori este chiar complet compromisă de brumele timpurii de toamnă. Trebuie remarcat faptul că vița de vie înaintează pe panta sudică a dealului Mărăști pînă la 560 m, altitudine atinsă de vița de vie în puține locuri din țara noastră.

Pădurea care, după cum ne arată solul, altădată ocupa întreg fundul acestei depresiuni, o întîlnim astăzi în benzi numai pe pantele cele mai abrupte din lungul apelor care o drenează. În componența acestor păduri se pune în evidență rolul important pe care-l joacă expoziția pantelor și natura substratului. De unde pe pantele nordice sau nord-estice ale Vizăuțului, Sușiței și afluenților acesteia, pădurile sînt alcătuite din fag în amestec cu mesteacăn și carpen (la care se mai adaugă arțarul, paltinul și chiar grupuri sau indivizi de conifere), pe pantele cu expoziție sudică și sud-vestică din fața lor, apare stejarul sessiliflor la început sporadic (dealul Viei de lângă Cimpuri de Jos, dealul Curții), apoi din ce în ce mai mult pe măsură ce mergem spre est (pe versantul sud-vestic al dealului Teiușu și mai ales al dealului Mărăști). Tot de la vest, spre estul depresiunii se observă și o înaintare în altitudine a acestei esențe. Dacă pe dealul Viei exemplarele cele mai superioare de *Quercus sessiliflora* se găsesc la 440 m, pe dealul Teiușu el urcă pînă la 530 m, iar pe prundișurile levantin superioare din dealul Mărăștilor ajunge pînă la 600 m.

Pe relieful înalt din jurul depresiunii se dezvoltă finețe cu păduri, iar la altitudini mai mari păduri de făgeto-carpinete.

Solul de pe fundul depresiunii Cimpuri este un podzol profund, evoluat direct pe complexul de marne, nisipuri și gresii pliocene, sau de depozite de terasă. Datorită culturilor și îngrășămintelor el a început să-și îmbogățească conținutul în humus în orizontul A. Considerăm că o tratare susținută cu îngrășămintă, aplicarea unui sistem mai avansat

de prelucrare a solului, precum și alte măsuri agrotehnice vor asigura o sporire a producției.

V. *Piemontul*. Este diviziunea geomorfologică formată prin îngemănarea conurilor de dejecție a riurilor carpatice. Formarea acestui relief a început în levantinul superior și continuă și în momentul de față.

Aspectul morfologic ca și al oricărui piemont, este de plan înclinat dinspre regiunile mai înalte vestice spre valea Siretului.

Având în vedere geneza acestei diviziuni și aspectul morfologic, o împărțim în următoarele subdiviziuni:

1. *Piemontul colinar*.

2. *Piemontul terasat*.

În comparație cu studiile anterioare (6) se dă piemontului o altă extensiune.

1. *Piemontul colinar*. Ca și denumirea de piemont terasat, termenul de piemont colinar aparține lui I. Sîr_c_u. Limita vestică a acestei subdiviziuni este o linie care unește înălțimile Oușorul 783 m (la Bradul lui Soare), dealul Carpăn 707 m, dealul Momîia 625 m și Măgura Odobeștilor 1001 m. Limita estică o formează linia care trece la vest de localitățile Movilița, Străoanii de Sus, Clipicești, la altitudinea de circa 350—400 m.

Piemontul colinar este alcătuit din complexul torențial al levantinului superior (prundișuri, nisipuri și lentile marnoase) fără acoperire cuaternară.

Relieful sculptural al acestei subdiviziuni este colinar. Prezintă atît o fragmentare accentuată (617 m), cît și o adîncire în medie mare a fragmentării (69 m). Relieful de riedel sau de duaburi specific acestor unități de relief apare mai clar la sud de valea Putnei sub Măgura Odobeștilor. La nord de valea Putnei aspectul de riedel este mai puțin clar datorită modificării direcției inițiale a unei părți a rețelei hidrografice. Într-adevăr, se pare că depozitele levantin superioare au suferit, după sedimentarea lor, uşoare înşăuări atît între Dealul Mare și Momîia, cît și între Momîia și Măgura Odobeștilor. Sușița, ca și Putna, folosesc aceste largi înşăuări ale depozitelor levantin superioare. Spre aceste largi zone de aplecare a stratelor s-a dirijat și o parte a rețelei hidrografice, modificîndu-se ca urmare aspectul ei inițial. Înclinarea levantinului superior spre valea Sușiței apare foarte clară la est de satul Verdea. Aplecarea stratelor spre valea Putnei apare clară la Irești și sub Măgura Odobeștilor în regiunea satelor Burca-Găgești.

Piemontul colinar este acoperit aproape în întregime cu păduri în care fagul, carpenul și stejarul, împreună cu alte esențe, se proporționează diferit după cum expoziția avantajează pe unul sau pe altul, substratul fiind uniform (prundișuri și nisipuri levantin superioare). Un exemplu clar în această privință ni-l oferă valea Sușiței din sectorul acestui piemont; astfel pe flancul stîng al văii (expoziție sudică) domină pădurea de stejar, în timp ce pe flancul drept (expoziția nordică) stăpînește aproape exclusiv pădurea de fag în amestec cu carpen. Situația se menține pînă în aval de Varnița, de unde și pe flancul drept începe să se amestece și apoi să domine stejărișul.

Lunca Sușiței în piemontul colinar este însoțită de zăvoaie de arin negru (*Alnus glutinosa*), salcie, ulm și plop.

Solul regiunii îl formează podzolul și podzolul scheletic. În lungul Sușiței întîlnim complex de prundișuri și nisipuri înțelenite, iar pe scrunțarii, sau pe terasele de luncă, soluri aluvionare podzolite.

2. *Piemontul terasat*. Restul piemontului pînă în Siret aparține acestei subdiviziuni caracterizate din punct de vedere morfologic, în primul rînd prin nivelele de trepte pe care le prezintă. Avînd în vedere morfologia și geneza acestei subdiviziuni o putem împărți în :

a. *Cîmpia piemontană înaltă* (relief acumulativosculptural).

b. *Cîmpia piemontană joasă* (relief acumulativ).

a. *Cîmpia piemontană înaltă*. Sub raport morfologic, această subunitate se prezintă ca fruntea piemontului levantin superior spre cîmpia piemontană joasă cuaternară. Este deci o subunitate a piemontului din raionul Panciu cu o pantă generală mai accentuată ca a piemontului colinar de la vest și ca a cîmpiei piemontane joase de la est. Această pantă nu apare însă uniformă, ci cu cel puțin trei-patru trepte, nivele.

Podgoria se suprapune aproape perfect peste cîmpia piemontană înaltă. Podgoria este extinsă peste toate pantele și nivelele orientate spre sud, sud-est și est, și mai puțin cele dinspre nord sau nord-est.

Prin utilizarea sa de mai multe veacuri ca podgorie și teren de cultură, reprezintă subdiviziunea cea mai modificată sub aspectul vegetației spontane. Din mantia de păduri, care o acoperea altădată probabil în întregime, n-au mai rămas decît palide vestigii, cîteva pădurici de stejar și carpen.

Cîmpia piemontană înaltă prezintă aspecte de relief deosebite la nord și la sud de valea Putnei.

La nord de valea Putnei pe toate cele trei interfluvii (1) Putna-Sușița, 2) Sușița-Zăbrăuț, 3) Zăbrăuț-Carecna) apar bine individualizate trei nivele cu o altitudine absolută sensibil egală. Dintre acestea, nivelul pe care este așezat orașul Panciu, cu o altitudine medie de 250—270 m, este cel mai bine dezvoltat. Pe interfluviul Zăbrăuț-Carecna, acest nivel are o altitudine mai mică și anume, 230—250 m ; însă între acesta și nivelul superior al Străoanilor de Sus apare un alt nivel local de 280—290 m. Nivelul Străoanilor de Sus este cel mai redus ca suprafață, avînd o altitudine medie de 310—330 m (pe interfluviul Carecna-Zăbrăuț 310—350 m, pe interfluviul Zăbrăuț-Sușița 310—340 m și pe interfluviul Sușița-Putna 300—320 m). Nivelul inferior celui de la Panciu, cu o altitudine foarte constantă, pe toate cele trei interfluvii (180—200 m) poate fi numit nivelul Diocheșilor, după satul Diocheș unde este cel mai bine dezvoltat. Are o extindere intermediară între cel de la Panciu și cel al Străoanilor de Sus.

Deoarece o legătură evidentă a acestor nivele cu Siretul este greu de stabilit se poate presupune, că toate aceste nivele, toate aceste trepte ale „scării piemontane”, cum le numește în general P. Coteș, sînt nivelele diferitelor generații de conuri care au creat piemontul (fig. 4).

La sud de Putna, sub Măgura Odobeștilor, cîmpia piemontană înaltă începe de pe la 380 m în nord și 330—350 m în sud și coboară pînă la 180 m în nord și 130 m în sud. Pe panta acestei suprafețe piemontane se observă clar două terase în evantai cu o puternică cădere longitudinală (una este de 20—30 m, iar cealaltă de 60—80 m altitudine relativă).

Suprafața acestei cîmpii înalte este extrem de fragmentată de torenți foarte adînci și activi care formează mari conuri de dejecție la contactul cu cîmpia piemontană joasă. Forța torenților de aici se explică prin colecările bogate pe care le fac văile dintre duaburile piemontului colinar de sub Măgura Odobeștilor.

Cîmpia piemontană înaltă reprezintă, după cum s-a mai spus, unitatea cea mai modificată sub raportul vegetației spontane. Solurile de pădure care coboară pînă sub Panciu ne indică extensiunea pădurilor post-glaciale.

Textura nisipoasă sau nisipo-pietroasă a solurilor piemontului terasat, precum și expoziția lui favorabilă sînt condițiile principale care au determinat dezvoltarea celei mai întinse podgorii din țara noastră.

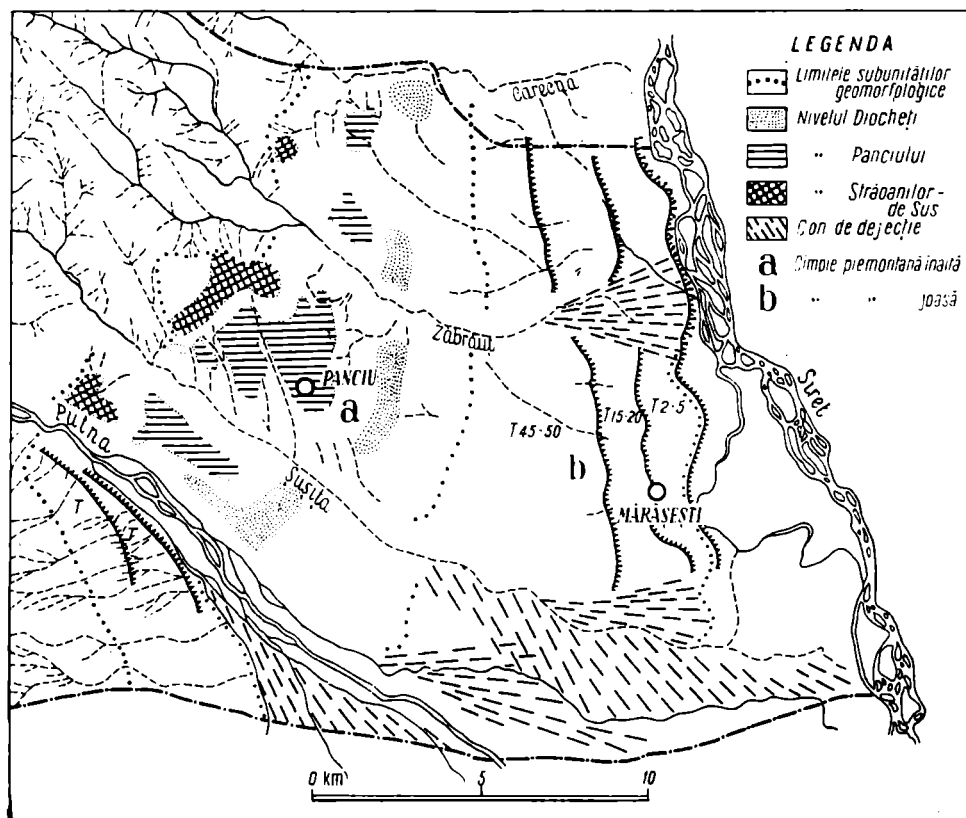


Fig. 4. — Harta geomorfologică a piemontului terasat din raionul Panciu.

b. *Cîmpia piemontană joasă.* Aceasta este cea mai tinăra subdiviziune geomorfologică a raionului Panciu, după lunca Siretului. Relieful său este de acumulare, cuaternar, creat de râurile care deusează aici și anume, Carecna, Zăbrăuț, Susița și Putna. O hartă în curbe de nivel a acestei cîmpii arată clar, că ea a rezultat din îngemănarea conurilor de dejecție ale râurilor amintite, râuri care pe cuprinsul acetei cîmpii au un regim hidrografic torențial.

Ca și în toate cîmpiile piemontane și aici albiile râurilor au variații foarte pronunțate ca formă, iar profilul longitudinal apare des în trepte ceea ce nu se întâlnește la profilele râurilor din cîmpiile de nivel de bază. Zăbrăuțul prin numeroasele lui rupturi de pantă, din porțiunea inferioară,

poate fi ales ca exemplu; pe o distanță mică, de 12 km, el prezintă nu mai puțin de șase rupturi de pantă.

Panta văilor ca și a interfluviilor este comparabilă cu aceea a conurilor de dejecție. Panta Sușiței de la cătunul Talapanul (Mangalagiu) pînă în lunca Siretului este de 6—7 m/km; a Putnei este ceva mai mică, de circa 5 m/km pentru ca Zăbrăuțul de la Diocheți, și Carecna de la Trotușanu, să aibă 10 m/km și, respectiv, peste 10 m/km. Din analiza cifrelor medii a pantelor văilor din cîmpia piemontană apare firească constatarea raportului invers dintre valoarea rețelei hidrografice și aceea a pantei.

Ca și în alte cîmpii piemontane (cîmpia Padului) și aici panta rîului e mare, prezentînd uneori și un profil longitudinal cu o curbă convexă în loc de concavă (cazul acesta este vizibil la Sușița pe ultimii 10 km).

Dacă curba convexă din lungul rîurilor noastre piemontane nu este realizată vizibil totdeauna, în schimb toate văile rîurilor de aici au un profil transversal de formă convexă. Într-adevăr, toate canalele de scurgere ale apelor piemontane sînt la un nivel mai ridicat decît acela al restului cîmpiei. Profilul transversal al văilor piemontane din porțiunile lor terminale sînt asemenea profilelor de con de dejecție. În astfel de condiții o albie majoră este firesc să nu apară conturată.

Lățimea zonei de despletire a albiei minore așa-numita zonă a „prundului”, de către localnici, atît la Sușița, cît și la Zăbrăuț și Carecna se îngustează pe măsură ce înaintăm spre Siret, deci cu cît posibilitățile de despletire se reduc prin infiltrarea apei.

În limitele cîmpiei piemontane joase din cauza formei convexe a profilului transversal al albiilor și al sculptării lor în această porțiune, numai în timpul apelor vijelioase de la revărsări și inundații, posibilitățile de mutare ale albiilor sînt foarte mari. Într-adevăr, ca Putna și Sușița, Zăbrăuțul și Carecna au sculptate în cîmpia piemontană joasă două sau trei albii. Unele din albiile părăsite, prin conturul lor pregnant, neestompat, trădează recenta lor abandonare. La Zăbrăuț este clară părăsirea foarte recentă a unei astfel de albii.

Fragmentarea cîmpiei piemontane, cu toate albiile săpate de rîurile existente, este foarte mică. De asemenea și adîncimea acestei fragmentări e mică (fragmentarea = 2264 m, iar adîncimea fragmentării = 12,75 m) (fig. 5).

În cîmpia piemontană joasă domină suprafețele netede întinse aproape orizontale, favorabile culturilor agricole. Suprafețele netede din această cîmpie, se pot grupa în trei nivele acumulative. Un nivel de 2—5 m și altul de 15—20 m altitudine relativă se mențin în lungul luncii Siretului și formează două terase inferioare ale acestuia. Suprafețele ambelor terase urmărite longitudinal, prezintă uneori o evidentă ondulare, ca urmare a parazitării lor de către conurile de dejecție ale Carecnei, Zăbrăuțului, Sușiței. Pe terasa de 15—20 m este instalat în mare parte orașul Mărășești, iar pe cea de 2—5 m satele Pădureni, Călimănești, Ciorani. Ultima pare a fi echivalentă „terasei de luncă”, iar prima poate terasei de Pașcani (9).

În afară de aceste două nivele, cu o lățime medie de 1—1,5 km, mai există un nivel a cărui pantă este în același sens cu aceea a Siretului, însă de valoare ceva mai mare. De unde Siretul între Carecna și Zăbrăuț coboară de la 80 la 50 m acest nivel coboară de la 135 la 90—95 m.

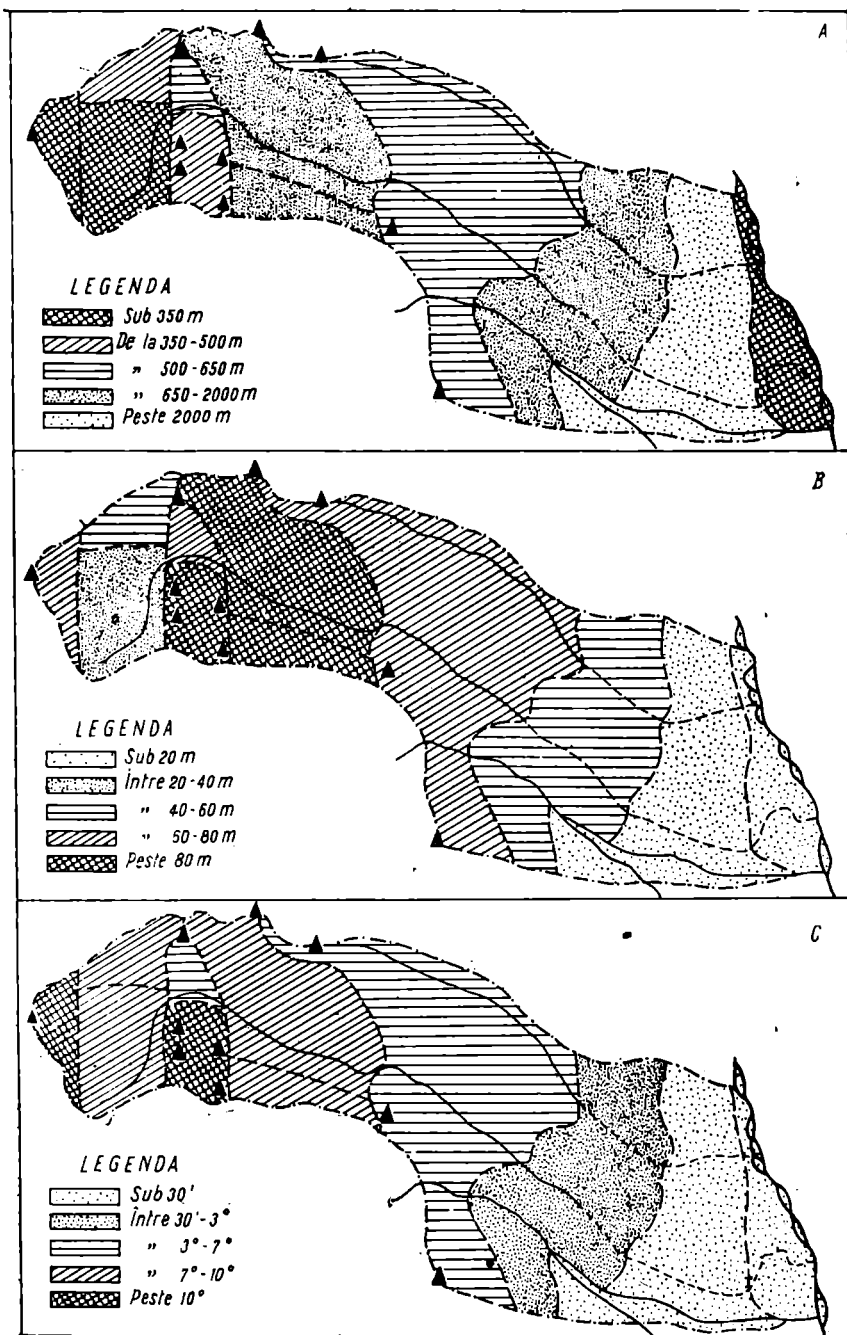


Fig. 5. — Hărțile morfometrice ale raionului Panciu.

A, harta a fragmentării reliefului ; B, harta adâncimii medii a fragmentării reliefului ; C, harta pantelor medii ale reliefului.

Dincolo de Sușița acesta își pierde complet individualitatea sa, lucru constatat de altfel și la celelalte două nivele anterioare.

Acest nivel foarte bine dezvoltat, în special între Zăbrăuț și Sușița (3—6 km lățime), pare a fi terasa inferioară de 45—50 m, despre care G. Vîl s a n spune că suferă o ruptură de pantă foarte vădită la intrarea sa în cîmpie. El poate fi echivalat cu „terasa de Valea Seacă” de lângă Pașcani (9) sau poate cu aceea de Delureni din sectorul Răcăciuni-Bacău.

Cîmpia piemontană joasă dintre Sușița și Putna face tranziția spre cîmpia piemontană joasă de felul aceleia din jurul Focșanilor. Și aici, ca și în cîmpia Focșanilor, nu mai există nivele individualizate, cîmpia apărînd ca un plan uniform ce coboară spre Siret. De asemenea aluvionările recente ale riurilor piemontane acoperă și aici o suprafață relativ importantă.

Întreaga cîmpie piemontană joasă acoperită de cernoziom și de cernoziom degradat reprezintă un foarte bun teren de agricultură și mai puțin de vie, care ar putea suferi de pe urma înghețurilor și brumelor de vale.

VI. *Lunca Siretului*. Este cea mai joasă și mai tinără diviziune a raionului, cuprinsă între altitudinea de 50 și 75 m.

Lățimea în jur de 1—1,7 km în nordul raionului, se mărește foarte mult în apropierea Mărășestilor și a gurilor Sușiței (5 km). Îngustarea albiei majore a Siretului în nordul raionului, în regiunea Pufești-Pădureni acolo unde prezintă și o pantă mai accentuată, credem că se datorește, pe de o parte angajării văii Siretului în stratele relativ mai rezistente (în complexul marnos al levantinului inferior), iar pe de altă parte, activității de acumulare a văilor Carecna și Zăbrăuț. Lărgirea luncii Siretului la sud de Pădureni o considerăm datorită: 1) unor posibilități mai mari de eroziune laterală a Siretului, rocile constituente ale malului drept fiind mai moi decît cele din sectorul anterior, iar panta mai mică; 2) unei acțiuni mai reduse de acumulare a Sușiței în apropierea Siretului; 3) unei posibile lăsări subsidente a acestei părți a Cîmpiei Romîne.

În tot lungul luncii sale, Siretul prezintă un curs despletit, încît suprafața luncii este divizată în bună parte în fragmente mici. O cartare a grindurilor din lunca Siretului nu s-a putut face, nu numai datorită lipsei unei hărți mai amănunțite, dar și greutateii acestei operații cauzate de despletirile Siretului. De altfel aceste grinduri nu ar prezenta un interes economic în condițiile unei atare fragmentări. Un aspect mai puțin fragmentat îl are lunca Siretului între Modruzeni (la nord de Mărășești) și Doaga. Din această cauză pe porțiunile mai svîtate și mai greu inundabile se practică agricultura. Restul luncii este ocupat cu finețe și petice de pădure.

Solul variază de la aluvionar nisipo-petros abia înțelenit, la cernoziomuri și lăcoviști calcaroase.

НАБЛЮДЕНИЯ, КАСАЮЩИЕСЯ ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ РАЙОНА ПАНЧУ ГАЛАЦСКОЙ ОБЛАСТИ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

При исследованиях местности, результаты которых приведены в настоящей статье, имелось в виду применение передовых агротехнических мероприятий в этой части РНР. При исследованиях главное внимание было обращено на рельеф.

Принимая во внимание новые изыскания в соседних областях, а также реальное состояние местности, авторы предлагают другое районирование ее рельефа, в котором был бы расширен предгорный рельеф за счет внешних прикарпатских отрогов, существование которых в этой местности теперь уже не признается.

Исходя из геоморфологических участков, установленных районированием, авторы переходят к описанию и объяснению рельефа каждого из них, преследуя цель удовлетворения практических требований и разрешения теоретических вопросов.

Имея в виду удовлетворение практических требований, авторы уделяют больше внимания геоморфологическим участкам, которые могли бы быть приняты в расчет при применении агротехнических мероприятий, а также более или менее плоским формам внутри этих участков. Морфометрическая характеристика рельефа каждого из участков по методу В. Н. Ченцова, преследует ту же цель.

Благодаря исследованию террас в котловине возле Кымпур, опровергается существование продольного течения, параллельного цепи прикарпатских вершин (Ш. Матеску, Н. Радулеску) внутри данной местности. Авторы приходят к заключению, что Сушица сохранила свое поперечное течение с момента окончания процесса отложения гальки в Кынденшти и до настоящего времени. Они высказывают предположение, что это поперечное направление установилось вследствие образования седловины в вышеуказанных отложениях гальки, которую можно проследить в настоящее время между Дялул Маре и холмом Момья. Подобная же седловина в отложениях гальки в Кынденшти дала возможность и Путпе выйти на равнину.

В установленном „предгорья с террасами“ авторы различают ряд наносных уровней. Только часть из них приписывается Серету; последующие исследования должны будут выявить положение остальных уровней.

Для пополнения существующих данных по физической географии района Панчу, в конце описания каждого геоморфологического участка, приводятся некоторые наблюдения, касающиеся растительности и почв в этой местности.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Карта геоморфологического районирования района Панчу.

Рис. 2. — Продольные профили террас влево от Сушицы по сравнению с ныне существующим продольным профилем.

Рис. 3. — Террасы Сушицы в котловине Кымпурь.

Рис. 4. — Геоморфологическая карта предгорья с террасами в районе Панчу.

Рис. 5. — Морфометрические карты района Панчу. А — карта расчленения рельефа. В — карта средней глубины расчленения рельефа. С — карта средних склонов рельефа.

OBSERVATIONS PHYSICO-GÉOGRAPHIQUES AYANT TRAIT AU DISTRICT DE PANCIU (RÉGION DE GALATZ)

(RÉSUMÉ)

Dans le but de faciliter l'application de mesures agrotechniques perfectionnées dans cette partie du pays, les auteurs se sont livrés à des recherches sur place en mettant l'accent sur le relief.

Tenant compte des études récentes, faites dans les régions voisines, et des réalités du terrain, ils ont proposé une nouvelle division en zones du relief du district, division où le relief de piedmonts subit une extension au détriment des subcarpatés externes, qui n'y apparaissent plus.

Partant des divisions géomorphologiques établies selon les zones, ils ont décrit et expliqué le relief de chacune d'elles aux fins de satisfaire aux demandes pratiques aussi bien que pour résoudre les problèmes théoriques.

Pour satisfaire aux demandes pratiques, ils ont insisté davantage sur les zones géomorphologiques, susceptibles d'être prises en considération lors de l'application des nouvelles mesures agrotechniques, et sur les formes plus ou moins planes à l'intérieur de celles-ci. La caractérisation morphométrique de relief de chaque zone — d'après la méthode de V. N. Tohentzov — sert au même but.

L'étude des terrasses de la dépression de Cimpuri infirme l'existence d'un cours longitudinal, parallèle aux hauteurs subcarpatiques (St. Mateescu, N. Rădulescu) à l'intérieur de la région respective. On aboutit à la conclusion que la Șușița a conservé sa direction transversale à partir du moment où elle a fini de déposer les graviers de Cindești à ce jour. On suppose que cette direction transversale a été stabilisée par la formation d'un ensellement par dépôt des graviers mentionnés, que l'on peut observer aujourd'hui encore entre Dealul Mare et la colline de Momîia. Un ensellement du même genre des graviers de Cindești a également été mis à profit par la Putna pour déboucher dans la plaine.

Dans le „piedmont en terrasse” établi, les auteurs ont distingué toute une série de niveaux accumulatifs. Une partie seulement d'entre eux doivent être attribués au Siret, des études ultérieures devant éclaircir la position des autres.

Pour compléter les données physico-géographiques existantes, concernant le district de Panciu, on a également inséré, à la fin de la description de chaque division géomorphologique, quelques observations faites sur place, relatives à la végétation et aux sols.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte de la division géomorphologique du district de Panciu.

Fig. 2. — Coupes longitudinales des terrasses situées à gauche de la Șușița, comparées au profil longitudinal actuel.

Fig. 3. — Terrasses de la Șușița dans la dépression de Cimpuri.

Fig. 4. — Carte géomorphologique du piedmont en terrasse du district de Panciu.

Fig. 5. — Cartes morphométriques du district de Panciu. A -- carte de la fragmentation du relief; B -- carte de la profondeur moyenne de la fragmentation du relief; C -- carte des pentes moyennes du relief.

BIBLIOGRAFIE

1. A t a n a s i u S a v a, *Asupra prezenței cenușelor andesitice în straturile sarmatice din partea de sud a Moldovei*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1911, vol. II.
 2. C e n ț o v V. N., *Morfometriceskie pokazateli na gheomorfologhiceskoi karte melkogo mashtaba în Probleml gheomorfoghii*. Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscova, 1948.
 3. . . . *Harta geologică a R.P.R. la scara 1: 500 000 foile 5a, 2b, 6a, 3b*.
 4. M a r t o n n e E m m. de, *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Carpathes méridionales)*. Revue de Géographie, 1906—1907, t. I.
 5. M a t e e s c u Ș t e f a n, *Cercetări geologice în partea externă a curburei sud-estice a Carpaților români*. Anuarul Inst. geol. rom., 1927, vol. XII.
 6. M i h ă i l e s c u V i n ț i l ă, *Asupra teraselor morfologice*. Volumul „Cursuri” al I.C.G. al R.P.R., București, 1947.
 7. P a u c ă M., *Asupra rețelei hidrografice și morfologiei regiunii de la curbura de sud-est a Carpaților*. Rev. geogr. rom., 1942, an V, fasc. I și II.
 8. R ă d u l e s c u N. A l., *Vrancea, Geografie fizică și umană*. București, 1937.
 9. S i r c u I., *Valea Siretului în sectorul raionului Pașcani și problema genezei șei de la Ru-ginoasa. Aspecte geomorfologice*. Probl.de geografie, 1955, vol. II, p. 2.
 10. V i l s a n G., *Cîmpia Română*. Bul. Soc. geogr. 1945, vol. XXXVI.
-

CONTRIBUȚII

LA STUDIUL UNITĂȚILOR GEOMORFOLOGICE
DIN DEPRESIUNEA INTERNĂ A CURBURII CARPAȚILOR
(BÎRSA, SF. GHEORGHE, TG. SECUESC, BARAOLT)

PARTEA I

DE

MIHAI IANCU

I. CONSIDERAȚII GENERALE

În cadrul Carpaților de curbură, sau sectorul sudic al Carpaților Răsăriteni, se pune în evidență o formă de relief negativă, un complex depresionar avînd aspectul general de cîmpie — cu excepția unor vîrfuri de golfuri depresionare ce se insinuează presant în rama de orogen — ce-și justifică pe deplin, prin ansamblul caracterelor fizico-geografice, numele pe care-l credem potrivit de „depresiunea internă a curburii Carpaților”.

Această unitate complexă, scufundată, prinsă într-un sistem de dislocații ce afectează direcții diferite și nu fără legătură cu unitățile vecine, din punctul de vedere al originii, aparține geosinclinalului carpatic.

Dacă ținem seama de altitudinea medie a formelor din cuprinsul ei, o putem îngloba în categoria formelor de cîmpii înalte aluviale, deoarece elementul topografic care predomină aici este cîmpia.

Oricum am socoti, în sectorul Carpaților de curbură trebuie să distingem de la început, două mari unități structurale: de o parte depresiunea propriu-zisă și de altă parte, cadrul ei de orogen, adică masa în care este sculptată depresiunea; bineînțeles că aceste unități legate organic între ele s-au condiționat și se condiționează reciproc.

În literatura geografică de pînă acum, depresiunea în ansamblul ei nu era cunoscută sub o singură denumire — poate și din cauza extinderii pe care o are sau a compartimentării dată de masele muntoase.

Partea vestică este cunoscută sub numele de depresiunea Birsei, în documentele istorice „Țara Birsei”, care, împreună cu golfurile depresionare Zărnești — Tohan, Vlădeni, Baraolt și Sf. Gheorghe, se leagă printr-un coridor îngust de circa 9—10 km, între localitățile Angheluș

și Măgheruș, cu un alt compartiment tot de proporții mari — circa 600 km² — depresiunea Tg. Secuesc sau Trei Scaune („Țara Săcuilor”), formînd împreună, din punctul de vedere al originii, corp comun.

Marile compartimente tectonice (32) sînt grefate circa 70%, în masa fișului intern și median cretacic, iar circa 30% în masa zonei cristalino-mesozoice.

În partea sud-vestică golful depresionar Zărnești-Tohan pătrunde spre masa cristalină a Carpaților Meridionali, găsindu-se în parte pe zona limită dintre aceștia și Carpații Orientali.

Depresiunea internă a curburii Carpaților constituie din punct de vedere morfologic o regiune în general plană, cu slabe înclinări spre partea centrală afară de unele excepții, pe zona de contact cu orogenul carpatic.

În amănunt, însă, această unitate prezintă și o serie de denivelări ca rezultat al acțiunii agenților externi.

Depresiunea internă a curburii se desfășoară pe circa 1800 km², împreună cu toate golfurile depresionare și reprezintă cea mai extinsă depresiune intracarpatică din tot sectorul muntos al Carpaților Răsăriteni, cu aspect de cîmpie înaltă — în medie 560 m altitudine absolută.

Atît din punct de vedere geologic, cît și din punct de vedere morfologic, ea prezintă caractere evidente de depresiune; de asemenea, sub raport climatic, hidrografic și fitogeografic, se evidențiază cu caractere proprii.

În general, este o unitate naturală tipică, bine încadrată de masele de orogen; dar nici una dintre depresiunile intracarpatică din țara noastră — cu excepția depresiunii transilvănene — nu este încadrată de forme de relief unde linia altitudinilor maxime să fie așa de variată și faciesurile petrografice atît de diverse.

Un puternic contrast hipsometric se remarcă în special în partea de sud a depresiunii, unde o domină ridicîndu-se viguros cadrul muntos al Pietrei Craiului și Bucegilor, cu relief grefat pe sinclinale suspendate (60), ce trece de 2000 m înălțime, precum și masivele Birsei (Postăvarul și Piatra Mare) și Ciucaș—Zăganul ce trec de 1700 m.

În nord, însă, masivele Perșani, Baraolt și Bodoc prezintă altitudinile maxime de relief sub 1250 m, ceea ce are drept consecință contrastul mai puțin izbitor, deși formațiunile nu diferă prea mult.

Formațiunile geologice care intră în alcătuirea cadrului depresionar se întîlnesc și în cuprinsul ei, constituind fundamentul care suportă depozitele ultimelor strate pliocene și depozitele cuaternarului, dispuse sub formă de piemonturi, mai extinse sau mai restrînse, sub forma de cîmpuri și conuri de dejecție noi, izolate la debușarea riurilor din masa de orogen.

Întrucît fundamentul depresiunii este acoperit în succesiune normală de dacian și levantin, unii cercetători desemnează depresiunea și sub numele de „bazin pliocenic” (61).

Caracteristic pentru depresiune este varietatea în aspectul general; astfel, sînt o serie de movile răzlețe ce apar sub forme de insule înecate din depozitele mai recente ale cîmpiei. Genetic, acestea sînt de două categorii: unele martori de eroziune, iar altele, martori de prăbușiri tectonice. Poziția acestora din urmă, ca și structura lor, ne dovedește că fac parte integrantă din masa de orogen carpatică de care le desparte în unele locuri fie diverse dislocații profunde, fie formațiunile noi de pietrișuri, după cum se poate constata bunăoară în istmul Baraoltului.

În general, această depresiune prezintă un aspect de unitate larg desfășurată, însă cu gîturi din loc în loc, cu relief simplu și orientată aproximativ pe direcția NE-SV în lungul Rîului Negru, Oltului și Bîrsei, ca axe principale, avînd o altitudine ce cuprinde valori absolute de la 465 m, în depresiunea secundară Baraolt, pînă la circa 900 m în muscelele Sohodolului din depresiunea Zărnești—Tohan; însă, din întreaga suprafață a depresiunii, circa 80 % prezintă înălțimi absolute sub 600 m.

Trebuie să menționăm că în dezvoltarea elementelor morfologice ale acestei cîmpii înalte aluvionare, un rol deosebit l-au avut variațiile climatice și evoluția rețelei hidrografice, toată tributară Oltului care stăpînește drenajul întregii regiuni.

Piemonturile cuaternare ce constituie principalele unități de relief din depresiune sînt generate de torenți și de această rețea hidrografică care are traiecte specifice.

II. CERCETĂRILE ÎNTEPRINSE ÎN TRECUT

Cercetările întreprinse pînă acum și studiile elaborate privind depresiunea internă a curbării și a ramei de orogen care o domină, aparțin în cea mai mare parte geologilor și mai puțin geografilor.

Masa de orogen, în special, a constituit obiectul unor detaliate cercetări geologice, în legătură cu rezervele de cărbune, cu apele minerale sau alte resurse naturale ale subsolului și cu cartările legate de întocmirea hărții geologice a țării noastre.

Pentru depresiunea internă a curbării Carpaților propriu-zisă, studiile efectuate sînt în număr mai mic.

În ordine cronologică, cele mai vechi studii datează din a doua jumătate a secolului al XVIII-lea. Dintre acestea putem menționa lucrarea lui E. de Fichtel, apărută în anul 1780, *Nachrichten von den Versteinerungen des Grossfürstenthums Siebenbürgen* și a lui Lill de Lienenbach din anul 1834, *Jurnalul unui voiaj geologic în Bucovina, în Transilvania și în Maramureș*, care ating tangent această regiune.

După 1850 pînă în anul 1918 apar o serie de lucrări de geologie care se opresc mai mult asupra unor sectoare din regiunea noastră — cele mai multe ale geologilor maghiari și germani — cum sînt: F. Hauer și G. Stache (20), F. Herbich (21), M. Schlosser (90), G. Hoffmann (22).

Lucrarea lui J. Lörenthey (36) și alte lucrări mai vechi ale lui M. Palfy (74), I. Banyai (2) și (3) I. Vitalis (96), H. Wachner, *Bericht über die im Sommer des Jahres 1915 im Persanyer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen*¹⁾.

După anul 1920 lucrările de geologie care privesc și acest complex depresionar se înmulțesc, fiindcă burghezo-moșierimea era în căutarea „generatorilor naturali de energie” (petrol, gaz natural, cărbune, energie hidroelectrică), necesare atît industriei, cît și mijloacelor de transport.

Cercetările geologice, notele și studiile efectuate de E. Jekelius, referitoare la masivele muntoase ce înconjoară depresiunea, cuprind cele mai ample date, lămuresc și completează o serie de probleme nerezolvate

¹⁾ Jahr. d. K. ung. G.R., 1915.

decît parțial, de geologii maghiari și germani care, după cum am arătat mai înainte, studiaseră direct sau indirect regiunea.

Lucrările elaborate de E. J e k e l i u s sînt însoțite și de un variat material cartografic pe care cercetătorii mai noi, în cea mai mare parte, îl folosesc ca material de bază în studiile asupra cadrului depresiunii.

Lucrarea întocmită de L. M r a z e c și E. J e k e l i u s, *Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpathes Roumaines* (52) pune și problema existenței depresiunilor de la curbura Carpaților asupra cărora autorii fac aprecieri generale.

Dintre cercetările geologice mai noi, trebuie să menționăm pe cele întreprinse de: D a v i d P r e d a (81), de M. G. F i l i p e s c u (14) care încă din 1937 s-a ocupat și de rama ardeleană a Carpaților de curbură ce formează marginea depresiunii Tg. Secuesc și de N. O n c e s c u (59) și (60) asupra masivelor Bucegi și Piatra Craiului, studii de o reală și netăgăduită valoare științifică.

De asemenea, M i r c e a I l i e (23) și (24) se ocupă de problemele geologice ale Perșanilor, iar D. P a t r u l i u s (75) și apoi G. R. R. ă i l e a n u (82) fac cîteva observații asupra aceluiași masiv privind depozitele mezozoice.

Dacă astfel stau lucrurile din punct de vedere geologic, din punct de vedere fizico-geografic, regiunea de care ne ocupăm nu s-a bucurat de o prea mare atenție pînă în prezent.

Studii mai ample privind paleogeografia, morfografia, morfometria și morfogeneza întregii depresiuni interne a curburii Carpaților nu se cunosc.

Cele mai multe studii făcute sînt cu caracter general.

În studiile clasice privind unitățile de orogen din jur, depresiunea este doar amintită, așa cum fac E. m. m. de M a r t o n n e (42) și G. h. V i l s a n (95).

Lucrările care tratează parțial regiunea aparțin, în ordinea lor, următorilor geografi: O r b. ă n B a l. ă c z (58), face o serie de aprecieri cu caracter fizico-geografic asupra depresiunii și care astăzi au o redusă valabilitate.

În 1882, P. L e h m a n (37) face de asemenea o serie de considerații cu caracter fizico-geografic asupra depresiunii Bîrsei.

În 1901, G. H o f f m a n n (22) vorbește de unele resurse naturale ale cîmpiei locuite de secui.

L. S a w i c k i (87), în cadrul unui studiu de morfologie asupra Transilvaniei, se oprește și asupra acestei regiuni, pe care o consideră foarte complicată.

Începînd din a treia decadă a secolului al XIX-lea apar o serie de lucrări ale unor cercetători locali: astfel, H. W a c h n e r (99) în 1925 se ocupă mai întîi de dunele de Reci, iar mai tîrziu — în 1934 — își extinde cercetările și asupra teritoriului actualului Oraș Stalin și împrejurimilor (98). Studiul său însă conține prea puține date geomorfologice cu privire la regiunea de care ne ocupăm, cele mai multe referindu-se la trecutul istoric, mișcarea populației și resursele naturale.

N. O r g h i d a n (62), (63), (64), (65), (66), (67), (68), (69), (70) și (71), tot din anul 1925, pentru prima dată începe publicarea unor observații morfologice legate de șesul intracarpatic al regiunii unde se află situat Orașul Stalin, iar mai apoi asupra ramei muntoase ce limitează.

depresiunea. El ridică o serie de probleme interesante din punct de vedere fizico-geografic, cărora le-a dat diferite soluții pe care le socotim, în cea mai mare parte, valabile.

Între altele, ajunge la concluzia că rolul hotărâtor în formarea depresiunii l-au avut mișcările tectonice, iar în ceea ce privește sculptarea depresiunii, aceasta a fost comandată de variația nivelului Oltului. Cu privire la timpul când a avut loc scufundarea, pe baza datelor geologice, este de părere că aceasta s-a produs în dacian.

Însă, legat de traiectul rețelei hidrografice, pune prea de timpuriu problema străbaterii Oltului prin depresiunea de la Vlădeni, înaintea celei de la Racoș, fapt care pare neîndreptățit prin probele de teren.

În cercetările pe care le face este atras mai mult de formele morfologice din rama de orogen decât de depresiune, cărora le consacră cele mai multe dintre studiile sale.

Încă de la apariția lucrărilor lui N. O r g h i d a n asupra regiunilor din Carpații de curbura, V. M i h ă i l e s c u (46) și (47), în unele recenzii și note asupra acestora, sugerează o serie de probleme generale demne de cercetat, ca aceea a platformelor de eroziune din rama muntoasă, stabilirea sincronismului celor din Bodoc, Baraolt, Hărghita, Perșani, cu cele din Bucegi, munții Buzăului și munții Vrancei, apoi asupra racordului dintre rama de orogen și depresiune, a adâncirii apelor în materialul friabil etc., care nu au căpătat încă o soluționare, deși au apărut ca probleme de mai bine de trei decenii în urmă.

În 1949 geograful maghiar K á d á r L á s z l ó (34) pune problema regiunii cu nisipuri de la Reci, care fusese interpretată și de alții înaintea sa, ca : O r b á n B a l á c z, L. S a w i c k i, H. W a c h n e r, N. O r g h i d a n, H e r t a C ă l i n e s c u etc., și ajunge la concluzia că suprafața actuală a „Nyir”-ului nu este altceva decât un sector din terasele II și III ale Rîului Negru; prima terasă o datează ca fiind de vîrstă neopleistocenă, iar cealaltă, din pleistocenul mediu. Cu alte cuvinte, nisipul din dune rezultă din depozitele de terasă, părere susținută și de alții și cu care nu sîntem complet de acord, după cum vom arăta în altă lucrare.

III. HĂRȚILE PUBLICATE ASUPRA REGIUNII

Prima hartă geologică în care este figurată și această regiune se datorește lui S.F.B e u d a n t, datînd din anul 1818 (6).

În 1834 apare harta geologică a Transilvaniei — atașată lucrării lui L i l l i e L i e l l e n b a c h și apoi în 1854, a lui A. B i e l z, la scara 1 : 864 000. Harta executată de F. H e r b i c h, în 1878, este intitulată „Geologische Karte des Széklerlandes”; această hartă însă nu cuprinde toată regiunea de care ne ocupăm.

L. S a w i c k i (87) atașează lucrării sale tipărită în 1912, o sumară schiță cu împărțirea morfologică a Transilvaniei, scara 1 : 500 000, unde sînt menționate cele trei mari depresiuni : Bîrsa, Sf. Gheorghe și Tg. Secușe.

G h. V i l s a n (95) în „Schița morfologică a văii Prahovei și regiunilor vecine” cuprinde numai partea sud-vestică a depresiunii Bîrsei.

Cele mai multe și mai exacte schițe și hărți sînt întocmite de E. Jekelius (100) și (101), apoi de Radu Pascu (102), N. Oncescu¹⁾ și M. G. Filipescu¹⁾.

În afară de acestea menționăm și Harta geologică a Romîniei scara 1 : 500 000, foile privind regiunea curburii Carpaților (103).

În general materialul cartografic publicat pînă în prezent este valoros, dar cu totul insuficient pentru lămurirea problemelor pe care le urmărim.

IV. ORIGINEA COMPLEXULUI DEPRESIONAR INTERN AL CURBURII CARPAȚILOR

Problemele care se pun cu privire la apariția unităților depresionare din cadrul complexului

În analiza procesului de dezvoltare privind complexul depresionar al curburii Carpaților trebuie să distingem întîi formarea gropii tectonice apoi umplerea cu depozite lacustre și fluvio-lacustre și, în sfîrșit, cu depozite cuaternare.

Diferite formațiuni, în special cele noi cuaternare, apar sub aspectul unor suprafețe slab ondulate și ușor aplecate topografic sau structural, de la poalele munților, de pe zonele de contact, sau cîmpuri largi mlăștinoase parțial, cu poziții centrale.

Toate acestea ridică o serie de probleme care trebuie elucidate sub raport morfogenetic, morfometric și morfografic.

Într-o lucrare elaborată încă din anul 1922, geologul E. Jekelius (33) susținea că bazinul „Țara Birsei” s-a format prin prăbușire în timpul mezozoicului. Ulterior, în urma unor studii mai ample, revine asupra acestei ipoteze și admite că este un bazin de prăbușire mărginit de fracturi, a cărui scufundare ține și de sedimentarea formațiunilor pliocene.

În altă lucrare (28), același autor arată că scufundarea lentă a bazinului a continuat și după depunerea pliocenului, fapt contestat de alți cercetători, dar care credem că are justificare în sensul unei deplasări negative pe verticală.

Oriinea tectonică a depresiunii este admisă și de geograful N. Orghidan (68), care susține că povîrnișurile rezezi ale munților sînt dovada scufundărilor care au avut loc, indicînd chiar traiectul unor linii de falii pe anumite direcții, ce ar putea încadra depresiunea, dar fără să lămurească cauzele ce au determinat aceste fenomene tectonice.

N. Orghidan (63) în 1932 pune problema legăturii depresiunii Zărnești—Tohan cu valea Dîmboviței, după orogeneza mesocretacică, pe bază de facies, precum și a legăturii cu bazinul transilvaniei pînă la începutul sarmaticului.

L. Mrazec, în lucrarea sa din 1932, cu privire la depresiunile interne din Carpați (52), menționează între altele că depresiunea în care e situat actualul Oraș Stalin împreună cu depresiunea ciucurilor sînt depresiuni tinere cu depozite pliocene, lacustre și zăcăminte de cărbuni provenite printr-o lăsare recentă, „independente” și fără legătură cu bazinul Transilvaniei.

¹⁾ „Carte géologique de la région Piatra Craiului - Bucegi” — scara 1 : 75 000 (cuprinzînd un restrîns sector din depresiunea Zărnești).

²⁾ „Esquisse géologique comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et de la Bîsca Mică — scara 1 : 200 000 (în care este figurată partea de est a depresiunii Tg. Secușeș).

N. Onicescu (59) arată că mișcările din masivele Bucegi, Leaota și Piatra Craiului au influențat și rama, respectiv marginea depresiunii: „anticlinalul Leaota suferă către nord o lăsare axială, făcând loc depresiunii Bran—Brașov¹⁾).



Afară de opiniile de mai sus, cu privire la originea complexului depresionar, în sprijinul concluziilor pe care le vom trage pe baza cercetărilor de teren, mai trebuie să menționăm încă o serie de teze teoretice.

L. Mrazec în 1932 făcea mențiunea, în treacăt, vo bind de bazinul Transilvaniei... „că erupțiile vulcanice cretacice terțiar sînt legate de procesele tectonice generatoare de depresiuni” (52)²⁾.

I. A. Tanasiu³⁾, în 1946, observa că între vulcanism și depresiuni, în cadrul munților Apuseni, ar fi fost o legătură.

De asemenea, el susținea că extruziunile vulcanice, în unele locuri, au avut ca urmare o mișcare de lăsare a scoarței, cum s-ar putea prinde pe latura de vest a sistemului vulcanic Căliman—Hărghita, dar sublinia că nu lăsarea determină extruziunea, ci extruziunea lavelor vulcanice determină lăsarea.

Geologul C. Gheorghiu în lucrarea *Geologia munților Alma-jului*⁴⁾ afirmă că sînt mulți cercetători care admit că extruziunile vulcanice generează bazine de scufundare.

Deoarece bazinul curburii este amplasat la capătul de sud al celui mai lung lanț vulcanic din Europa (11) este posibil ca înfăptuirea acestuia să fie determinată de mișcări de lăsare în diferite timpuri, în urma extruziunii materialului vulcanic, mai cu seamă că erupțiile vulcanice din Hărghita, Perșani, Ciumatul fiind pliocene (52), fazele de scufundare ale compartimentelor care compun bazinul au urmat imediat. Acest fapt ne face să nu fim de acord cu afirmațiunile lui N. Orghidan (70) care, cu ocazia unei recenzii, arată că „erupțiile vulcanice sînt mai noi decît depresiunea Brașovului”⁵⁾.

Depresiunea curburii este o unitate naturală așezată într-un cîmp de linii de fractură rezultate din puternice deranjamente ale scoarței, însemnate prin lave vulcanice sau mineralizări.

Izvoarele de ape minerale de la Zizin, Covasna, Voinesti, Poian, Baraolt, Codlea, Vlcele etc. dovedesc marea nestabilitate din această regiune. De asemenea, apariția în aceleași locuri și în altele încă a fenomenelor postvulcanice — la Dalnic, de exemplu, într-un foraj care s-a făcut, s-a dat de bioxid de carbon — arată jocul pe verticală și apropierea de masa vulcanică.

Prin urmare, putem spune cu destulă certitudine că existența depresiunii, dacă nu total, cel puțin în unele mari compartimente, nu este străină de acțiunea erupțiilor vulcanice din imediata apropiere.

În concluzie, depresiunea este o regiune de interferență a unor fenomene tectonice, de mare amploare, care au avut loc în rama de orogen.

¹⁾ p. 83.

²⁾ p. 124.

³⁾ I. A. Tanasiu, *Curs de geologie generală*, 1946, partea I (litografiat).

⁴⁾ Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1954.

⁵⁾ p. 398.

Față de multe evenimente, bazinul intern al curbării nu apare decît ca o formă de detaliu.

Din timpul mesozoicului încă, și în special în terțiar, rama de orogen a fost prinsă între mari sisteme de mișcări tectonice de diferite intensități și direcții.

Regiunea astfel situată nu putea să rămînă fără a fi afectată de asemenea mișcări.

După depozitele mărilor pliocene situate la înălțimi în rama de orogen a depresiunii, putem trage concluzia că prăbușirea propriu-zisă a bazinului a avut loc în pliocen, regiunea însă a putut să fie deprimată anterior în unele sectoare, ca în sectorul Zărnești—Tohan, după cum se constată din formațiunile contemporane mișcărilor din Bucegi.

Un alt fapt important pentru evoluția regiunii este împingerea masei cristaline a Făgărașului spre est, la sfîrșitul pliocenului (59); acest fenomen a determinat prăbușirea și adîncirea sinclinalului Codlea — Orașul Stalin și aplecarea spre nord a masei muntoase Postăvarul—Piatra Mare.

Înălțarea masei muntoase din timpul levantinului din partea externă a curbării Carpaților a putut și ea să contribuie la fenomenul de lăsare în nord, adică în depresiune.

Credem că L. M r a z e c (52) a avut dreptate cînd semnala faptul că scufundările din depresiunile periferice ale bazinului Transilvaniei sînt provocate de ridicările din exteriorul curbării Carpaților.

Poate că lăsarea din levantin nu este străină de scăderea înălțimilor pe direcția liniei Oituz—nordul Baraoltului.

Formarea depresiunii este foarte complexă, determinată de o întreagă serie de cauze. Complexitatea provine din faptul că depresiunea este foarte lungă și așezată în latul diferitelor zone, de la cristalinul Făgărașilor pînă la eocenul Orientalilor, cu contacte anormale, încălecări, fracturi etc.

Toate faptele arată că fenomenele majore care au determinat înfăptuirea bazinului curbării nu pot fi puse decît pe seama tectonicii și extruziunilor magmatice din lanțul vulcanic din nord.

Rama de orogen a depresiunii interne a Carpaților de curbură a suferit și ea rupturi sau flexiuni pe zona de contact și o cădere în timpuri și pe întinderi diferite spre axele de maximă lăsare, care coincid în bună parte cu direcția Rîului Negru și a Oltului; această cădere este pusă în evidență prin resturile din fundamentul cretacic sau intruziuni vulcanice ce apar la suprafață din depozitele mai noi sub formă de insule, acolo unde fundamentul nu este la mare adîncime. Adîncimea fundamentului se pare a fi foarte variabilă, fapt dovedit de altfel și de o serie de foraje.

V. CONTACTUL DEPRESIUNII CU ZONA DE OROGEN

Contactul dintre depresiune și rama de orogen se poate distinge cu destulă precizie, schițîndu-se clar, prin contrastul atît din punct de vedere geologic, cît și morfologic, la care se mai adaugă aspectul diferit al florei, așezărilor omenești și dezvoltării vieții economice.

Eroziunea diferențială pune în evidență cu destulă claritate cele două mari unități. Cu alte cuvinte, limita se poate prinde pe o zonă mai lată sau mai îngustă, unde se simt schimbări brute de aspect de la o regiune la alta.

Această zonă de racord, pe unele sectoare, este dată de prezența unei serii de conuri de dejecție, de proporții reduse și de dată recentă.

În general, zona de contact se caracterizează prin frecvente interpătrunderi ale celor două unități morfologice care se studiază; de o parte și de alta a acestei zone apar forme categoric variate ca aspect, datorită unei dezvoltări diferite pe seama depozitelor geologice specifice.

Din punct de vedere stratigrafic, limita dintre depresiune și masa de orogen se prinde, în unele sectoare, pe contactul dintre formațiunile pliocene și cuaternare cu formațiunile cretacice sau magmatice mai evidente în golfurile depresionare Baraolt și Sf. Gheorghe.

Precizăm că numai în bună parte se observă această situație, deoarece depozite ale pliocenului nou se întilnesc sporadic și în cuprinsul zonei de orogen periferice (32), ca de exemplu la Țimișul de Sus, Poiana Stalin, culuarul depresionar Feldioara-Augustin, Baraolt etc., care urmează să fie explicate în cadrul studiilor privind rama.

Se remarcă aproape pe toată lungimea contactului dintre rama muntoasă și cîmpia acumulativă că nu există o trecere bruscă, tranșantă, afară de sectorul Dîrste—Curmătura, Borușu—Piscul Bureților și Măeruş—Crisbav.

În cele mai multe părți cîmpia aluvionară se insinuează sub formă de golfuri depresionare în masa de orogen, realizate pe seama văilor apelor.

Pe zona de contact, prezența unor dislocări tectonice marginale este dată ca sigură și aceasta se pune în evidență, după cum susțin unii cercetători, prin diferite intruziuni magmatice (68) sau prin mineralizări, deoarece întreaga regiune este într-un cîmp de falii.

După o interpretare mai veche a formelor, N. Orghidan și V. Mihăilescu (46) menționează o terasă superioară care se desfășoară pe marginea depresiunii de jur împrejur, înfăptuită pe seama conurilor de dejecție, terasă care joacă rolul, în oarecare măsură, de element de mascare a acestui contact.

În urma cercetărilor efectuate am constatat că nu se poate susține prezența unei terase pe zona de contact; pe acest contact se sprijină vîrfurile unor conuri de dejecție ce constituie piemonturile.

Rezultă deci că relieful sub raport morfologic și structural este cel care indică precis linia de contact.

Dar nu numai morfologia și morfostructura constituie elemente care separă depresiunea de munte; va trebui să punem la contribuție și repartiția altitudinilor din cuprinsul acesteia, pe sectoare de contact.

Bineînțeles că, pentru o cît mai justă interpretare a datelor fizico-geografice proprii depresiunii, va trebui să ținem seama de întregul complex de înălțimi ce barează trecerea spre celelalte regiuni similare, deoarece există o puternică împletire cauzală a multor fenomene dintr-o parte și din alta; nu este suficient, credem, numai analiza morfografică, morfometrică și morfogenetică a depresiunii pentru o deplină înțelegere, ci și a ramei de înălțimi, poate pînă pe cumpăna apelor sau pe linia celor mai mari creste.

Deocamdată, pentru conturarea elementelor morfologice proprii depresiunii, ne mărginim să vorbim despre o zonă de contact care domină regiunea și nu de rama propriu-zisă a acesteia.

Se constată că în unele sectoare, contactul este foarte clar și depozitele noi aluvio-proluviale au fost spălate de activitatea rețelei hidrografice.

A. ZONA DE CONTACT DIN SUDUL DEPRESIUNII

Această zonă o considerăm extinsă între localitățile Zărnești și Zagon, unde depresiunea vine în contact mijlocit sau nemijlocit cu masivele: Piatra Craiului, Leaota, Velicanul, Cristianul, Piatra Mare; munții de înălțimi mijlocii între valea Târlungului, la ieșirea din munte și valea Zagonului, aparținând cretacicului inferior din zona internă, excepțional trecând peste 1200 m (Pilische 1223 m) ce se găsesc în fața masivelor

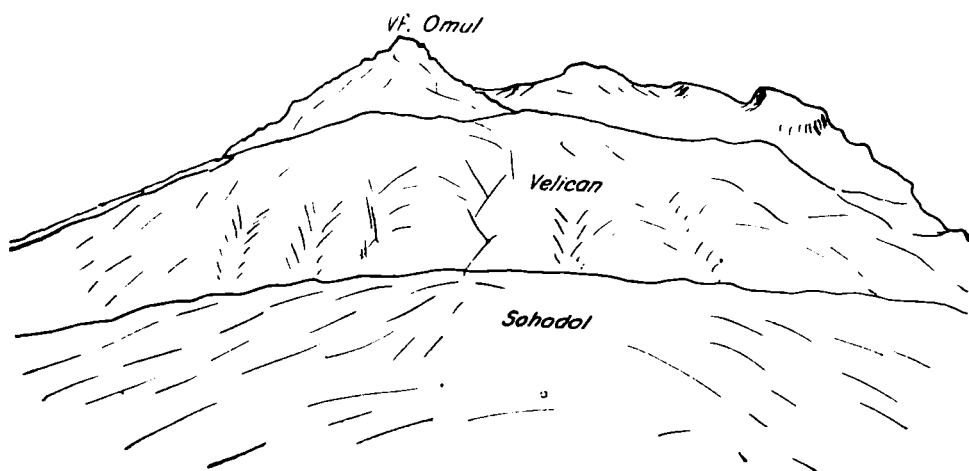


Fig. 1. — Contactul dintre Piemontul Sohodol și masa de orogen reprezentată prin masivul Bucegi care culminează în vârful Omul de 2511 m. Muntele Velican (1904 m) din Bucegi vine în contact direct cu piemontul.

mai înalte Ciucaș — Zăganul și Siriu, pot fi numiți *munții întorsurii*.

În sectorul dintre valea râului Birsei, unde iese din masa pe orogen cristalină și valea râului Ghimbășel la ieșirea dintre masivele Velican și Rung, putem vorbi cu adevărat de un contact hotărît dat de o diferență precisă stratigrafică între jurasic, ultima apariție spre nord a cristalinului de tip Leaota, conglomeratele de Bucegi și depozitele mai noi, de o denivelare tectonică între regiunea muscelor și Piatra Craiului, ca și de o diferență morfologică, ca rezultat al faciesului petrografic diferit.

În nici într-o parte nu se poate urmări un contact mai rectiliniu ca între valea Birsei și valea Turcului din sectorul arătat mai sus.

Piatra Craiului, un sinclinal suspendat (59), se ridică brusc prin pereți prăpăstioși pînă la 1923 m în vârful Piatra și la 1375 m în Măgura, iar Velicanul, la 1904 m; astfel, aceste masive dau o diferență sensibilă față de circa 800 m în culmea pe care parțial este așezată localitatea Predeal (Muscelul cu 827 m) și culmile Sohodolului, de circa 980 m în părțile cu cele mai mari nivele de cote (fig. 1).

Între localitatea Bran și ieșirea râului Pănicel din masivul Velican intervine o excepție, în sensul că Piemontul Sohodolului trece pe nesimțite înspre sud-vest, în platforma Branului care urcă spre Giuvala, pînă la 1200 m—1380 m, înălțime absolută (64).

În acest sector, anticlinalul cristalin al Leaotei se scufundă sub depozitele aluvio-proluviale ale eopleistocenului, aflorind într-un mic petic, pe valea râului Poarta lângă localitatea Bran (59).

Istoricul dezvoltării acestui contact este dintre cele mai interesante prin faptul că depresiunea Zărnești—Tohan se prezintă ca o veche unitate depresionară față de celelalte unități din cuprinsul depresiunii interne a curbării Carpaților și s-a individualizat în urma mișcărilor puternice care au avut loc în terțiar, se pare, înaintea celorlalte.

Încercarea cristalinului pe zona de contact este rezultatul unor importante fenomene tectonice care au avut loc în acest sector.

Așa, după cum afirmă N. O n c e s c u (59), masa cristalină a Făgărașului a executat o mișcare de împingere către est asupra Pietrei Craiului (4 km), iar anticlinalul Leaotei s-a deplasat și el și cu toate că a avut rolul unui stăvilă, a transmis totuși mai departe această împingere, spre sinclinalul suspendat al Bucegilor și spre Piatra Mare, care s-au deplasat încă mai mult.

Timpul când s-au efectuat aceste mișcări este dat ca fiind sfârșitul pliocenului (59).

Nu se poate concepe ca având loc asemenea fenomene tectonice, deplasări de masive, ca în amplasamentul unității depresionare de care ne ocupăm, să nu fi avut un puternic răsunet fenomenele petrecute, iar pe zona de contact, procese de încălecarea ale diferitelor formațiuni.

Linia de desprindere pe direcția NV-SE marchează de altfel contactul.

Mai departe, contactul este susținut de valea Ghimbășelului pînă la localitatea Cristian; piemontul este separat de ultimele masive spre vest ale Cristalinului (dealurile Județului, Borușu, Pleașa, În Piatră, Curmătura, Cetății, Dorobei, Spinarea Lată, Pisculețul, Bureților) și care nu scad sub 700 m înălțime absolută, fiind alcătuite din formațiuni senoniene—turoniene, iar deasupra Rîșnovului, calcar jurasic și apoi triasicul mijlociu. Pereții de calcar se lasă cu 300—400 m deasupra depresiunii.

În acest sector contactul este tranșant, deoarece Ghimbășelul Mare (Pîrăul Mare) abătindu-se spre dreapta de pe piemont mătură depozitele cuaternare noi de la poalele masivelor.

O excepție constituie spărtura puternică făcută în rama de orogen de depresiunea lată de circa 1—1,5 km care se insinuează pe valea Ghimbășelului Mic, între dealul Borușu și dealul Pleașa, spre gura Cheii, la circa 690 m altitudine absolută; conurile de dejecție laterale în cea mai mare parte au fost erodate, afară de cel al văii Cetății, unde este așezată localitatea Rîșnov și care con a izbutit să împingă spre stînga cursul Ghimbășelului.

La ieșirea din masa de orogen alcătuită din depozitele triasicului mijlociu, pîrăul Cristalinului care mai colectează apele din valea Pietroasă și Joaderului își deschide o vale largă între dealul Dorobei și dealul La Promenadă și prin vechiul său con de dejecție exercită aceeași acțiune de abatere spre stînga a Ghimbășelului.

Pe sectorul considerat, ca fapt caracteristic, se remarcă prezența văilor strîmte la ieșirea din munții ce alcătuiesc rama, alternînd cu văi largi extinse pe seama diferitelor depozite. Această situație poate fi pusă în legătură cu varietatea structurii litologice și liniile lor de intersecție.

Între localitatea Cristalin și Orașul Stalin căderea mesei de orogen spre Cîmpia Birsei este pusă în evidență și de o serie de movile răzlețe, alcătuite din aceleași formațiuni ca și rama de orogen, adică din calcar jurasic, cum sînt Măguricea Mică de 593 m înălțimea absolută, care se izolează printr-o masă de depozite cuaternare de Piscul Bureților cu nivel de cotă 622 m ca și Măgurile de 589 m. Astfel, că relieful a înregistrat fidel efectele mișcărilor negative pe verticală executate de ramă.

În lungul acestei zone de contact — mai precis între botul de deal „La Petricele” și dealul „Sprenghiului” (600 m) — cîmpia se insinuează în rama de orogen sub forma unui golf ascuțit în „La Baia de Cărbuni”, fiind tivită de formațiunile cuaternare provenite din acțiunea aparatelor torențiale prin dezagregarea conglomeratelor de Bucegi, sub forma a mai multe pînze de aluviuni care intră în compunerea conurilor de dejecție unite lateral. Acestea nu sînt opera numai a torenților, ci și a rețelei hidrografice permanente reprezentată prin apele ce curg prin valea „În Căldare”, valea Largă, valea Groapei de Fier și valea Fabricii de Țiglă.

Între gura văii „În Căldare” și dealul de la Bartolomeu, pe zona de contact, atît cîmpia cît și rama muntoasă alcătuită în prima jumătate pînă în dreptul „poligonului” din conglomerate de Bucegi și mai departe din calcar titonic, au o înclinare de la sud-vest spre nord-est. Pe marginea cîmpiei înălțimea scade de la circa 600 m în Cîmpul către Baie, la 545 m în cîmpul de la Fabrica de Țiglă, iar rama de orogen, de la 1003 m în Piatra Corbului, la 600 m în dealul Sprenghiului, pe o distanță deci de numai 7 km se înregistrează o cădere de circa 400 m în ramă, ceea ce constituie un fapt semnificativ. Urmele deranjamentelor se pot constata din diferite profile.

De altfel, liniile de falii, cea care vine oblic pe zona de contact între conglomeratele de Bucegi și calcarele titonice și cea din colțul Corbului paralelă cu zona de contact, indică tulburări în tectonica regiunii și o aplecare a întregului sector.

Ceea ce caracterizează contactul în sectorul pe care l-am urmărit este marea complexitate petrografică. În multe locuri, rama de calcar jurasic este întreruptă de depozitele triasicului și ale conglomeratelor de Bucegi.

Pe distanța Bartolomeu—Dirste, contactul are direcția NV—SE și este dat în prima jumătate de virfurile conurilor de dejecție ale apelor ce converg către Scheiu, conuri pe care este așezat Orașul Stalin, iar în a doua jumătate, un golf al cîmpiei, similar cu cel din Cîmpul către Baie, se strecoară în dreptul localității Noua, în masa de orogen.

Căderea ramei de orogen spre nord este indicată de altfel de înecarea în depozitele mai noi ale dealului Cetății, dealului Melcilor etc. Trahitul care apare în Curmătura este o indicație, după cum susține N. O r g h i d a n (63), a existenței unei linii de falii, de la care spre nord se înecă formațiunile vechi titonice și cretacee în formațiunile pliocene și cuaternare ale cîmpiei.

După toate probabilitățile, această cădere în sectorul de care ne ocupăm s-a produs în trepte și nu pe o singură linie de falie, ci pe un sistem de linii, mai mult sau mai puțin paralele și pe direcția SE—NV.

Valea Răcădăului puternic înscrisă în relieful marginal drenează flancul de est al Timpei (957 m) și cu toate că are un profil transversal destul de larg, nu prezintă o notă deosebită pentru zona de contact.

Conul său de dejecție este puțin extins în suprafață, poate și din cauza marilor adincimi care se pare că le avea lacul levantin în dreptul acestui sector.

Depozitele de conglomerate de Bucegi din ramă iau contact direct cu depozitele pliocene și cuaternare ale bazinului, fără o extinsă zonă de contact ca în alte părți.

În sectorul de care ne ocupăm, contactul prezintă puternice contraste hipsometrice. Rama muntoasă alcătuită din conglomerate se ridică repede pînă peste 1000 m înălțime absolută — 1105 m în muntele Varniței și 1108 m în muntele Scaunul Popii.

O scădere a altitudinilor de la sud-est spre nord-vest se confirmă și în această parte ca și în sectorul Rîșnov — Orașul Stalin; din vârful Varna, de 1272 m, altitudinile scad pînă în dealul faliat al Meleilor la 714 m.

Faptul acesta ne îndreptățește să credem într-o înclinare generală a frunții masivului Cristian spre nord la sfîrșitul pliocenului o dată cu mișcarea spre est.

Aripa stîngă a piemontului Săcele la vest de Dîrste ia contact direct cu muntele, fără o prispă intermediară, așa cum se constată la est de localitatea amintită.

Ceea ce trebuie de relevat încă este faptul că deși aparatele torențiale au sculptat transversal adinc relieful de contact, unde se sudează masa de orogen cu depresiunea, totuși nu găsim acele glacisuri de dată recentă pe care le-am întilnit în sectorul Zărnești—Tohan.

Din compartimentul depresionar al Zărneștilor și pînă în valea Timișului, depresiunea internă a curburii a venit în contact, după cum susțin unii geologi, cu formațiunile care intră în compunerea marilor unități cristalino-mezozoice (38): mai departe, contactul se face între depresiune și zona internă a flișului.

Între valea Timișului și valea Tărlungului zona de contact coincide aproximativ cu întilnirea dintre formațiunile pleistocene cu formațiunile flișului intern al cretacului inferior din Carpații de curbura.

În această parte, masivele secundare ale Pietrii Mari (1844 m), Bunloc (1187 m), Highieș (1060 m), trimit cîțiva pîteni de gresie sau conglomerate cum sînt Creasta Văroasă, Mărgădău, Coasta Viei, Pe Mal, Ciocleanu și Plopiș, ce cad perpendicular pe zona de contact cu Piemontul Săcele și care mai departe spre nord se îngroapă în formațiunile deluviale.

Acest contact între piemont și cadrul de orogen, sinuos în amănunt, se poate urmări pe izohipsa de 700 m care trece peste boturile de deal la sud de linia localităților Dîrste, Băciu, Turcheș, Cernatul și Satu-Lung. Între Dîrste și Satu-Lung se constată o interpătrundere a celor două unități ce vin față în față; cîmpia înaltă piemontană se insinuează sub forma unui golf pe valea Timișului pînă spre localitatea Dealului Morii și pe valea Tărlungului pînă la confluența acestuia cu riul Doftana, la localitatea Șanțul Vechiu.

Este de remarcat că în acest sector, mai mult decît în celelalte anterioare, contactul nu se face pe un simplu plan de denivelare, ci pe o întregă zonă, a cărei lățime este arătată în cea mai mare parte de aria de răspîndire a satelor dintre valea Timișului și valea Tărlungului, la ieșirea lor din munți.

Zona aceasta, acoperită de o pinză de prundișuri care constituie un piemont de eroziune, prezintă caractere de tranziție și este morfo-

metric cuprinsă între 620 și 700 m; este degradată și fragmentată în latul ei de ape curgătoare și torenți care alcătuiesc mici glacisuri peste depozitele mai vechi. În general, toată zona de contact este constituită din roci cu o slabă coeziune, care nu opun o prea mare rezistență agenților externi, cum sînt conglomeratele, gresiile și marnele de vîrstă cenomaniană, albian-apțiană, valanginiană, hauteriviană etc. Pantele sînt într-o plină dezvoltare morfologică. La acțiunea de degradare a versanților a dus și despădurirea nesăbuită efectuată în trecut. Dezvoltarea continuă a versanților este înlesnită de procese de pornituri care au prins coastele. Numeroasele izvoare care apar la contactul dintre gresia neocomiană și masa de conglomerate din partea superioară a ramei de orogen înlesnește dislocările.

Denivelarea accentuată dintre piemont și munte s-ar datora, după cum admite N. Orghidan (68), unei rupturi tectonice orientate pe direcția NV-SE, ca și altor sisteme de linii de fractură care limitează marea groapă tectonică din interiorul arcului carpatic.

Considerăm că această ipoteză prezintă interes și poate fi luată în bună parte în considerație, cu suplimentarea că, dacă admitem o cădere în trepte, așa după cum ar indica existența movilelor Săcele, în acest caz ar putea să fie mai multe rupturi în scoarță. Rămîne ca pe baza forajelor și altor dovezi geologice să precizăm mai concret această problemă cînd vom studia rama de orogen în întregime.

În partea estică, contactul Piemontului Săcele cu muntele pare a fi și mai clar decît în sud. Contactul se face pe linia Satu-Lung—Teliu. Rîul Tărlung subliniază acest contact pe tot sectorul de est al piemontului. Tărlungul deschide o vale destul de puternică, bine sculptată în relief, cu direcția sud-vest la nord-est, care separă aripa dreaptă a piemontului, de pe care se abate de altfel, de cutele carpatice ce au altitudinea de 750 — 900 m, constituite din stratele de Sinaia și Comarnic (16) și se altoiesc pieziș pe linia de separare. Valea Tărlungului retează oblic atît fruntea masivelor Sitiței, dealul Spînzuratului (711 m), culmea Budilei, cît și conurile de dejecție ale afluenților săi de pe partea dreaptă.

Cu toate că Tărlungul este abătut spre dreapta de pe piemont, datorită configurației pe care o are acesta pe direcția sud-nord, în dreptul debușării văilor de pe partea dreaptă care coboară din cuprinsul straterelor de Sinaia, conurile de dejecție generate de acestea impun o boltire a cursului, silindu-l să sape în stînga, în masa piemontului; așa se întîmplă în dreptul văii Zizin, văii Popii, iar rîul Dobrlău nu numai că silește Tărlungul să se îndrepte spre Băcel, dar alunecă în stînga pe propriul său con de dejecție pe care-l ocolește.

Între valea Teliu la ieșirea din munte și capătul nordic al culmii Cîmpul Stînei (719 m) contactul se prezintă tot sub forma unei trepte de denivelare fragmentată de apele care confluează, fie spre Tărlung, fie spre Rîul Negru. Întinsele conuri de dejecție, pe care sînt așezate o serie de sate, maschează contactul cîmpiei cu muntele, ce se ridică prin culmi prelungi, cu spinări largi, împădurite, piezișe pe linia cîmpului, netrecînd de 1000 m în virfurile Curmătura (952 m), Mogiori (927 m), Pietros (842 m), dealul Lemnelor (726 m), constituite din depozitele cretacicului inferior, stratele de Comarnic din baremian-apțian, după cum precizează M. G. Filipescu (16), reprezentate prin marne cenușii, șisturi argiloase marno-calcare cenușii și brune, conglomerate albe, cenușii recifale.

De remarcat faptul că toate așezările omenești sînt situate în zona de contact pe conurile de dejecție generate de apele ce vin din munte; acestea constituie cele mai favorabile locuri pentru așezări, deoarece spre vest se desfășoară o regiune de mlaștini cu puține locuri uscate, pe cînd spre est se ridică masa de orogen improprie.

Pe distanța Cîmpul Stînei—Covasna zona de contact prezintă oarecare complicații în sensul că pare foarte sinuoasă și pe unele locuri greu de descifrat.

Rama muntoasă trimite piteni spre nord, în alcătuirea cărora iau parte formațiunile geologice aparținînd albianului și reprezentate prin marne, gresii și conglomerate (16).

Depozitele senoniene, sub forma unor marne roșii care apar în ramă la Covasna (15) și sisturile negre nu introduc o notă deosebită în morfologia regiunii. Doar prezența unei linii de fractură, care, după cum afirmă M. G. Filipescu (17), se continuă spre nord pe valea Turiei și apoi pînă la Lăzărești — Ciucul de Jos — se evidențiază prin izvoarele cu ape sulfuroase și acidulate (CO₂) de la Covasna și localitățile vecine. Masa muntoasă din sudul culuarului piemontan Reci, prin movilele Cariera de Piatră (552 m), Doboica (573 m), Sf. Gheorghe (538 m), Dealul Altarului (504 m), în a căror constituție intră aceleași formațiuni petrografice, pare a se lega de capătul de sud al masivului Bodocului.

Culuarul de la Reci reprezintă după toate probabilitățile o înșeuare largă a masivului înecat în depozitele noi.

Cîmpia intră aici printre armurile muntoase sub forma unor golfuri adînci și largi în care sînt așezate o serie de sate ca Măgheruș, Saciova, Boroșnăul Mic, Valea Mare și Dobolii de Sus.

Între localitățile Dobolii de Sus și Păpăuți, masa muntoasă vine în contact cu micul piemont de la Zagon, ce prezintă o altitudine de 550 — 560 m. Pereții muntoși se ridică cu 200 — 250 m deasupra piemontului. Rețeaua hidrografică care drenează rama muntoasă între Lișnău și Zagon fiind destul de anemică, nu a avut posibilitatea de a colmata puternic gurile foarte largi pe zona de contact. Degradările de teren au prins pantele, în special cele despădurite, cum s-a întîmplat pe coastele dealului Biborez (626 m).

Conuri de dejecție mai bine dezvoltate sînt ale Zagonului, Păpăuțului și Covasnei, puse în evidență spre cîmpul Brateșului de numeroase izvoare ce apar la limita lor inferioară.

B. ZONA DE CONTACT DIN SECTORUL ESTIC

Între localitățile Covasna și Lemnea, zona de contact nu prezintă complexitatea care există între Lișnău și Covasna.

Cîmpia Tg. Secuesc, respectiv Piemontul Ghelintei, vine în contact spre est cu rama de orogen a Vrancei, pe o zonă de interpătrundere mai puțin sinuoasă decît în sectoarele anterioare, limitată aproximativ între nivele de cote de 540 și 620 m.

Caracterul de înecare a ramei muntoase spre apus, sub depozitele pliocene și cuaternare ale cîmpiei este pusă în evidență și de data aceasta prin numeroasele forme mamelonate izolate, constituite din aceleași depozite ca și munții din apropierea zonei de contact (16).

Astfel sînt : movila Halom (569 m) din fața satului Covasna, movila Zăbala (567 m) etc.

Însă, ceea ce se remarcă în imediata apropiere pe zona de contact, mai este și un alt fapt : în timp ce pe rama muntoasă cotele celor mai mari înălțimi descresc spre nord, începînd de la virful Pilisca (978 m) de lângă localitatea Covasna și trecînd prin virful Odor (911 m), virful Hilib (693 m), virful Cîras (655 m) și pînă la Capolna (682 m) de lângă localitatea Brețcu, cotele cîmpiei descreșc dinspre nord spre sud de la circa 580 m în dreptul localității Lemnea la circa 540 m spre golful de cîmpie de la Zagon.

Explicația acestei situații, care pare paradoxală, este dată în fapt de tectonică. Întreaga masă muntoasă a Vrancei prezintă scăderi în repartiția altitudinilor dinspre sud spre nord, cu maximum de scădere spre axa hidrografică a Oituzului (65).

În ceea ce privește constituția litologică a ramei de orogen mărginașă, aceasta este deosebită de cea de la sud, pe care am văzut-o pînă acum, fiind reprezentată prin depozitele eocene ale zonei mediane alcătuite din gresie de Tarcău (16).

Formațiunile cuaternare reprezentate prin depozitele cu caracter torențial, în zona de contact a conurilor de dejecție, acoperă marginea muntoasă mai puternică în creștăturile adînci din ramă, ca în valea largă a Covasnei, Zabalei, Ghelînței, Ojdulei, Brețcu și mai puțin acolo unde rama reprezintă o fragmentare redusă.

Activitatea torențială a fost destul de intensă în acest sector, grezul de Tarcău, șisturile negre, marnele senoniene au fost puternic sculptate în cel puțin patru faze principale și pinzele de prundișuri s-au așternut în grosimi apreciabile peste depozitele pliocene de pe zona de contact.

Ceea ce caracterizează acest sector de contact, în afară de cele amintite mai sus, este prezența conurilor de dejecție care au izbutit să se îngemăneze lateral ca între Zabala, Ghelînța, Ojdula și să creeze astfel un piemont slab învălurat pe direcția NE-SV.

Trebuie să mai adăugăm că evoluția versanților în ramă este înlesnită de o serie de procese de degradări, care în urma despăduririlor au prins unele pante ale dealurilor, tipic fiind dealul Hilib de lângă Ojdula.

C. ZONA DE CONTACT DIN SECTORUL NORDIC

Această zonă o socotim, ca desfășurată între localitățile Lemnea și Petriceni.

Atît sub raport morfometric, cît și morfologic, contactul se pune clar în evidență.

Pe acest sector se reeditează într-o oarecare măsură contactul din sectorul Cîmpul Stînii — Zagon.

Zona de contact prezintă puternice sinuozități, datorite pintenilor din nord, care pătrund îndrăzneț spre cîmpie, sub forma unor dealuri destul de înalte, cum sînt dealul Sf. Mihai (765 m) deasupra localității Mereni, dealul Procesului (739 m) la nord de localitatea Sînzieni și dealul Mormintul Ungurese (907 m) ce domină localitatea Petriceni.

Apele Lemnea, Pirăul Scurt, Casin, care coboară din masa muntoasă din nord, alcătuită din depozite eocene și oligocene, au sculptat văi sub

forma unor largi estuare în care au izbutit să se adîncească cu 100—150 m pe zona de contact.

Izvoarele de ape minerale care apar în unele locuri, ca în cazul de la Poian, arată că pe regiunea de contact au avut loc diferite fenomene tectonice.

Diferența de altitudine, dintre cîmpie și munte pe zona de contact, ajunge la circa 150 — 200 m.

Lipsa de pe zona de contact, sau din imediata apropiere a acesteia, a marilor de prăbușire ne face să credem că în această regiune nu a mai existat o cădere ușoară a munților spre cîmpie și că fenomenele tectonice au fost mai puternice.

Între localitățile Petriceni și Moacăsa zona de contact prezintă caractere aparte, reflectate printr-o lățime mai mare și o dezvoltare între izohipsele de 600 și 700 m; depozitele cretaceice ale zonei interne a flișului intră ușor sub depozitele mai noi ale cîmpiei piemontane; culmi prelungi se desfac din masivul Bodocului, orientîndu-se pe direcția NV-SE, separate prin văile largi ale râurilor Turia, Pirăul Mare, Cernat, Dalnic, Beșeneu.

Contactul dintre rama de orogen și piemont este marcat de altfel și de prezența unui rînd de sate mari, așezate pe terase, în lungul văilor largi.

Depozitele argilo-nisipoase ale piemontului, cu intercalații cărbunoase, arată că țărnul lacului în acest sector s-a retras treptat. Elementele acumulative au o mare dezvoltare pe zona de contact.

Contactul dintre culuarul piemontan de la Reci și munții Bodocului pe distanța Moacăsa-Angheluș este mai puțin fragmentat. Trecerea se face printr-o denivelare pusă în evidență de diferența de altitudine absolută; marginea de nord a culuarului prezintă înălțimi de circa 540 m, iar rama de orogen — pe contact — de 650 m.

Între complexul de depozite cuaternare ale culuarului și rama de orogen nu se mai interpun decît cîteva glacisuri de proporții reduse din capătul cărora pleacă mici izvoare.

Un accident topografic deosebit în zona de contact este introdus de valea largă cu terase a Beșeneului, adîncă de circa 80 — 100 m, săpată viguros în depozitele cretacicului.

Pe zona de contact acțiunea de sculptare torențială a tăiat puternic din coaste.

Contactul piemontului de la Sf. Gheorghe cu rama de orogen. În acest sector piemontul Oltului de la Sf. Gheorghe vine în contact cu masa de orogen a Bodocului și Baraoltului. Această unitate de relief este cunoscută încă în literatura geografică și sub numele de conul de dejecție al Oltului (68).

Pe distanța Angheluș-Ghidfalău zona de contact se desfășoară între izohipsele de 550 și 700 m; mai departe, terasele de pe partea stîngă a Oltului iau contact direct cu rama de orogen pînă în dreptul satului Olteni, unde riul scapă din defileu spre sud.

De la Olteni la Sîncrai contactul se poate urmări mai sus de linia satelor. Între zona de contact și talvegul Oltului întreaga regiune, din punct de vedere morfologic, este reprezentată prin terasele Oltului, dintre care terasa a doua este foarte dezvoltată. Terasa a treia este mult mai fragmentată de afluenții Oltului, care au silit riul să se abată spre stînga, pînă mai la sud de localitatea Zoltani. Terasa a patra este reprezentată

mai mult sub formă de umeri și împădurită în bună parte. Rama muntoasă suferă o înclinare de la nord la sud de la circa 900 m la vest de Zălan pînă la 620 m în ultimul deal ce se înecă în depozitele cîmpiei.

Din dreptul localității Ghidfalău, spre sud, valea Oltului se îndepărtează de capătul Bodocului, spre care se pare că se dirija altă dată și Riul Negru și se apropie din ce în ce mai mult de versantul estic al Baraoltului. Zona de contact este reprezentată prin culmi prelunghi care se dirijează oblic spre valea Oltului, constituite din depozite baremiene, conglomerate de Bucegi și daciene.

Capătul Baraoltului în sud, după ce este tăiat de Olt, se menține cu circa 200 m deasupra cîmpiei joase și mlăștinoase a Cîlnicului, iar mai departe în dreptul satului Sînpetru se înecă în ultimele depozite spre nord ale Piemontului Săcele.

De la Ariuș pînă la Arini contactul este marcat printr-o puternică denivelare între valea Oltului și înălțimile Baraoltului, tivită de depozite daciene la contactul cu o succesiune pe orizontală de depozite constituite din conglomeratele de Bucegi, baremiene și strate de Sinaia.

Rețeaua hidrografică de ordinul doi din cuprinsul masivului Baraolt, orientîndu-se pe direcția NV-SE ca atrasă de prezența unui lac altă dată în regiunea Bodului, fragmentează zona de contact, adîncindu-se în depozitele care opun o slabă rezistență. Conurile de dejecție ale lor, ce apar la înălțimi diferite deasupra văii Oltului, au fost retezate destul de puternic, rămînînd sub forma unor terase ce ar putea fi numite terase structurale și în care riurile anemice se adîncesc treptat spre a ține pas cu Oltul. Și de data aceasta Oltul caută să-și adîncească valea pe seama depozitelor constitutive ale Baraoltului, abătîndu-se între Dealul Lat și localitatea Hăghig spre dreapta, îngustînd astfel destul de mult zona de contact.

Abaterea Oltului în sectorul acesta se explică prin împingerea exercitată de o serie de afluenți pe care-i primește din Cîmpul Bîrsei.

De la Vadul Roșu, unde valea Oltului prezintă o puternică îngustare se formează mai departe pînă la Augustin-Căpeni un culuar lat de 1—3 km, care pune în legătură depresiunea Bîrsei cu depresiunea Baraolt-Aita.

Acest culuar scade în latitudine de la 590 m înălțime absolută la Bod, la 460 m la Augustin. Presupunerea că a funcționat drept canal de legătură între bazinul Baraoltului și al Bîrsei în tot timpul pliocenului (31), pentru deplina lămurire, mai cere încă minuțioase cercetări.

În complexul depresionar bazinul Baraolt-Aita se plasează ca cea mai nordică unitate sculptată în masa de orogen a masivelor Perșani, Harghita și Baraolt.

Contactul dintre depresiunea Baraolt-Aita și rama periferică muntoasă prezintă o mare complexitate, deoarece trecerea se face în unele sectoare insensibil de la o unitate la alta, iar în altele, golfurile depresionare secundare sînt limitate doar la văile largi ale apelor.

Criteriul morfometric nu este satisfăcător pentru a urmări zona de contact, de aceea trebuie folosit și cel stratigrafic.

Socotim contactul la intersecția formațiunilor daciene și levantine cu celelalte formațiuni mai vechi cînd apar sub formă masivă.

Întrucît există în special în partea nordică a depresiunii o puternică împletire între formațiunile pliocene și cele eruptive urmează că la cercetarea ramei să precizăm contactul.

D. ZONA DE CONTACT DIN SECTORUL VESTIC

Zona de contact dintre piemontul Feldioara și masivul Perșani este diferită după sectoare.

În valea Măerușului și a Crisbavului, la ieșirea lor din munți, contactul este foarte îngust, tranșant și reprezentat în cea mai mare parte printr-o linie de separare a masivelor care se înalță brusc deasupra regiunii de piemont.

Culmile : Călăbariul (910 m), Piclea (992 m), Piatra Găunoasă (1006 m) și Pleșița (862 m) alcătuite din depozite cretacice — cenomaniene pînă în valea Rotbavului, albiene și aptiene mai departe — trimit o serie de prelungiri bine împădurite, care se opresc deodată la limita cu piemontul și doar slabe conuri de dejecție, de dată recentă, tulbură uniformitatea pe linia de separare.

Trecerea din masa de orogen spre piemont este subliniată clar pe văi de un contrast dat prin lărgirea și adîncirea acestora în depozitele de slabă consistență ale piemontului.

Între muchea Pleșiței (862 m) și masivul Mlăci (638 m) contactul este mai puțin brusc, nefiind tulburat decît de o serie de văi care secționează rama muntoasă. Piscul Ringhii (787 m), muchea Curtului (790 m), virful Prunilor (824 m), piscul Strîmt (756 m), piscul Popii (764 m) și piscul Curmăturii coboară în culmi prelungi spre cîmpul Runcului, Fața Rudii și Găvanele. Pe această zonă de contact de la dealul Pleșița și pînă în virful Prunilor se întinde o fișie de depozite daciene, căptușind conglomeratele de Bucegi (după harta geologică) care nu se afirmă prin niți un aspect deosebit în formele reliefaie. Între piscul Strîmt și virful Satului pe fundul de vest al depresiunii Vlădeni (70), depozitele pleistocene vin în contact cu depozitele oligocene.

Formele alcătuite din depozitele oligocene ale masei muntoase desfășoară spre est spinări lungi, ondulate, ce pătrund pe nesimțite sub depozitele de pietriș cuarțos ale depresiunii pe zona de contact.

Și în acest sector profilul transversal al văilor indică trecerea dintr-o regiune în alta.

În sudul golfului depresionar Vlădeni limita trece de-a lungul zonei de interpătrundere a depozitelor oligocene, senoniene, conglomerate de Bucegi, care ies de sub depozitele cuaternare la contactul cu cristalinelul de tip Făgăraș, gnaisul de Cumpăna (32) ce corespund înălțimilor cuprinse între 600 și 700 m.

Pe teren contactul este marcat printr-o serie de culmi ce se aliniază la nord de masivul Căpăținoasa (944 m) și Măgura Codlei (1294 m), alcătuită din calcar jurasic.

Între Codlea și Zărnești contactul dintre depresiune și masa de orogen a Perșanilor sudicii este marcată printr-o denivelare reprezentată prin două trepte de înălțime mijlocie și mici golfuri depresionare de facies.

Între Codlea și Vulcan, contactul se schițează clar, fiind subliniat de riul Vulcănița, iar mai departe pînă dincolo de Zărnești, la poalele Pietrii Craiului de riul Bîrsa.

Varietatea și vîrsta diferită a faciesurilor litologice, caracteristice acestei zone de contact, conglomerate de Bucegi, calcare titonice, marne

senoniene-turoniene, șisturi cristaline (27), nu introduc o notă deosebită în repartizarea altitudinilor și formelor de relief.

Din dreptul Zărneștilor pînă aproape de confluența cu Pănicelul, râul Bîrsa spală poala muntelui retezînd conurile de dejecție ale afluenților de pe stînga. Contactul corespunde versantului stîng al Bîrsei.

Pe zona de contact se păstrează de altfel și resturi dintr-o terasă superioară a Bîrsei, mai evidentă între Tohanul Vechi și Zărnești.

VI. CARACTERELE REȚELEI HIDROGRAFICE

Rețeaua hidrografică dezvoltată pe unitățile de relief din cuprinsul depresiunii prezintă caractere specifice.

Această rețea hidrografică a avut un rol deosebit de important în acțiunea de construire și modificare a formelor de relief, de aceea vom insista asupra ei în general, înainte de a arăta trăsăturile proprii fiecărei unități.

Densitatea rețelei hidrografice, după harta întocmită de T. M o r a r i u și A. S a v u (48), este de $0,52 \text{ km/km}^2$, pentru bazinul Rîului Negru și $0,79 \text{ km/km}^2$ pentru Olt; în medie, pentru întreaga regiune densitatea este de $0,50 - 0,70 \text{ km/km}^2$.

Drenajul primar a fost efectuat de o veche rețea hidrografică, care, evoluînd, a produs multe modificări de detaliu.

Cauzele modificărilor survenite în distribuția rețelei hidrografice sînt multiple în regiunea de care ne ocupăm.

O serie de modificări au intervenit atît în urma unor captări, cît și a unor mutări de cursuri, migrări, datorită alunecărilor de pe conurile de dejecție; apoi s-a produs împingerea unor cursuri de către conurile de dejecție ale altora.

La toate acestea trebuie să mai adăugăm modificări datorite neotectonicii și răsturnării de drenaje datorite străpungerilor din rama de orogen periferică.

Inițial, drenajul se efectua pe două planuri, care se întîlneau pe o linie mediană a depresiunii orientate aproximativ est-vest.

În ultima fază, rețeaua hidrografică s-a adîncit în pătura de prundiș a piemonturilor în cîmpuri însă s-au produs și se produc cele mai frecvente modificări.

Întreaga depresiune este drenată de două categorii de ape: unele care vin din rama de înălțimi mărginașă sau mai de departe și sînt în luptă cu alte bazine fluviale, fiind cele mai puternice și avînd cea mai mare activitate și importanță, altele care izvorăsc din cuprinsul depresiunii, cu un debit redus, prezentînd mai mult aspectul unor șanțuri cu apă.

Oricum, drenajul de suprafață făcîndu-se în roci friabile, este destul de accentuat; sînt ape însă, care deși au punctele de pornire din rama de orogen n-au izbutit să-și adîncească cursurile în masele de prundiș ale unităților de piemont.

Cu excepția Oltului, apele care au punctele de pornire din rama de orogen a depresiunii își dezvoltă cursul mijlociu și inferior în depresiune.

Afară de acestea, tabloul rețelei hidrografice ar fi incomplet dacă nu mai adăugăm și lacurile din regiunile inundabile ale apelor mari, adăpostite — cele mai multe — în meandre părăsite.

În prezent, rețeaua hidrografică se orientează pe direcții bine definite.

Sculptarea regiunii se pare că este de dată recentă și nu prezintă o varietate prea mare în ceea ce privește aspectul. Rețeaua hidrografică majoră a rămas în actualul amplasament, pe unele sectoare din timpul când a încetat de a mai exista alternanța climatului rece și umed cu climat mai cald și secetos și s-a potolit într-o măsură oarecare intensă activitate torențială.

Dar trebuie să menționăm în mod deosebit că episodul cel mai important din dezvoltarea rețelei hidrografice și din modelarea suprafețelor piemontane și a cîmpurilor a fost atunci când Oltul a străbătut defileul de la Racoș.

După această străbateră s-a aranjat rețeaua hidrografică concomitent cu clădirea și modificarea diferitelor unități de relief din cuprinsul depresiunii.

După observațiile de pînă acum am putut constata că tectonica veche nu a determinat decît într-o mică măsură și pe mici distanțe cursurile unor ape.

În această categorie putem cita riul Turcu între localitatea Bran și localitatea Tohanul Nou (30).

Un fapt caracteristic al acestui complex depresionar îl constituie concentrarea rețelei hidrografice pe anumite zone. Aceasta constituie rezultatul unor mișcări pe verticală în sens negativ, care au avut loc după deschiderea defileului de la Racoș (fig. 2).

Astfel, se observă în distribuția rețelei hidrografice cinci centre sau zone de adunări de ape :

1) Zona cuprinsă între localitățile : Tg. Secuesc, Lunga și Imeci, unde se adună riurile Turia, Casinul, Pîrăul Scurt, Riul Negru, Capolna, Valea Prundului (Ojdula) și Ghelința.

2) Zona cuprinsă între localitățile : Aninoasa, Brateș, Surcea, Letfalău, către care converg — la Rîul Negru ca axă — următoarele ape : Pîrăul Mare, Cernatul, Dalnicul, Beșeneul, Boroșneul, Zăgonul, Covasna și Zăbala.

3) Zona lunca Cilnicului, cuprinsă între Chichiș și Prejmer, unde confluează pe Olt : Rîul Negru, Tărlungul, Valea Mare, Tanetuș și o serie de ape mici, ce-și au izvoarele pe linia cu direcția Mărcuș — Sînpetru, la capătul de nord al Piemontului Săcele.

4) Zona Bod-Feldioara, spre care converg : riul Ghimbavul sau după numirea locală Ghimbășelul, Bîrsa, Homorodul (Amaradia) și Vilcele.

5) Zona cuprinsă între localitățile Augustin, Racoșul de Sus și Băraolt, spre care se îndreaptă pe Olt riurile Virghiș, Băraolt și Căpieni.

Din desfășurarea zonelor de concentrare a apelor (piețelor) se observă că trei dintre acestea sînt localizate pe cursul Oltului și două, pe al Rîului Negru.

Cauza individualizării acestor zone se pune pe seama funcționării lor, pe de o parte cu zone de subsidență, iar pe de altă parte, datorită construcției speciale a piemonturilor ca forme care determină alungarea apelor spre flancuri.

Zonele Chichiș-Prejmer și Feldioara-Bod se pare că au funcționat încă în primele timpuri ale pleistocenului ca lacuri, după ce restul depresiunii se uscaseră, cu excepția Cîmpului Brateș.

VII. PRINCIPALELE UNITĂȚI GEOMORFOLOGICE (Ralonarea)

Depresiunea Internă a Curburii Carpaților se prezintă în general ca o unitate naturală cu caractere de cîmpie acumulativă, cu diferite trepte, cu o structură simplă, relief de slabă energie, afară de mici excepții, ca în depresiunea Zărnești-Tohan și pe zonele de contact.

Cercetările întreprinse impun următoarea împărțire :

*Muscelele*¹⁾ cu caractere specifice și localizate la contactul cu muntele în cadrul a două sectoare depresionare.

Piemonturi acumulative, dispuse periferic față de șesurile joase, spre care trec în unele locuri pe nesimțite și strîns legate cu rama de orogen. Toate piemonturile, fără excepție, au o dispoziție monoclinală — atît cele din sectorul nordic, cît și cele din sectorul sudic — spre axa Rîul Negru-Olt-Homorod (Amaradia).

Șesurile joase cu poziție centrală în cuprinsul complexului depresionar, unele zvîntate, altele parțial mlăștinoase, sau dezvoltate pe cursurile apelor mari.

Local, șesurile, și în bună parte piemonturile, sînt numite „cîmpuri”.

PIEMONTURILE

Piemonturile sînt socotite ca fiind forme de relief originale (10), forme ce au fost sculptate și în care s-au adîncit văile; suferind în unele sectoare mari prefaceri, au rezultat o serie de forme derivate.

În baza caracterelor pe care le prezintă, se disting două zone mari piemontane :

1. *Zona piemontană sudică* din care fac parte : a) Piemontul Sohodolului ; b) Culuarul piemontan Rîșnov ; c) Piemontul Orașului ; d) Piemontul Săcelele ; e) Piemontul Zagon și f) Piemontul Ghelița.

2. *Zona piemontană nordică* : g) Piemontul Feldioara ; h) Piemontul Cîmpul Frumos ; i) Culuarul piemontan Reci ; j) Piemontul Turia-Dalnic ; k) Piemontul Poian ; l) Piemontul Brăduș din golful depresionar Baraolt.

1. Zona piemontană sudică

Piemonturile care intră în compunerea zonei piemontane sudice sînt generate de rețeaua hidrografică permanentă sau temporară care coboară din masivele : Perșanii de sud, Făgărașul de est, Bucegi, Birsei, Ciucaș-Zăganu, Siriu și Vrancei.

Aceste piemonturi se caracterizează prin altitudinea mai mare decît a celor din zona piemontană nordică, unele ajungînd pînă la circa 900 m înălțime, profil transversal monoclinal spre nord și depozite alcătuite în cea mai mare parte din prundișuri grosiere, conglomerate, alternînd cu nisipuri și argile nisipoase.

a. *Piemontul Sohodol*. Acesta constituie una dintre unitățile piemontane cele mai complexe ; este situat în golful depresionar Zărnești Tohan.

¹⁾ Problema muscelor va fi tratată în altă lucrare, aici ne vom ocupa numai de piemonturi și șesuri.

Piemontul Sohodol face parte din categoria piemonturilor înalte din depresiuni și este format în cea mai mare parte din depozite aparținând pleistocenului. În partea sudică, între o linie care ar pleca din valea Turcului, din apropiere de Bran și pînă în valea Pănicelului la Bradul Înalt, trecerea spre platforma brăneană se face aproape pe nesimțite (64).

În Piemontul Sohodolului se remarcă apariția din masa depozitelor aluvio-proluviale a unor înălțimi reprezentate prin depozite de vîrstă diferită, remaniate, formînd muscelele.

După cum susține E. J e k e l i u s (30), înălțimile din sudul Zărneștilor sînt constituite din marne cenușii-albicioase cu inocerami, iar miocenul este reprezentat printr-un facies litoral din argile cenușii.

În valea râului Poarta, ca și în dealul Marginea eroziunea a scos la iveală depozitele neogene din bază, evidențiind astfel structura din fundament a piemontului (30); aceasta ar corespunde, după autorul citat, unui „facies litoral al mediteranianului superior din cuveta Transilvaniei”¹⁾. De asemenea, prezența tufului dacitic pledează pentru susținerea existenței depresiunii Zărnești-Tohan cu mult înaintea apariției întregii depresiuni interne a curbării Carpaților.

Depozitele pleistocene de sud a piemontului care este și cea mai înaltă, alcătuesc o pătură subțire care apoi se îngroapă pe măsură ce merge spre nord pînă la o linie care ar pleca din partea de sud a satului Rîșnov spre confluența Sohodolului cu Bîrsa.

Piemontul Sohodol este rezultatul întregii acțiuni de transport și aluvionare a râurilor Bîrsa, Turcu, Ghimbășelul, plus torenți și material deluvial. Depozitele transportate au înecat încă de la sfîrșitul levantinului o regiune colinară cu un relief mai vechi de la poalele Bucegilor și Pietrii Craiului. Rîurile care au generat conurile de defecție au alunecat pe flancurile acestora; așa s-a întimplat cu Bîrsa și Ghimbășelul, iar în ce privește râul Turcu, deși la ieșirea din munți valea are o direcție N-NE, a fost și el abătut spre stînga, săpînd în dealul Muscel.

Conul de defecție al Ghimbășelului Mic a silit râul Pănicel să se îndepărteze de Ghimbășel și să conflueze cu pîraul Sohodol, cu toate că într-o fază anterioară înainta spre Ghimbășel.

Pe întinsul piemontului, din urmărirea apariției generațiilor de văi, se pot descifra treptele de piemont, adică pînzele aluvio-proluviale existente. Cel puțin patru pînze de aluviuni se desfășoară succesiv spre nord. Pe unele locuri se remarcă văi seci, ceea ce constituie un indiciu asupra fazei de dezvoltare a piemontului.

Atît dezvoltarea laterală a văilor, cît și prezența depozitelor subțiri pe prundișuri datorite erodării lor de pe muscele, sînt dovezi care arată faza avansată în care se află acest piemont.

Ținînd seamă de toate aceste fapte și făcînd comparație cu celelalte unități piemontane, putem trage concluzia că Piemontul Sohodolului este cel mai vechi din complexul depresionar intern al Carpaților de curbură.

În profil longitudinal, Piemontul Sohodol înclină puternic din amonte spre aval, prezentînd o diferență de înălțime de circa 270 m (de la circa 900 m la contactul cu platforma brăneană la 630 spre Rîșnov).

¹⁾ p. 169.

Treptele piemontane constituite din pinzele de depozite aluvio-proluviale sînt din ce în ce mai scurte, cu cît ne apropiem de masa de orogen a Bucegilor.

Una dintre cele mai lungi și vechi pinze a ajuns pînă la latitudinea Hălchiului, unde a venit în contact cu Piemontul Feldioara, contact care a fost spălat într-o perioadă recentă, cu un climat mai umed, poate post Würm I, cînd tributarii Oltului pe sectorul Sinpetru-Feldioara au înlăturat o serie de depozite, ajungînd prin efectul eroziunii la un depozit argilonisipos.

În profil transversal nu se pot observa generațiile de conuri, afară de cele de dată recentă, deoarece eroziunea este destul de avansată pe unele sectoare. Birsa și Turcul au adîncit și lărgit văile pe seama acestor depozite, creîndu-și lunci joase.

Piemontul apare ca o unitate puternic fragmentată, în special în partea superioară la contactul cu muscelele și sub forma unui șes slab ondulat în partea inferioară, în Cîmpul de Sus (Izlazul comunal) și Meste-căniș. De la sud spre nord se constată că suprafața piemontului a fost sculptată de trei generații de văi. Prima generație de văi apare între 800 și 900 m înălțime, constituind punctele de pornire ale Tohăniței Mari, Tohăniței Mici, valea Muscelului și Sohodolul, ceea ce indică terminarea unei pinze. A doua generație de izvoare apare între 700 și 800 m, aproximativ pe capătul Sohodului Mic. Linia de izvoare este arătată și de așezările omenești. Între 690 și 650 m apar frecvent o serie de văi seci.

În general piemontul are o structură torențială, simplă, alcătuit fiind din depozitele pînzelor de prundișuri care alternează cu depozitele pînzelor de nisip și argile în bază.

Grosimea depozitelor pare a fi foarte mare datorită faptului că regiunea este mai veche și a suferit o mișcare de lăsare în timpul depunerii lor și poate una de ridicare, după cum afirmă N. O r g h i d a n (64), a ramei muntoase.

Pe lîngă condițiile de pantă trebuie ținut seamă în special de schimbările climatice care au avut loc în munții Bucegi și ca rezultat al alternării climatelor umede și reci cu cele secetoase, apariția materialului diferit în piemont.

După extensiunea depozitelor se pare că schimbările climatice au fost foarte puternice, pentru că altfel nu se explică marea grosime și enorma împrăștiere a acestora care au ajuns pînă la contactul cu depozitele venite din sectorul nordic.

Prin faptul că în depresiune a fost multă vreme un lac la poalele Bucegilor, se pune și problema unor delte fosile cuprinse astăzi în masa depozitelor specifice piemonturilor. Această problemă urmează să fie rezolvată ulterior, o dată cu cercetarea ramei de orogen.

În legătură cu caracterul elementelor componente este și un alt fapt, ce atrage atenția și anume, acel al sustragerii de la circulația superficială a apei care se infiltrează foarte ușor. Sînt anumite sectoare unde se simte lipsa de apă din cauza depozitelor groase de prundișuri și probabil că de aici și numele de Sohodol.

Spre deosebire de celelalte piemonturi, Piemontul Sohodolului se pune în evidență, după cum am văzut, printr-o serie de însușiri specifice. Pentru acest fapt dezvoltarea lui prezintă un deosebit interes.

De altfel, dezvoltarea piemonturilor, în general, constituie una dintre problemele care ating atenția cercetătorilor. P. C o t e ț (10) în evoluția

piemonturilor stabilește următoarele faze : a) faza piemontului inițial, cînd văile nu au reușit să se adîncească în depozite spre a ajunge la rocile din fundament ; b) faza sculptării parțiale cînd văile au ajuns la rocile din bază, se dezvoltă și lateral ; c) faza sculptării înaintate, cînd văile sînt foarte largi, se trece la captări și remanieri ale rețelei hidrografice ; d) faza sculptării complete a piemontului sau faza formării martorilor de eroziune.

Ținînd seama de această clasificare, Piemontul Sohodolului, după caracterele pe care le prezintă, poate fi clasificat în faza sculptării parțiale ; în partea superioară valea Poarta a ajuns în rocile de bază la cristalin, iar în restul piemontului văile Sohodol, Bîrsa și Pănicel au început să extindă o rețea hidrografică laterală.

b. *Culuarul piemontan Rîșnov*. În continuarea spre nord a Piemontului Sohodol, se găsește o unitate piemontană căreia îi atribuim numele de Culuarul piemontan Rîșnov și care nu este altceva decît continuarea firească a acestuia.

Din punctul de vedere al originii, Culuarul piemontan Rîșnov face corp comun cu Piemontul Sohodol.

În esență, acest culuar este o dependență a Piemontului Sohodol și mai mult datorită funcției sale i s-a dat această denumire.

Limita dintre Culuarul piemontan Rîșnov și Piemontul Sohodol nu se pune în evidență pe teren prin accidente deosebite. Aceasta poate fi trasată pe o linie care ar uni dealul Curmătura de lîngă Rîșnov cu dealul Băjeni de sub Fundătura. Limita spre cîmpul Bîrsei este dată de apariția izvoarelor pe linia Stupini-Ghimbav-Codlea.

Masa mare a depozitelor care intră în compunerea acestei unități se pune pe seama activității prodigioase a Bîrsei și Ghimbășelului. Aceste depozite sînt construite din primele pînze din baza Piemontului Sohodol. Din depozitele culuarului piemontan apar diferiți martori ai scufundării reprezentati prin movilele Măgurile.

Culuarul piemontan Rîșnov prezintă o suprafață slab înclinată pe direcția sud—nord, avînd o pantă de $8\%_{\infty}$. Întreaga unitate este drenată în lung de riurile Ghimbășel, Bîrsa și Vulcănița. În cadrul piemontului riul Bîrsa a fost forțat de conurile de dejecție ale torenților veniți din vest să se îndepărteze de rama de orogen a Perșanilor spre creasta conului.

Într-o fază anterioară riul Bîrsa avea un traiect spre est de cel actual, dovadă valea părăsită din mijlocul „Cîmpului de Jos”.

Riul Ghimbășel drenează flancul drept al piemontului, erodînd toate depozitele venite din partea estică. Deplasarea spre vest a Ghimbășelului în sectorul nordic al culuarului piemontan se pune pe seama depozitelor de pe flancul stîng al Piemontului Orașului.

Deplasarea spre vest atît a Ghimbășelului, cît și a Bîrsei credem că nu poate fi atribuită numai conurilor de dejecție. Această deplasare de dată recentă nu poate fi străină de slaba mișcare pozitivă pe verticală care, după toate probabilitățile, a venit din partea sud-estică, după organizarea rețelei hidrografice.

Lipsa unei pînze superficiale de apă pe acest piemont a făcut ca așezările omenești, în trecut, să se retragă spre rama de orogen periferică.

Piemontul Rîșnov, după toate caracterele pe care le prezintă, poate fi pus într-o nouă categorie, aceea a *culuarelor piemontane*.

c. *Piemontul Oraşului*. Acesta se prezintă ca una dintre cele mai puțin extinse unități piemontane. Este sudat lateral cu Piemontul Săcele și Culuarul piemontan al Rîşnovului.

Piemontul Oraşului este situat la baza celei mai înaintate părți a masivului Cristian, în aria depresiunii apărind sub forma unei prispe joase a acestuia spre nord.

Rezervăm numele de Piemontul Oraşului acestei unități, deoarece pe el se desfășoară vatra Oraşului Stalin, mai mult spre bază și pe un intrînd pe valea Scheiului pînă sub dealul Frasinului.

În sectorul de bază, piemontul vine în contact direct cu masa de orogen, fără intermediul unei zone de trecere. În cuprinsul acestei unități piemontane semnalăm prezența unor martori de scufundare a masei de orogen, reprezentați prin dealul Cetății, Varte, dealul Melcilor etc.

Spre vest sudarea cu piemontul în culuar al Rîşnovului este marcată topografic printr-o slabă ridicare a acestuia.

Sudura cu Piemontul Săcele, în partea estică, nu se pune în evidență printr-o scădere sensibilă a altitudinilor. Contactul se face aproximativ pe linia Timișului, care-și desfășoară cursul pe zona de îngemănare a celor două generații de conuri.

Piemontul este generat de o serie de torenți, ape mărunte și în principal de valea Oraşului (Schei). El este amplasat pe un fundament de calcar jurasic și cretacic care iese la suprafață în rama de orogen mărginașă și îl domină cu înălțimi de peste 300 — 350 m.

Din cercetările făcute se constată că depresiunea în această parte a avut o mare adîncime; dovada acestui fapt o constituie grosimea depozitelor constatate în foraje care se prezintă într-o stivă apreciabilă.

În profil longitudinal, Piemontul Oraşului se prezintă sub forma unei cîmpii acumulative înalte, cu o slabă energie de relief, înclinată de la poalele Timpei spre cîmpul de la Sînpetru. În această direcție se întinde pe circa 10 km, iar înălțimile absolute scad de la Oraşul Stalin pînă la nord de Stupini cu circa 70 m. Fruntea piemontului a fost secționată pieziș, în mai multe rînduri, de rîul Timiș împins spre sud de depozitele aluvio-proluviale venite din dealul Cetatea Mare.

În profil transversal pare a fi format dintr-un singur con puternic, cu spinarea mai ridicată aproximativ pe direcția căii ferate Oraşul Stalin — Stupini.

În general, suprafața topografică a piemontului a fost netezită de aportul a numeroase aparate transportatoare, intermitente, cu deosebită importanță în construcția unității.

Se constată că pe suprafața piemontului, anterior ultimului transport masiv de depozite, a rătăcit cîțva timp pirăul Răcădău, care se îndrepta direct spre Ghimbășel. Dovada acestui fapt este dată de urmele rătăcirilor încrustate în masa piemontului.

Această unitate piemontană ar putea fi pusă în categoria glacisurilor, însă avînd în vedere extensiunea și legătura strînsă pe care o are cu piemonturile din vest și est socotim că poate fi o unitate de piemont intermediară.

O anemică rețea hidrografică longitudinală divergentă se înscrie în relief sub forma unor șanțuri puțin adînci, reprezentată doar prin Răcădău, care drenează flancul estic și cîteva apariții de izvoare în cîmpul Ghimbășelului. Valea Scheiului este dirijată antropogen pe canalul Timișului. Cu alte cuvinte, în cuprinsul piemontului o rețea hidrografică naturală

nu există afară de cea dirijată. Acest fapt este de natură să ne arate evoluția restrinsă a unității piemontane, existența ei de dată recentă.

Am putea să clasificăm Piemontul Orașului după caracterele pe care le prezintă în categoria unităților ce se află în faza inițială de sculptare.

d. *Piemontul Săcele*. Acest piemont este limitat spre est de valea Târlungului, iar spre vest, de valea Timișului.

Piemontul Săcele se prezintă în general ca o unitate cu o slabă energie de relief, avînd o înclinare ușoară de la sud spre nord, cu excepția zonei de contact din sud, care este un piemont de eroziune. Coboară de la circa 640 la 520 m.

Din punct de vedere tectonic, Piemontul Săcele nu prezintă deranjări.

În jumătatea estică a piemontului, aproximativ de la valea Gîrcinului, cîmpia este mai înaltă (ajunge la circa 640 m înălțime), dominînd partea de apus. La vest de linia Gîrcinului suprafața piemontului prezintă înălțimi mai scăzute însă nu mult față de cele din sectorul de răsărit.

Piemontul Săcele este constituit din depozitele a două conuri de dejecție, unul generat de Timiș și altul de Târlung. Aceste conuri au fost lateral puternic sudate, aproximativ pe linia schițată de apa Gîrcinului între localitățile Cernatul și Hărman. Valea Gîrcinului, deși destul de puțin adîncă în depozitele piemontului, trădează totuși locul dintre cele două flancuri ale generațiilor de conuri din sectorul Târlungului și sectorul Timișului.

Torenții și apele mici, ca cele din valea Baciului, valea Morii, valea Cernatului, au contribuit prin materialul transportat la netezirea și atenuarea diferenței dintre flancurile care vin în contact și spinările conurilor.

Cele două mari conuri de dejecție ale Târlungului și Timișului se fac întrucîtva simțite în relief, iar dimensiunile lor au fost determinate de acțiunea celor două mari rîuri (8). Trebuie să mai adăugăm însă că partea laterală a conurilor dispre rama de orogen a fost puternic susținută în completarea depozitelor și de celelalte ape curgătoare sau torenții. Acest fapt este evident în sectorul Târlungului.

Depozitele aluvio-proluviale, care intră în compunerea piemontului, sînt diferite în ceea ce privește mărimea elementelor după cum se găsesc situate spre virful conului sau spre bază, la suprafață sau în adîncime.

Acest fapt ne dovedește intensificarea sau slăbirea activității torențiale în legătură cu variațiile climatice care au avut loc în regiune.

Structura caracteristică a acestor depozite este cea torențială.

Depozitele piemontane de la contactul cu zona de trecere dintre piemont și munte conțin mult material deluvial provenit din dezagregarea conglomeratelor de Bucegi, a calcarelor titonice, marnelor sau gresiiilor spălate de apele de ploaie sau în urma topirii zăpezilor. Acestea sînt materiale nesortate și se găsesc pe toată marginea sud-vestică, sudică și sud-estică a piemontului.

Peste cîmpia lacustră pliocenică, torenții din rama muntoasă au așternut în câteva rînduri pînze de prundișuri în trepte care scad în înălțime de la sud spre nord.

Treptele piemontane nu se pun în evidență pe suprafața piemontului, deoarece întreaga suprafață este cultivată și nivelată, astfel încît cu multă greutate se observă chiar terasele de piemont; în profilul văilor se poate vedea cum pînzele de pietrișuri se afundă sub depozitele coluviale.

Pietrișul conului superior de dată mai recentă se oprește aproximativ pe direcția șoselei Tărlungeni—Orașul Stalin.

Limita spre sud a acestei trepte coincide lateral cu stingerea teraselor superioare ale Timișului și Tărlungului.

A doua generație de conuri nu se poate bănuși decât numai dacă se urmărește pe malul Tărlungului terasa de piemont care se confundă cu suprafața piemontului la sud-est de satul Cărpiniș. În general s-a constatat că terasele se termină o dată cu pînzele de prundiș ale generațiilor de conuri.

Treapta a treia, primul con care ocupă suprafața depozitelor lacului levantin, se oprește pe la 520 m altitudine absolută pe linia localităților Teliu, Prejmer și Hărman și în continuare spre vest pînă în materialul aluvio-proluvial provenit din înălțimile de lângă Sinpetru.

Topografic, nimic nu ar indica limita nordică a conurilor pe această direcție. Însă seria de izvoare care apar aici în plin șes surprinde și justificarea nu poate fi alta decât terminarea pînzei de pietriș a piemontului.

Bogăția pînzei de apă din această parte contrastează puternic cu lipsa unei pînze de apă freatică superficială de la sud de această linie, ca și de pe întreg piemontul. Prundișurile au sustras apele de circulație superficială încît pe întregul cîmp de la localitatea Săcele și pînă la localitățile Prejmer-Hărman nu se găsesc izvoare sau fîntîni. Apa este la mare adîncime, iar puțurile locuințe permanente care se găsesc în cuprinsul piemontului se aprovizionează cu apă bună de băut de la distanțe de 7 — 8 km.

Depozitele de materiale aluvio-proluviale din fruntea conurilor, după felul cum apar, credem că au avut rolul de a scădea adîncimea ultimului lac, înainte de a se organiza cursul Oltului în această parte (fig. 3).

Întinderea treptelor piemontane din Piemontul Săcele și Piemontul Sohodol în special este în strînsă legătură cu schimbările climaterice care au cuprins rama înaltă muntoasă.

Situația piemontului, legată de modul de înfăptuire, ne indică începutul existenței sale din cuaternarul vechi sau chiar de la sfîrșitul levantinului, pe măsura retragerii apelor ultimului lac.

e. *Piemontul Zagon*. Această unitate piemontană este situată în compartimentul depresionar Tg. Secuense. Depozitele constitutive aluvio-proluviale se datoresc aparatelor torențiale și rîurilor Zagon și Păpăuți. Treptele piemontane se pun slab în evidență pe suprafața piemontului. Peste depozitele pleistocene, la contactul cu rama de orogen, se desfășoară mici conuri de dejecție de dată recentă. Lateral, piemontul nu a izbutit să se îngemăneze cu Piemontul Ghelînța, fapt pus pe seama unei slabe

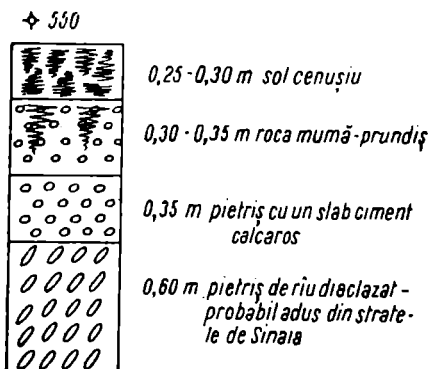


Fig. 3. — Secțiune în Piemontul Săcele, lângă gara Hărman. Depozitele aluvio-proluviale care intră în constituirea frunții Piemontului Săcele.

activității a eroziunii fluviale în rama de orogen alcătuită din masivele Întorsurii, reduse ca înălțime.

În profilul longitudinal, piemontul prezintă o pantă destul de slabă, iar la limita nordică, care este marcată prin apariția izvoarelor pe direcția unei linii sud Chiuruș nord Dobolii de Sus, trecerea spre Cîmpul Brateș se face aproape pe nesimțite. Are o slabă energie de relief și coboară de la 565 m lângă localitatea Zagon la 540 m altitudine absolută la contactul cu Cîmpul Brateș.

f. *Piemontul Ghelinta*. Sub numele de Piemontul Ghelinta se înțelege unitatea piemontană slab dezvoltată la contactul munților Vrancei cu depresiunea Tg. Secuesc, întinzîndu-se aproximativ pe direcția SV-NE între localitățile Chiuruș și Brețcu.

În profilul longitudinal prezintă o slabă dezvoltare. În partea de vest ia contact cu cîmpia aluvială a Rîului Negru și Cîmpul Brateș.

Acest piemont este alcătuit din conurile de dejecție unite lateral ale râurilor Covasna, Zăbala, Ghelinta, Ojdula și Brețcu.

În profil transversal, se observă din loc în loc diferite ridicături care corespund spinărilor conurilor de dejecție.

Peste depozitele mai vechi ale piemontului, torenții din rama muntoasă au așternut noi conuri de dejecție. Altitudinile în cuprinsul acestui piemont variază între 540 și 580 m.

Se remarcă în masa piemontană prezența unor depozite asemănătoare cu cele din masa de orogen și care nu constituie altceva decît martori ai scufundării care a avut loc în acest sector sub forma unei lăsări treptate.

Apariția apelor acidulate de la Covasna, Voinești și alte localități de la contactul piemontului cu rama de orogen dovedește puternicele frământări care au avut loc. Două serii de sate marchează limitele piemontului de vest și est: una la contactul piemontului cu valea Rîului Negru și alta la contactul piemontului cu ultimele masive ale Vrancei. Existența sateilor în trecut era legată de prezența apelor.

2. Zona piemontană nordică

Am ocotit în categoria piemonturilor nordice toate unitățile piemontane generate de rețeaua hidrografică permanentă sau temporară, care deusează din masa de orogen din nordul complexului depresionar și anume din masivele: Perșani, Harghita, Baraolt, Bodoc, Ciuc și Oituz.

Individualitatea acestor piemonturi se definește prin altitudine situația lor și structura litologică.

În piemonturile care aparțin zonei nordice elementele componente, în special prundișurile, au dimensiuni mai mici, iar marea masă o constituie nisipurile și argilele, la care trebuie să mai adăugăm, spre deosebire de elementele specifice zonei piemontane sudice, cinerite și alte produse vulcanice; înclinarea generală a piemonturilor este de la nord spre sud.

g. *Piemontul Feldioara*. În golful depresionar Vlădeni (71) găsim două unități de relief distincte: de o parte muscelele, iar de altă parte piemontul Feldioara.

Valea largă a Homorodului (Amaradia) pe distanța gara Homorod—Țințari se desfășoară aproximativ pe linia de separare a piemontului situat în partea nordică, de regiunea muscelilor de la sud.

Regiunea muscelor este împădurită, tăiată adînc de ape în culmi care coboară pieziș spre nord, prezentînd un abrupt deasupra văii Homorodului.

Valea Boului și valea Cărbunari colectează aproape întreaga rețea hidrografică a regiunii.

O pînză de pietriș cuarțos mulează în unele locuri formele, cum este cazul în Piscul Curat. Aceste depozite sînt socotite de E. J e k e l i u s (30) ca fiind echivalente prundișurilor de Cîndești.

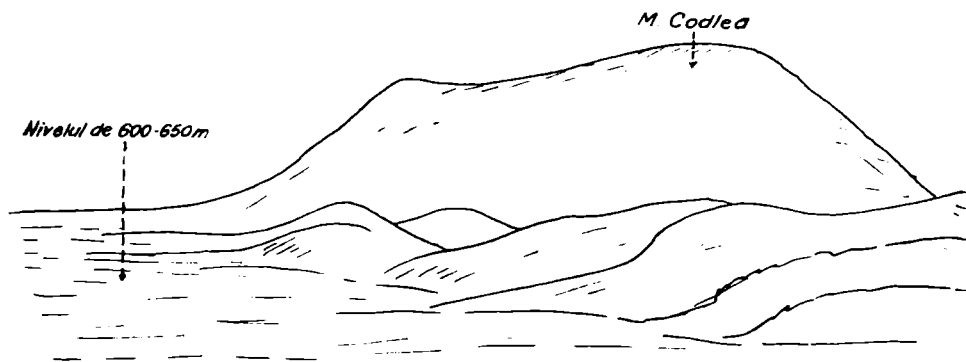


Fig. 4. — Golful depresionar Vlădeni (vedere de pe Piscul Curat). La poalele mării Codlei (1294 m) se desfășoară o regiune de dealuri care par a fi dezvoltate pe același plan între 600 și 650 m.

Caracteristic pentru muscelele din această regiune sînt nivelele de cote maxime, care par a se dezvolta toate pe același plan, între 600 și 650 m (fig. 4).

În ceea ce privește structura, aceasta pare a fi destul de variată; în valea Boului mările șistoase sînt suportate de depozitele eocene, care aflorază lîngă gara Homorod în poziție orizontală.

Piemontul Feldioara încadrat la nord și nord-vest de înălțimile Muchea Curtului, Piscul Rîngii, Vîrful Pleșița, Piatra Găunoasă, Piclea, în sud și sud-est de valea Homorodului, iar la est de valea largă a Oltului, se prezintă ca cea mai tipică unitate piemontană din cuprinsul depresiunii. Limitele piemontului sînt tranșante și hotărite de eroziunea fluvială spre valea Homorodului și valea Oltului.

Homorodul (Amaradia) în special în bazinul inferior între localitățile Satul Nou și Feldioara s-a adîncit în piemont săpînd un abrupt de 25—30 m. Tot printr-un abrupt prins pe unele locuri de procese de degradare se termină piemontul și spre valea Oltului.

În cuprinsul piemontului se constată o mare uniformitate a liniilor de relief pe interfluvii.

Față de celelalte unități cu care vine în contact, Piemontul Feldioara poate fi considerat ca o unitate piemontană înaltă; morfometric, este cuprins între 500 și 650 m. Cele mai scăzute altitudini le prezintă piemontul spre localitatea Feldioara (500 m), iar cele mai ridicate, la contactul cu muntele ajungînd la circa 660 m. Contactul cu muntele aproape pe întregul sector se face într-o treaptă de nivelare.

Aspectul general al reliefului, forma plană, a impus numiri locale ca : „șesul morii” — lângă localitatea Crisbav — „Fața Rudii”, „Fața dosului” etc.

După toate probabilitățile, Piemontul Feldioara se întindea, într-o fază de dezvoltare anterioară și peste partea nordică a șesului Bîrsei, unindu-se cu „Cimpul Înalt” de la sud de localitatea Bod.

În perioadele de topire a ghețarilor cuaternari, șuvoaie puternice care coborau din Bucegi și ulterior concentrarea în zona Feldioara — Bod a rețelei hidrografice, reprezentate în principal prin Ghimbășel, Bîrsa, Amaradia, au erodat piemontul în acest sector, astfel încît „terasa de la Bod” (67) a fost separată de restul piemontului.

Din acest fapt rezultă că „terasa de la Bod” nu este o terasă a Oltului, așa cum se credea pînă acum, cînd se considera că Oltul a ocolit înălțimile la Sinpetru.

Pe lângă alte considerente fizico-geografice, la rezolvarea problemei în acest sens ne conduce și faciesul litologic, se pare, comun în ambele unități.

Piemontul Feldioarei, amplasat pe un sinclinal poate faliat, este rezultatul acțiunii de depunere a materialelor transportate de apele curgătoare și torenți din masivele Baraolt și Perșani, înainte de săparea și deschiderea văii Oltului. Ceea ce ne determină să credem în existența unui sinclinal faliat în baza piemontului este faptul că în valea Cărbunelui, la poalele masivului Pleșița, denivelarea dintre munte și baza piemontului nu se face sub forma unei rupturi tectonice; depozitele de gresie cretacică cu o intercalație calcaroasă de circa 20 cm grosime intră ușor sub depozitele piemontane cu un unghi de 35 — 45°. Faptul că nu se mai întîlnesc tulburări tectonice decît în malul drept al Homorodului ne-ar îndreptăți să credem în existența acestei situații.

O contribuție importantă în formarea piemontului au avut-o rîurile : Amaradia, Popilnica, Petrii, Caselor, Pleșiței, Cărbunelui, Crisbavul, Rotbavul, Stimișul, Hotarului etc; conurile lor de dejecție s-au sudat puternic lateral, iar torenții au netezit cu depozitele transportate înșeuările.

Rîul Amaradia a fost silit însă ulterior de propriul său con de dejecție să se abată pe flancul drept, în care s-a adîncit de altfel, săpînd o luncă largă care se prezintă sub formă de cîmp în vale de Vlădeni, lat de circa 1,5 km în dreptul localității Tîntări.

Crisbavul a alunecat de pe conul de dejecție spre stînga încă de la ieșirea din munți. Divergența rețelei hidrografice pe lângă structură ne îndreptățește să credem că avem de-a face cu o regiune piemontană și nu cu o terasă, așa cum se credea pînă acum (71), (103).

În operațiunea de nivelare a asperităților formelor majore ale piemontului, un rol deosebit l-au avut depozitele deluviale și coluviale. Acestea au determinat mascarea treptelor piemontane. La aceste considerente mai trebuie adăugat și un alt fapt: dacă la celelalte piemonturi pe care le-am văzut pînă acum se puteau urmări cu ușurință pînzele depozitelor, la Piemontul Feldioara nu se pot identifica decît cu foarte multă greutate, deoarece Oltul și Amaradia au săpat adînc în flancurile piemontului și acesta se prezintă astfel trunchiat pe margini (fig. 5).

Datorită faptului că depozitele piemontane de acumulare sînt constituite din nisipuri și pietrișuri în cea mai mare parte cu o slabă coeziune, apele care debosează din munți s-au putut ușor adînci și au săpat cele

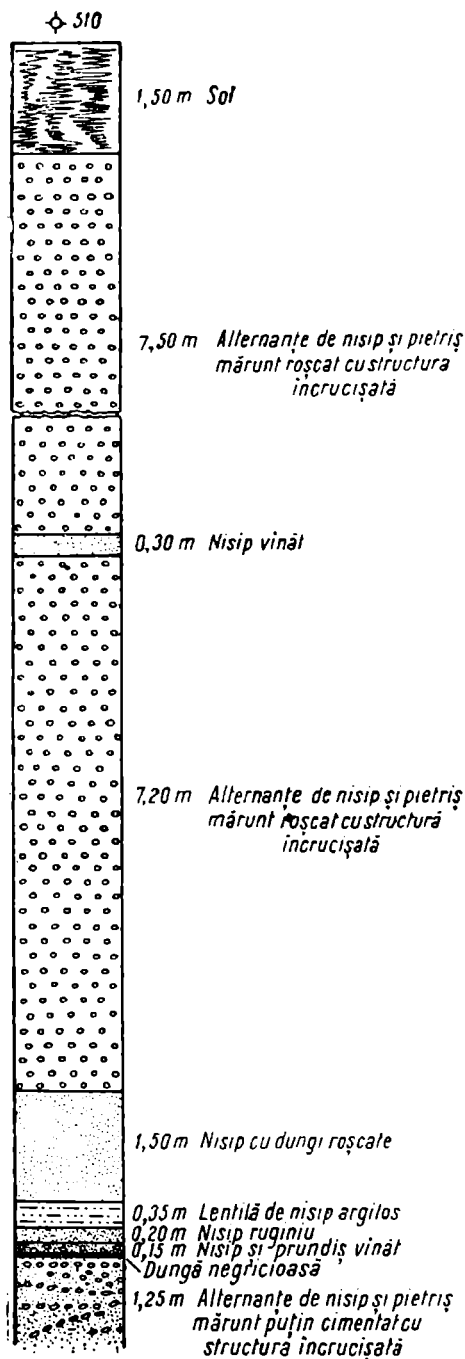


Fig. 5. — Secțiune geologică în Piemontul Feldioara lângă localitatea Feldioara.

mai multe văi cu malurile aproape simetrice. Astfel sînt văile Amarației și Cîrligata, care au un profil transversal larg, versanți cu pante reduse și numeroase meandre.

Văile care au obîrșia sub înălțimile dintre Piscul Strîmt și Pleșița chiar de la punctul de plecare se adîncesc în depozitele friabile ale piemontului. Afară de văile mai mari, mai sînt o serie de viroage care fragmentează piemontul încă de la contactul cu rama de orogen. Nu numai atît, dar în unele sectoare ale piemontului, ca sub culmea Pleșiței, văile sînt sculptate în lungul contactului, încercînd să despartă astfel piemontul de rama de orogen.

Ținînd seama că apele au început să aibă pe lîngă o pronunțată eroziune liniară și văi dezvoltate lateral, sîntem conduși în a considera acest piemont ca fiind într-o fază de sculptare înaintată (10).

Sub raport hidrologic, Piemontul Feldioara se prezintă ca o regiune lipsită de apă, datorită puternicei infiltrații, permisă de structură. Acest fapt a determinat altădată stabilirea așezărilor omești la contactul piemontului cu celelalte unități.

h. Piemontul Cîmpul Frumos. Această unitate face parte din conul de dejecție al Oltului reprezentînd un sector morfologic distinct, limitat de valea Oltului pe linia Ghidfalău-Coșeni spre vest, spre sud o linie Coșeni-Ozun, spre est pe linia satelor Ozun-Sîntion-lunca-Comalău pe partea dreaptă a văii Rîului Negru.

În ceea ce privește relieful, acesta prezintă o mare uniformitate, fiind slab înclinat de la nord la sud și cu largi ondulări.

Procesele modelatoare sînt foarte slab conturate. Rețeaua hidrografică, reprezentată prin Olt.

alunecă pe flancul vestic al piemontului. Din cauza desimii afluenților de pe partea dreaptă, care transportă mult material aluvionar în valea principală, cursul Oltului este silit pe sectorul Ghid-falău-Chilieni să preseze în partea stîngă, în piemont, în care sapă puternic.

Atît spre valea Oltului, cît și spre valea Rîului Negru, piemontul se termină prin versanți abrupti.

Demn de remarcat mai este și un alt fapt : nu numai Oltul sapă în piemont, dar și Rîul Negru între localitățile Comalău și Ozun, determinat probabil de o cauză tectonică.

Într-o deschidere lîngă gara Sf. Gheorghe se poate observa structura piemontului în partea de la suprafață.

i. *Culuarul piemontan de la Reci*. Sub numele de Culuarul piemontan de la Reci se înțelege unitatea piemontană drenată de Rîul Negru prin care se face legătura între compartimentul depresionar de la Tg. Secuesc și depresiunea Birsei.

Acesta are o slabă energie de relief cu înclinare de la nord și sud spre axa Rîului Negru.

Cîmpia piemontană este mai bine dezvoltată între valea Rîului Negru și capătul nordic al masivului Bodoc. Altitudinile maxime în acest sector nu depășesc 540 m. În partea sudică o serie de conuri de dejecție ajung pînă la marginea cîmpului cu dune.

Se pare că depozitele în cadrul acestei unități piemontane au o mică grosime. Din fundamentul prăbușit ies la suprafață, prin depozitele piemontului, o serie de martori ai mișcărilor tectonice care au avut loc (Doboica, Cariera de Piatră etc.); se pare că este o regiune de scufundare de dată recentă.

Piemontul este opera torenților și a o serie de ape mici care coborau din munții Întorsurii și capătul Bodocului.

În partea de vest piemontul se sudează puternic cu Piemontul Cîmpul Frumos, iar în partea de est, rîul Beșeneu alunecînd pe flancul de vest al propriului său con de dejecție îl delimitează de Piemontul Turia.

Pirăul Angheluș ar indica zona de sudare dintre cele două unități. Așezările omenesti se găsesc plasate fie pe valea Rîului Negru, fie la contactul piemontului cu rama de orogen.

Elementele constitutive ale piemontului, slab consolidate, permit sustragerea apei de circulație de la suprafață, încît în cuprinsul cîmpului se manifestă aceeași lipsă de apă ca și în celelalte unități piemontane

La contactul cu muntele de sub conurile noi de dejecție apar o serie de izvoare care însă mai departe nu se pot organiza într-o rețea hidrografică permanentă.

O notă deosebită în cuprinsul piemontului o introduce relieful de acumulare eoliană localizat aproape de satul Reci.

j. *Piemontul Turia-Dalnic*. Acesta este cea mai întinsă unitate piemontană din cuprinsul depresiunii Tg. Secuesc; este dezvoltat între valea Rîului Negru, Valea Casinului și masivul Bodoc.

În general, prezintă o puternică înclinare de la nord-vest la sud-est, de la zona de contact marcată printr-o linie de sate pînă în valea Rîului Negru.

La contactul cu muntele prezintă înălțimi absolute de circa 700 m, iar la contactul cu lunca, de 550—540 m.

În sectorul nordic al piemontului sînt înălțimi mai mari decît în sectorul sudic pe care-l domină.

Piemontul este alcătuit din depozite provenite din masivul Bodoc și elemente de natură vulcanică, în special nisipuri andezitice.

Depozitele care intră în constituția piemontului sînt generate de o serie ape cu direcția generală NV—SE: Casinul, Turia, Cernatul, Dalnicul și Beșeneul. Prin urmare, în cazul de față avem de-a face cu mai multe generații de conuri de dejecție, puternic sudate lateral, iar în unele sectoare apele alunecă pe flancuri, așa cum este cazul Cernatului și Dalnicului care apar la zone de contact.

În profil transversal, spinările conurilor nu se fac prea mult simțite și apar ca o linie slab sinuoasă. Depozitele aluvio-proluviale care intră în structura piemontului sînt diferite, în ceea ce privește mărimea elementelor, de cele din sud (Piemontul Săcele, Sohodol etc.).

Specific acestui piemont sînt depozite, de nisipoase, argilo-nisipoase, prăfoase cu oxizi de fier și de mangan, cu alternanții feruginoase, argile cărbunoase (cu intercalații de turbă), nisip cu liant argilos micaceu, nisip prăfos, argile etc.

Depozitele de prundișuri sînt mai rare și în special le găsim intercalate în celelalte depozite în partea nordică a piemontului. Ceea ce caracterizează sectorul nordic al piemontului este grosimea considerabilă a depozitelor argilo-nisipoase cu predominanța argilei.

Această situație dovedește că elementele constitutive ale piemontului sînt aduse de la mari depărtări, rezultate din roci care nu rezistă prea mult agenților externi și nu forțate de șuvoaie puternice, așa cum s-a întîmplat în piemonturile din zona sudică, unde au fost mîinate în depresiune mase enorme de pietrișuri, în urma topirii grabnice a ghețarilor și zăpezilor din Bucegi.

Înălțimile de unde-și au obirșia torenții și apele ce drenează piemontul Turia — Dalnic nu trec cu mult peste 1000 m, așa că faptul este ușor explicabil.

Variațiile climaterice în sectorul orogenic din nordul complexului depresionar nu au determinat o intensificare prea puternică a activității torențiale. Pe suprafața piemontului se pot distinge în unele locuri trei trepte.

După datele mai vechi (103) aceste trepte erau considerate ca rezultat al eroziunii fluviatile, fiind clasificate terase.

Piemontul prezintă un accentuat grad de fragmentare liniară. Apele care pleacă din munții Bodocului deschid văi largi în depozitele friabile ale piemontului, dar nu au ajuns la roca de bază.

Rîul Negru în partea de sud-est retează puternic fruntea piemontului sub forma unui abrupt.

Evoluția laterală a apelor este incipientă, ceea ce ne conduce la concluzia că piemontul, din punctul de vedere al dezvoltării, este în fază inițială.

k. *Piemontul Poian*. Cuprindem sub acest nume regiunea piemontană dintre valea Casinului și valea Rîului Negru. Este alcătuit atît din conurile de dejecție ale unor torenți și „pîraie scurte”, cit și de Rîul Negru.

În profil longitudinal înălțimile scad de la 620 la 550 m.

Fruntea piemontului este retezată de râul Casin și Negru. De la nord la sud regiunea este drenată de pârâul Estelnic, care și-a săpat o vale adâncă de 2—3 m. Ca și în celelalte unități piemontane, așezările omenești se găsesc la contactul cu masa de orogen. Pe acest contact se remarcă prezența fenomenelor postvulcanice.

1. *Piemontul Brăduț*. În cuprinsul depresiunii Baraolt, râurile care vin din înălțimile din nord, nord-est și est, și converg către cotul Oltului de la Augustin, au generat o serie de conuri de dejecție în timpul pleistocenului în care ulterior și-au adâncit cursurile; se pare că cele mai active au fost râurile Cormos și Baraolt, care coboară dintr-o masă muntoasă mai înaltă decât râul Vîrghiș.

Piemontul care poate fi cuprins sub numele de Piemontul Brăduț căptușește cu depozitele sale toată partea nordică și estică a depresiunii Baraolt, de la contactul cu masa muntoasă pînă la o linie pe direcția localităților Baraolt Tălișoara — Valea Papurii. Piemontul înclină ușor spre centrul depresiunii pînă la circa 500 m. Un contrast topografic simțit în relief se prinde la contactul cu cîmpul Racoșului. Partea cea mai înaltă se găsește spre est, între Filia și Baraolt; este mai evoluată și fragmentată de o serie de văi care se dirijează spre Cormos sau Baraolt.

Depozitele aluvio-proluviale care intră în alcătuirea piemontului sînt de natură diferită; în mare cantitate intră și cele elasto-magmatice.

Aspectul piemontului legat de dezvoltarea unității depresionare pune problema existenței sale din primele timpuri ale cuaternarului.

ȘESURILE

Analiza morfologică de detaliu arată în cuprinsul complexului depresionar intern al curbării Carpaților o serie de suprafețe ce corespund unor șesuri tipice; unele apar ca unități cu suprafețe restrinse, constituite numai din terase („cîmpul Arcușului”, „cîmpul de sub Mestecăneni”, „cîmpul Tohăniței”), altele mai extinse fiind asocieri de lunci largi, cum sînt, bunăoară, șesul Bîrsei și șesul Cîlnicului, unde doar microrelieful introduce particularități pentru diferențierea subunităților.

Dintre cele mai mari, menționăm:

a. *Șesul Bîrsei*. Șesul Bîrsei este încadrat de Culuarul piemontan Rîșnov, Piemontul Săcele, Piemontul Feldioara și lunca Oltului în partea de est la contactul cu masa de orogen a Baraoltului și se caracterizează din punct de vedere morfometric printr-o altitudine absolută scăzută față de celelalte unități.

Înălțimile scad de la contactul cu Piemontul Rîșnov (540 m) spre lunca Oltului (490 m).

Aspectul general este al celui mai puternic șes, constituit dintr-o asociație de lunci și șterse interfluvii. Este o suprafață puțin sculptată. Din acest punct de vedere prezintă multe afinități cu regiunea de divagare din Cîmpia Dunării de jos.

Văile apelor au aspectul de șanțuri și cele mai multe au fost dirijate după nevoile omului, deoarece se pretează în totul la folosirea integrală. În special, atunci cînd traversează așezările rurale apele își pierd complet individualitatea naturală.

Acest șes pare că a avut o altă dezvoltare decât unitățile limitrofe, deși, inițial nu existau pe planuri morfologice diferite.

Depozitele cuaternare sînt foarte subțiri, doar circa 4 m, după cum arată datele sondajului de la Bod interpretate de E. J e k e l i u s (25).

Scăderea grosimii depozitelor pleistocene nu poate fi explicată decât printr-o intensă erodare efectuată de apele ce veneau pe de o parte din depresiunea Zărnești-Tohan, alimentate din ultimele topiri ale maselor glaciare, iar pe de altă parte de cele ce coboară din Perșani și converg

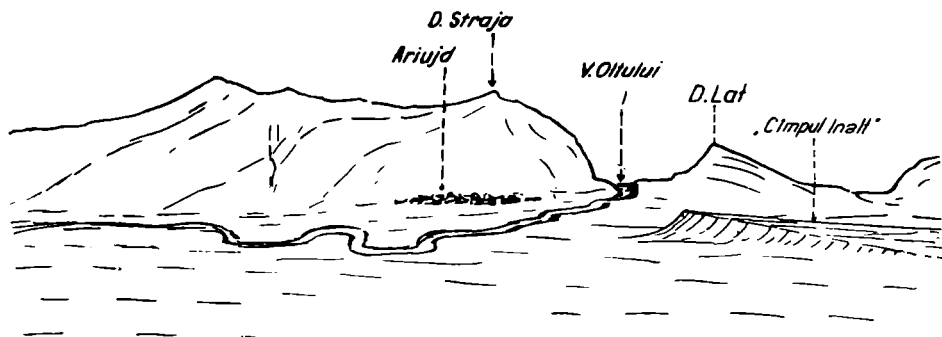


Fig. 6. — Defileul Oltului din capătul de sud al masivului Baraolt. „Cîmpul Înalt” de lângă localitatea Bod, socotit altă dată o terasă a Oltului.

spre Amaradia, fiind concentrate la vărsare în Olt pe sectorul Bod-Feldioara. „Cîmpul înalt al Bodului”, pe dreapta Ghimbășelului așa cum am mai arătat și în altă parte — nu este decât un martor de eroziune a acestei intense acțiuni de erodare, efectuată la sfîrșitul pleistocenului și nu este un petec de terasă cum s-a crezut pînă acum.

Ceea ce intrigă în special pe geologi și în aceeași măsură pe geografi era aplecarea „acestui petec de terasă” de la nord la sud, de la 536 la 525 m altitudine absolută, contrar direcției de scurgere a apelor din regiune (E. J e k e l i u s, N. O r g h i d a n etc.) (fig. 6).

„Cîmpul înalt al Bodului” face parte din categoria piemonturilor de nord, generate de apele ce coborau din munții Baraolt și Perșani și care veneau în contact aproximativ pe linia Prejmer-Hărman-Sînpetru-Dealul Cîinelui cu piemonturile din sud, rezultatul acțiunii de transport și de depunere a apelor din Bucegi. În privința originii acestei forme de relief N. O r g h i d a n într-o ultimă lucrare (66) revine asupra unei afirmații mai vechi și arată că este rezultatul operei de colmatare a unor ape ce coborau din Baraolt.

Tot martori de eroziune sînt și movilele de 495 m, 505 m, 498 m, înălțime absolută, pe interfluviul Amaradia-Bîrsa, la sud de Feldioara. Aceste accidente morfologice sînt însă pe cale de dispariție. Ele s-au format, determinate de evoluția cursului Bîrsei și Amaradia, fapt indicat și de poziție.

La actualul aspect morfologic al șesului se pare că nu a contribuit numai acțiunea de înlăturare a depozitelor de la suprafață, ci și cauze tectonice.

Inițial, regiunea a afectat o poziție mai deprimată, funcționând astfel ca o zonă de concentrare a apelor, în pleistocen ca o zonă de subsidență.

În acest sens, s-ar putea argumenta pe baza faptului că la localitatea Bod s-a făcut un foraj care a dat posibilitatea de a avea apă arteziană, așa cum susține E. J e k e l i u s (25).

Șesul Birsei apare în general ca o suprafață evoluată, intens erodată și individualitatea sa se pune în evidență prin caracterele proprii, încadrându-se în complexul depresionar ca o unitate cu o extinsă suprafață.

b. *Șesul Cîlnic*. Sub numele de șesul Cîlnicului este desemnată întreaga regiune de luncă și mlaștină unde se concentrază spre Olt, Rîul Negru, Târlungul, Gîrcinul și micile pîraie care pleacă din capătul nordic al Piemontului Săcele.

Este încadrată între Piemontul Săcele la sud, pe linia satelor Mărcuș-Prejmer-Hărman-Sînpetru, la vest masa de orogen a Baraoltului de la Cetatea Mare pînă sub masivul Barabaș, la nord aproximativ șoseaua Ariujd-Doboliu de Jos, apoi o linie care ar merge pe la Coșeni-Ozun-Lișnău. Spre răsărit, limita o formează marginea munților pe linia Lișnău-Mărcuș.

Șesul Cîlnicului este o unitate de relief alcătuită din lunci largi, mlaștini, turbării, văi părăsite, interfluvii de slabă altitudine, terase și câteva turtite conuri de dejecție în partea de est, la contactul cu rama muntoasă generate de râurile Dobîrlău, Lișnău și o serie de torenți.

Sub raport morfometric prezintă, în comparație cu celelalte unități, o pronunțată uniformitate; la contactul cu Piemontul Săcele ajunge la 520 m înălțime absolută, la fel ca și pe linia Coșeni-Ozun.

În partea centrală altitudinea scade la 500 m. Pe o zonă mediană înălțimile scad de la est spre vest, așa după cum arată Rîul Negru în cursul său inferior și mai departe Oltul. Aici se află cea mai mare piață de adunare a apelor din toată depresiunea internă a curbării Carpaților, fiind o zonă de subsidență.

Se pare că rămășițele ultimului lac au dăinuit încă multă vreme în acest colț, pînă cînd a ajuns la secare.

Materialele aluvionare transportate de Rîul Negru și Olt s-au depus în lungul cursurilor acestora, sub forma unor depozite de luncă și albie, iar dincolo de acestea se întind o serie de mlaștini, cele mai mari fiind reprezentate prin mlaștinile Prejmerului și Hărmanului.

Regiunile mlăștinoase pe lângă revărsări sînt întreținute de o serie de izvoare care pleacă de la capetele piemonturilor ce încadrează cîmpia. În cele mai multe părți s-a început drenarea mlaștinilor.

Un caracter deosebit este introdus de meandrele și cursurile părăsite ale Oltului, Rîului Negru și Târlungului, care sînt destul de numeroase.

c. *Șesul Brateș*. În mare parte această unitate prezintă aceleași caractere ca și șesul Cîlnicului, desfășurîndu-se de o parte și de alta a pîrăului Covasna. Este limitat de Piemontul Zagon, Ghelința și valea Rîului Negru și are aspectul unei cîmpii de nivel de bază.

Altitudinile variază în cadrul unității între 530 și 540 m, cele mai mari înălțimi fiind la contactul cu piemonturile și în partea nordică. Acest contact este semnalat la tot pasul de apariția izvoarelor.

Se pare că rămășițele ultimului lac din depresiunea Tg. Secuesc au existat în acest șes multă vreme. Întregul șes constituie o zonă către care converg o serie de ape mici ce și-au mutat albiile, pînă să ajungă la Rîul Negru, în numeroase rînduri; majoritatea au astăzi un curs dirijat.

În general, șesul Brateșului se prezintă cu două sectoare distincte: unul în partea nordică de la o linie ce ar uni localitățile Pachia, Brateș și Tufalău, mai înalt și destul de fragmentat și altul spre sud de această linie, mai scăzut în altitudine, mlăștinos, cu multe cursuri nehotărîte, cu maluri șterse și meandre părăsite. Aspectul de baltă este dat și de asociațiile vegetale specifice bălților.

CONCLUZII

Sub raport fizico-geografic depresiunea prezintă un mare grad de complexitate datorită originii și dezvoltării ei în condiții diferite față de alte depresiuni.

Din punct de vedere morfometric, se plasează în categoria regiunilor înalte cuprinzînd valori de la 465 m în golful depresionar Baraolt, 500 m lângă Bod, 530 m la Sf. Gheorghe, 570 m la Tg. Secuesc, 590 m în Piemontul Orașului 720 m la Zărnești, pînă la 930 m în Piemontul Sohodolului.

După repartitia altitudinilor, legat și de origine, în cadrul complexului depresionar distingem trei categorii de forme de relief: șesuri, piemonturi și muscele.

Trecerea de la o categorie de unități morfologice la alta, în cele mai multe cazuri se face insensibil, încît de la un prim contact nu se poate prinde această diferență decît prin prezența liniei de izvoare care le marchează clar pe teren.

La o analiză detaliată caracterele sînt evidente. Nu putem spune că între unități există o limită structurală, între șesuri și piemonturi, fiindcă la suprafață toate acestea prezintă depozite cuaternare cu deosebirea că în piemonturi au o mai mare grosime. În șesuri depozitele cuaternare au fost subțiate datorită eroziunii fluviatile.

Șesurile, cele mai joase unități, se prezintă în cea mai mare parte cu caractere de mlăștină, turboase, ca forme de relief recente, construcții nedefinitivate, amintind din acest punct de vedere regiunea de baltă a Dunării sau alte cîmpii de nivel de bază.

Astfel se prezintă Cîmpul Rogoazelor situat la nord de linia localităților Hărman-Prejmer: o suprafață ocupată de girle, meandre părăsite, bălți acoperite de asociații vegetale caracteristice bălților, terenuri noi, înalte prundoase rezultate dintr-un proces de acumulare sau apar forme vechi din fundament, alcătuite din roci de natura ramei de orogen înecate în depozitele mai noi, așa cum este movila Epurelui.

Sînt însă și șesuri zvîntate, uscate, unde se practică o intensă agricultură, cum este șesul Bîrsei.

Piemonturile apar sub forme de cîmpuri mai înalte alcătuite din depozitele aluvio-proluviale, cu structură simplă și elemente slab consolidate. Acestea ocupă cea mai mare parte din depresiune și se prezintă tipice, atît în ceea ce privește funcția, cît și poziția.

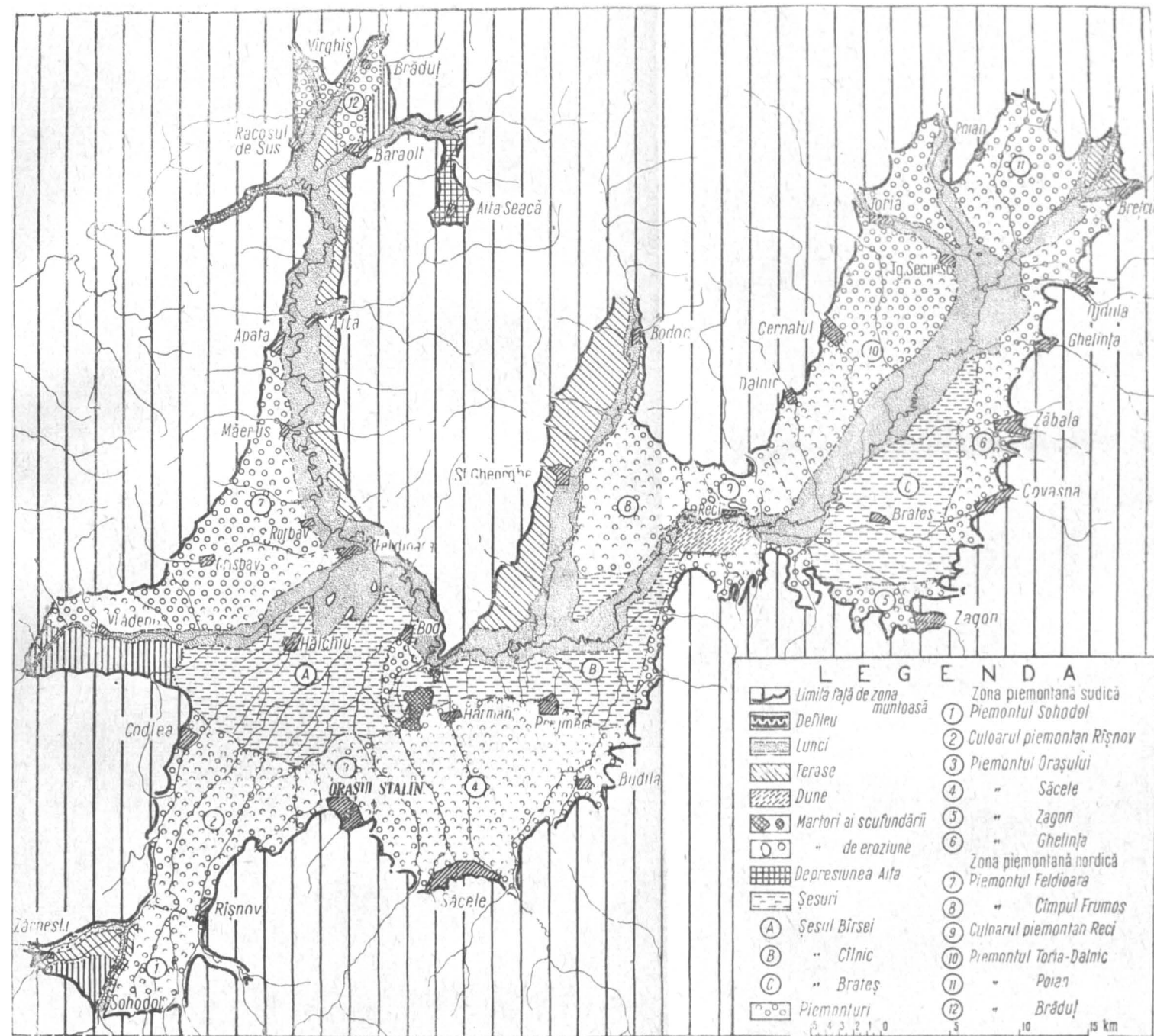


Fig. 7. — Raionarea depresiunii interne a curbării Carpaților: șesuri piemontane și dealuri (muscele) (hartă întocmită de Mihai Iancu).

În urma cercetărilor întreprinse în depresiunea internă a Carpaților de curbură, unitățile identificate se încadrează perfect în categoria piemonturilor de acumulare; dar în cadrul preocupărilor, pe lângă aceste unități trebuie să mai distingem deltele cu care se contopesc câteodată, deoarece lacul a funcționat multă vreme în depresiune și depozitele s-au acumulat în mare cantitate la țărnul acestuia.

În general, reliefurile piemontane conservate în depresiunea internă a Carpaților de curbură sînt în esență datorite sedimentării continentale.

În cuprinsul golfului depresionar Zărnești-Tohan, între valea riului Turcu și riul Bîrsa, ca și pe partea dreaptă a riului Poarta, la capătul de sud-vest al Piemontului Sohodol, se desemnează o serie de înălțimi care prezintă toate caracterele unor unități de muscele. Numele local de dealul Muscel (827 m) caracterizează destul de bine această formă de relief.

Asemenea forme de relief constituind treapta a treia și cea mai înaltă se mai găsește pe o zonă marginală ce se defășoară pe partea dreaptă a riului Homorod de sub piscul Rîmeția pînă în dealul Cîinelui de la poalele Măgurii Codlea.

În bună parte, aceste forme sînt acoperite de prundișuri de natură cuarțitică pe care E. J e k e l i u s (33) le socotește ca probabil echivalente depozitelor de Cîndești.

Identificarea unităților mari geomorfologice, urmărirea pe teren a limitelor principale a acestora, a constituit o preocupare de seamă în acest studiu (fig. 7).

Piemonturile, care au o mare dezvoltare în cadrul complexului depresionar, în general, se caracterizează printr-o slabă densitate a rețelei hidrografice, apele se abat spre flancuri, în contrast cu șesurile bogate în ape și unele în bună parte mlăștinoase; piemonturile, unități de acumulare, se pun în evidență și prin lipsa unei pinze de apă freatică superficiale. Prundișurile și nisipurile din care sînt constituite au sustras apele de circulație de la suprafață, astfel că pentru suplinirea absenței apei este nevoie de efectuarea unor lucrări de aducție.

Cunoașterea originii, structurii și evoluției limitelor geomorfologice ale unităților de piemont și șesuri pune problema practică a unei juste folosiri a terenurilor.

Atît pentru unitățile industriale, cit și pentru instalațiile agricole din această regiune, identificarea surselor de apă constituie una dintre problemele principale.

Forajele pentru apă, în plină masă piemontană pe coama conurilor de dejecție, nu pot da bune rezultate, deoarece depozitele argiloase care susțin pinza acviferă se află la mare adîncime.

Mari cantități de apă pentru cerințele locale se găsește pe contacte de unități diferite, la contactul piemonturilor cu masa muntoasă sau cu șesurile.

К ВОПРОСУ О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ВО ВНУТРЕННЕЙ ДЕПРЕССИИ КАРПАТСКОЙ ДУГИ (БЫРСА, СФ. ГЕОРГЕ, ТЫРГУЛ СЕКУЕСК, БАРАОЛТ)

Часть I.

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В пространстве, занимаемом Карпатской дугой, выделяется форма отрицательного рельефа, оправдывающая всеми своими особенностями, с точки зрения физической географии, название „внутренней депрессии Карпатской дуги“.

Этот низменный комплекс, расположенный на абсолютной высоте 465 - 900 м, включает депрессию Бырсы, или, по историческим документам, „Цара Бырсей“ (Страну Бырсы), которая, вместе с котловинными заливами Зэрнешти—Тохан, Влэдени, Бараолт и Сф. Георге, тесно связана посредством кулуара Речи с Тыргу Сэкуеск или „Цара Сэкуилор“ (Страной секлеров); с точки зрения происхождения, все эти котловинные участки составляют одно целое.

Исследования, произведенные до настоящего времени, относящиеся непосредственно к различным котловинным участкам, или же только затрагивающие их, принадлежат главным образом геологам и, в меньшей мере, географам. Нужно упомянуть об исследованиях, произведенных Е. Жекелином, Н. Оргиданом и Г. Вахнером.

В настоящей работе автор анализирует, в частности, следующие вопросы.

1. Происхождение депрессии.
2. Контакт депрессии с орогеническим окаймлением.
3. Центры средоточения гидрографической сети.
4. Геоморфологические области.

Вся депрессия, занимающая площадь, равную приблизительно 1800 квадратным километрам, входит в состав карпатского геосинклиналиа и сжата системой дислокаций, идущих в различных направлениях; около 70% из них расположены во внутреннем и среднем флишах мелового периода и приблизительно 30% в кристаллических мезозойских породах.

Эта область вплотную окаймлена орогеническими толщами; ярко выраженный гипсометрический контраст особенно заметен в южной части депрессии, где над ней возвышается мощное горное окаймление Пятра Крайулуй и Бучеджи с рельефом, вырезанным в всеяких синклиналях, высотой превосходящих 2000 м, а также массивы Бырсы Чукаш--Эгану, Сириул и Леаутул, вышиной превосходящие 1700 м. На севере, в зоне контакта низменности с массивами Першани, Бараолт, Болук и Ойтуз, где, за исключением Ойтуза, высоты достигают не более 1300 м и контраст менее резок.

В орогеническом окаймлении произошли разрывы или изгибы вдоль зоны контакта и одновременное опускание на различных протяжениях в направлении оси наибольшего понижения, в значительной своей части совпадающим с направлениями Рыул Негру и Олта.

Геологически образования, входящие в состав окаймления депрессии, встречаются и на протяжении последней, составляя фундамент, на котором

расположены отложения последних ярусов плиоцена и отложения четвертичного периода в виде предгорий, низменностей и впадин выпола недавнего происхождения. Характерным для депрессии является присутствие отдельных холмов; генетически они принадлежат к двум категориям: одни из них являются результатом эрозии, а другие — тектонических обвалов там, где фундамент залегает на небольшой глубине.

Контакт между депрессией и орогеническим окаймлением ясно намечается вследствие контраста как с геологической, так и с морфологической, точек зрения, к чему еще прибавляется различный характер климата, гидрографии флоры, людских поселений и развития экономической жизни. Вообще, зона контакта характеризуется частыми взаимопроникновениями этих двух связанных между собой морфологических единиц и существованием тектонических дислокаций по краям, выявленных различными магнитными интрузиями и минерализацией. За исключением трех участков, вдоль всей зоны контакта почти не существует резких переходов.

Вся депрессия, в целом, носит характер зоны интерференции весьма крупных тектонических явлений, происходивших в орогеническом окаймлении. Ввиду многочисленных процессов, внутренний бассейн дуги является лишь деталью, расположенной в поле линии изломов, происшедших вследствие сильных сдвигов.

Окончательное образование весьма сложно и обусловлено несколькими причинами. Сложность происходит оттого, что длина ее очень велика и что она расположена по ширине различных зон, от зоны кристаллической структуры Фагараша до эоценовых образований восточных гор, с ненормальными контактами, нагромождениями, изломами и т. д.

Все говорит за то, что стихийные явления, определившие создание бассейна, могут быть отнесены только за счет тектоники и магнитных экструзий в вулканической гряде Харгита—Чуматул.

Как геологи, так и географы признают, что тектоническое происхождение депрессии относится к плиоцену (к дакэйскому ярусу).

Повидимому, понижение произошло не одновременно на всем протяжении депрессии и не в том же темпе. По всей вероятности, в первоначальном периоде третичной эры она очень слабо намечалась лишь в некоторых своих частях, возможно, что в районе Зэрешти—Тохан, а остальные участки появились в дакэйском ярусе; последние были широко связаны друг с другом и представляли собой большое, довольно глубокое озеро с несколькими заливами. Повидимому, глубина фундамента была чрезвычайно нестойка.

Кроме всего вышесказанного можно утверждать, довольно уверенно, что депрессия, если не в целом, то во всяком случае в некоторых своих участках, отчасти, обязана своим существованием действию вулканических извержений в гряде Харгита—Чуматул. Так как она расположена в конце самой мощной в Европе вулканической горной цепи, весьма вероятно, что ее образование было вызвано опусканием в различные периоды, вследствие экструзии вулканического материала, тем более что некоторые вулканические процессы предшествовали или совпадали по времени с появлением некоторых котловинных заливов. Другое явление, происшедшее в окаймлении, важное для эволюции местности, это сдвиги кристаллической массы Фагараша на восток в конце плиоцена; такие движения должны были отразиться на внутренней депрессии дуги, которая не могла не реагировать на них. По всей вероятности, это явление вызвало углубление депрессии

Бырсы и наклонение на север гористой толщи Постэварул — Пятра Маре, так как толщина отложений указывает на то, что во время плиоцена в низменности происходило движение по вертикали в отрицательном направлении. Также мало вероятно, чтобы поднятие внешней части дуги во время левантина до 1000 м не обусловило бы понижения внутренней части карпатского кольца, тем более что условия для этого уже были подготовлены.

Гидрографическая сеть представляет ряд специфических особенностей. Эта сеть сыграла большую роль в создании и изменении форм рельефа. Средняя плотность равна 0,50—0,70 гм/км². Первоначальный дренаж был осуществлен древней гидрографической сетью; при ее развитии произошло изменение ее деталей. Изменения были вызваны каштажем вод, перемещением течения рек и миграциями вследствие оползней по конусам выноса. одновременно происходило смещение русла некоторых рек конусами выноса других рек.

В распределении гидрографической сети можно различить пять центров водонакопления. Причину, по которой эти центры приобрели индивидуальный характер, автор приписывает той роли, какую играли те или иные местности, с одной стороны, как зоны оседания, а с другой, вследствие особого строения предгорий, обуславливающих своей формой схождение.

С морфологической точки зрения, внутренняя депрессия дуги представляет область, в основном плоскую, с небольшим уклоном в сторону нейтральной части, за исключением зоны контакта с орогенической толщей Карпат.

Автор различает 3 формы рельефа.

А. Холмы.

Холмы локализованы главным образом между двумя котловинными участками (Зэрнешти — Тохана и Вледени). Вопрос о холмах будет изучаться в другой работе.

Б. Наносные предгорья.

Отмечаются две предгорные зоны.

1. Южная предгорная зона, в состав которой входит предгорье Соходол, предгорный кулуар Рышнов, предгорье Орашулуй, предгорье Сэчеле, предгорье Загон и предгорье Гелинца.

Эти предгорья образуются постоянной гидрографической сетью-спускающейся с южных массивов, большая часть которых состоит из речных, песчаных наносов, где конгломераты крупного гравия чередуются с песком.

а. *Предгорье Соходол* — одно из самых высоких предгорий, значительная часть которого образована илейстоценовыми отложениями. В южной части предгорья последние образуют тонкий слой, постепенно утолщающийся к северу до слияния рек Соходол и Бырса. Предгорье Соходол является результатом переносищей и аллювиальной деятельности трех рек: Бырсы, Турку и Гимбашелел, а также потоков и наносов дилювиального материала. Предгорные ступени особо выделяются благодаря тому, что на каждой из них бьет ряд источников; эти ступени частично имеют скульптурный рельеф.

б. *Предгорный кулуар Рышнов* является продолжением на север предгорья Соходол, составляя с ним с точки зрения происхождения одно целое; разница заключается в том, что в образованиях кулуара Рышнов участвовали и отложения, происходящие из массивов Кристиан и Персави.

Это название дано ему вследствие его значения и географического положения.

в. *Предгорье Орашулуй* является образованием, занимающим небольшую поверхность. В предгорных отложениях отмечаются следы опускания орогенической толщи. Вообще эволюция этого предгорья невелика и, судя по степени расчленения, его можно считать предгорьем недавнего происхождения.

г. *Предгорье Сечеле* частично ограничено долинами Тырлага и Тимша. Рельеф его мало развит, оно имеет небольшой уклон с юга на север и образовано отложениями двух конусов выноса. Предгорные ступени не выделяются на поверхности предгорья, но их можно заметить по предгорным террасам. По всей вероятности, его образование относится к плейстоценовым отложениям.

д. *Предгорье Загон* мало развито. На образующих его аллювиальных речных и от стекающей со склонов дождевой воды наносах развиваются небольшие конусы выноса недавнего происхождения. Контакт с измененностью Братес отмечен появлением ряда источников.

е. *Предгорье Гелинца* расположено между пунктами Чуруш и Бречку и образовано прилегающими один к другому конусами выноса рек: Ковасна, Зэбала, Гелинца, Ождула и Бречку. В толще предгорья заметны следы провала. Существование признаков поствулканической деятельности в местах контакта с орогенической толщью (Ковасна, Воинешти и т. д.) доказывает, что здесь происходили мощные процессы.

2. *Северная предгорная зона.* В эту категорию включаются все предгорные области, образованные гидрографической сетью, берущей свое начало в орогенических толщах на севере котловинного комплекса. Структурным материалом является, главным образом, некрупный гравий, а основную массу составляют пески и глины, к которым надо прибавить сиверит и другие продукты вулканических извержений.

ж. *Предгорье Фелдиоара* представляет самую типичную предгорную формацию с морфометрическими пределами от 500 до 650 м абсолютной высоты. К югу и к востоку границы резко выражены и образованы речными размывами (Хоморед и Олта). Констатируется большое единообразие линий рельефа в междуречьях. По всей вероятности, предгорье Фелдиоара простиралось в более ранней фазе развития и над северной частью низменности Бырсы, соединяясь с „Кымцул Смелт“ вблизи населенного пункта Бод. В период таяния четвертичных ледников мощные потоки воды, стекавшие с гор Бучеджи, и последующая концентрация гидрографической сети (Гимбэшел, Бырса, Хоморед) в зоне Фелдиоара—Бод отделили предгорье в этом участке: таким образом „терраса Бода“ была отделена от остального предгорья. Отсюда следует, что она не является террасой Олта, как считалось до сих пор.

Так как в гидрографической сети, кроме отчетливой линейной эрозии, существуют и балки, образовавшиеся по бокам, автор считает, что это предгорье находится в далеко зашедшей фазе формирования рельефа.

з. *Предгорье Кымпул Фрумос* составляет часть конуса выноса Олта, являясь особым участком с точки зрения морфологии. Здесь процессы формирования рельефа слабо выражены. Как Олт, так и Рыул Негру размыывают с боков это предгорье.

и. *Предгорный кулуар в Речи* связывает котловину Тыргу Секуеск и Св. Георге. Максимальная высота не превосходит 540 м. В пределах

этого предгорья толщина отложений не велика. И здесь на фундаменте виден ряд следов провала. Среди этого предгорья особый характер носит рельеф ветрового наноса, локализованный вблизи села Речи.

к. *Предгорье Ториа—Далник* самое обширное предгорное образование в депрессии Тыргу Сэкуеск. Отложения, входящие в состав предгорья, были сюда занесены водами рок Касинул, Ториа, Чернетул, Далникул, Бешенул и состоят из суглинков, песков, пылевидной глины с окисями железа и марганца, мелких песков и т. д.; реже встречаются отложения гравия; преобладают отложения суглинков. Это доказывает, что составляющие предгорье материалы занесены сюда издалека. Степень расчленения предгорья ярко выраженного линейного типа доказывает, что развитие его находится в первоначальном фазисе.

л. *Предгорье Поян* является вполне установившейся формацией с абсолютными высотами 620 и 550 м. В зоне контакта с горной массой заметны признаки послевулканической деятельности.

м. *Предгорье Брэдуц* представляет собой одну из наиболее распространенных в котловине Бараолт форм рельефа. В его структуру входят по большей части материалы вулканического происхождения; предгорье сильно расчленено гидрографической сетью.

В. Аллювиальные низменности.

Аллювиальные низменности представляют собой отличающиеся друг от друга области; одни из них состоят только из террас (Аркус, Местекэнени, Тохэница), а другие, более обширные, являются соединенными широкими поймами, где только благодаря особенностям микрорельефа можно установить подразделения.

а. *Низменность Бырсы* является областью, имеющей вид равнины с водами, меняющими русло вследствие отсутствия уклона. Более возвышенная ее часть, на юге, представляет собой развившуюся, сильно размытую поверхность, что доказывают следы эрозии на уровнях 495, 505, 498 м. Первоначально эта местность носила более выраженный характер впадины и была зоной накопления вод.

б. *Низменность Калник* является морфогидрологической областью, состоящей из широких низкорасположенных пойм, болот, торфяников, пересохших долин, междуречий небольшой высоты и пойменных наносов. В морфометрическом отношении низменность расположена между 500 и 520 м высоты. Она является большой водосборной площадью.

в. *Низменность Братеш* — одна из самых высоких низменностей во всем котловинном комплексе; на ней встречаются абсолютные высоты от 530 до 540 м. К этой низменности стекается целый ряд небольших рек, неоднократно менявших свое русло. В равнине различаются два участка, один более высокий на севере и другой более низкий на юге с мало выраженными междуречьями; растительные сообщества придают им вид болота.

Знание происхождения структуры и границ геоморфологических областей ставит практический вопрос о правильной эскалутации земель. Нахождение источников снабжения водой также представляет одну из главных задач промышленных и сельскохозяйственных единиц, расположенных на этом котловинном комплексе. Большие количества воды находятся в зоне контакта предгорий с горными массами и низменностями, и отсутствуют во внутренней части крупных предгорий.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Контакт между предгорьем Соходол и орогенической толщей, представленной массивом Бучеджи, высшей точкой которого является вершина Омул (2511 м). Гора Великан (1904 м) в массиве Бучеджи находится в непосредственном контакте с предгорьем.

Рис. 2. — Центры концентрации гидрографической сети в пределах котловинного комплекса. Причина приобретения ими индивидуального характера приписывается той роли, которую играли те или иные районы в качестве зон оседания (карта составлена Михаем Янку).

Рис. 3. — Разрез в предгорье Сэчеле возле железнодорожной станции Хермен. Аллювиальные речные и от стекающих дождевых вод отложения, входящие в состав лобной части предгорья Сэчеле.

Рис. 4. — Котловинный залив Владени. Расположенная у подножья возвышенности Кодля (1224 м) холмистая местность; холмы, повидимому образовались на одной плоскости, между 600 и 650 м.

Рис. 5. — Геологический разрез в предгорье Фелдиоара возле населенного пункта Фелдиоара.

Рис. 6. — Дефиле Олта в южной оконечности массива Бараолт. „Кымпул ыналт“ возле населенного пункта Бод, остаток предгорья Фелдиоара, считавшийся в прежнее время тер асой Олта.

Рис. 7. — Районирование внутренней низменности нагиба Карпат. Предгорные равнины и холмы (карта составлена Михаем Янку).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES UNITÉS GÉOMORPHOLOGIQUES DE LA DÉPRESSION INTÉRIEURE DE L'ARC DES CARPATES (BÎRSA, SFÎNTUL GHEORGHE, TÎRGU SECUESC, BARAOLT)

1ère PARTIE

(RÉSUMÉ)

L'intérieur de l'arc des Carpates met en évidence une forme négative de relief dont tous les caractères physico-géographiques justifient l'appellation de „Dépression intérieure de l'arc des Carpates”.

Cet ensemble dépressif, dont l'altitude présente des valeurs absolues de 465 à 900 mètres, renferme la dépression de la Bîrsa (*Tara Bîrsei*, *Burgenland*, des documents historiques) qui, avec les golfes de dépression de Zărnești-Tohan, Vlădeni, Baraolt et Sf. Gheorghe, est étroitement reliée, par le couloir de Reci, à la dépression de Tîrgu Secuesc ou *Tara Secuilor* (Pays des Sicules). Tous ces compartiments dépressifs constituent, du point de vue de leur origine, une seule unité.

Les études élaborées jusqu'ici, concernant directement ou tangentielllement divers compartiments dépressifs, ressortissent, pour la plupart, au domaine de la géologie et, dans une moindre mesure, à celui de la géographie. On peut notamment citer les travaux de E. Jekelius, N. Orghidan et H. Wachner.

La présente étude traite plus particulièrement des problèmes suivants :

- 1° Origine de la dépression,
- 2° Contact de la dépression avec les cadres orogéniques,

3° Centres de concentration du réseau hydrographique.

4° Unités géomorphologiques.

L'ensemble de la dépression s'étale sur quelques 1800 km² et appartient au géosynclinal carpatique ; il fait partie du système de dislocations diversement orientées, dont environ 70 % sont situées dans le Flysch intérieur et crétacé moyen et environ 30 %, dans la masse cristallino-mésozoïque.

Il s'agit là d'une unité bien encadrée par des masses orogéniques ; un puissant contraste hypsométrique se dessine, notamment dans la partie méridionale de la dépression que domine le cadre vigoureux des montagnes de Piatra Craiului et des Bucegi, au relief greffé sur les synclinaux suspendus qui dépassent 2000 mètres de haut, ainsi que les massifs de la Birsa, de Ciucaș-Zăganu, Siriu, Lăcăuț, de plus de 1700 mètres d'altitude. Le contraste est moins frappant au Nord, au contact des massifs de Perșani, Baraolt, Bodoc et Oituz, dont les altitudes maxima n'atteignent pas 1800 m, à l'exception de l'Oituz.

Le cadre orogénique de la dépression a souffert des ruptures ou des failles dans la zone de contact ainsi qu'un affaissement au cours des âges et sur des aires différentes, en direction des axes d'affaissement maximum qui, pour une bonne part, coïncident, avec la direction de Rîul Negru (Rivière Noire) et de l'Olt.

Les formations géologiques qui rentrent dans la composition du cadre de la dépression se retrouvent également à son intérieur ; elle constituent le fondement sur lequel reposent les dépôts remontant aux derniers termes du Pliocène et ceux du Quaternaire disposés sous forme de piedmonts et sous forme de plaines et de cônes de déjection de fraîche date. La présence de buttes isolées est caractéristique de la dépression ; au point de vue génétique, ces buttes sont de deux sortes : les unes représentent des témoins d'érosion et les autres des témoins d'affaissements tectoniques, là où le fondement ne se trouve pas à une grande profondeur.

Le contact de la dépression avec le cadre orogénique se dessine clairement par suite du contraste qu'on y relève au point de vue géologique, aussi bien que morphologique. Il faut y ajouter l'aspect divers du climat, de l'hydrographie, de la flore, des établissements humains et du développement de la vie économique. La zone de contact est généralement caractérisée par de fréquentes interpénétrations de ces deux unités morphologiques qui se soudent l'une à l'autre et par la présence de dislocations tectoniques marginales que différentes intrusions magnétiques et minéralisations mettent en évidence. Sur presque toute la longueur de la zone de contact, il n'existe de transitions brusques que dans trois secteurs.

Dans son ensemble, la dépression offre l'aspect d'une région d'interférence de phénomènes tectoniques de grande ampleur, qui se sont produits dans le cadre orogénique. Par rapport aux nombreux événements, le bassin intérieur délimité par l'arc n'apparaît que, comme une forme de détail, située à l'intérieur d'un champ de lignes de fracture résultant de dérangements puissants.

La mise en place de la dépression est assez complexe et déterminée par plusieurs causes. La complexité découle du fait que cette dépression est très longue et située en travers des différentes zones, depuis la zone cris-

talline de Făgăraș jusqu'à l'éocène des Carpates Orientales, avec des contacts anormaux, des chevauchements, des fractures, etc.

Tous les faits prouvent que les phénomènes majeurs qui ont déterminé la formation du bassin ne sauraient être attribués qu'à une cause tectonique et aux extrusions magnétiques de la chaîne volcanique Harghita-Ciumatul.

Géologues et géographes admettent que l'origine tectonique de la dépression remonte au Pliocène (Dacien).

Il semble que toute son étendue n'ait pas été submergée en même temps et suivant le même rythme. Selon toute probabilité, la submersion ne fut que très faiblement esquissée dans certains compartiments de la dépression, peut-être à Zărnești-Tohan, dans la première partie du tertiaire; c'est dans le Dacien que sont apparus les autres compartiments, largement rattachés les uns aux autres et jouant le rôle d'un grand lac assez profond et avec plusieurs golfes. La profondeur du fondement semble avoir été des plus variables.

Outre ce qui précède, on pourrait avancer avec suffisamment de certitude que l'existence de la dépression, du moins de certains de ses compartiments, n'est point étrangère à l'action des éruptions volcaniques de la chaîne Harghita-Ciumatul. Etant donné qu'elle se trouve à l'extrémité de la plus puissante chaîne volcanique d'Europe, il est fort possible que sa formation ait été déterminée par des mouvements d'affaissement qui se sont produits à diverses époques, par suite de l'extrusion des matières volcaniques, surtout que certaines manifestations volcaniques sont antérieures ou concomitantes à l'apparition des golfes de dépression.

Un autre fait survenu dans ce cadre, important pour le développement de la région, est la poussée de la masse cristalline du Făgăraș vers l'Est, à la fin du Pliocène; la dépression intérieure de l'arc ne pouvait ne pas être affectée par de tels mouvements. Il est probable que ce phénomène ait provoqué l'approfondissement de la dépression de la Birsa et l'inclinaison vers le Nord de la masse montagneuse Postăvar — Piatra Mare, étant donné que l'épaisseur des dépôts montre qu'à l'âge Pliocène, la dépression subit un mouvement vertical de sens négatif. De même, l'auteur ne pense pas que le relèvement à l'extérieur de l'arc, à l'époque du Levantin, jusqu'à 1000 m, n'ait pas entraîné un affaissement à l'intérieur de l'arc carpatique, d'autant plus que les conditions en avaient été préparées.

Le réseau hydrographique offre toute une série de caractères spécifiques. Ce réseau a exercé un rôle appréciable dans la construction et la modification des formes du relief. Sa densité moyenne est de 0,50—0,70 km/km². Le drainage primaire a été effectué par un ancien réseau hydrographique qui produisit, en se développant, des modifications de détail. Les modifications eurent lieu par suite de captations, de changements de lit et de migrations, dus aux glissements qui se produisaient sur les cônes de déjection; du même coup, la poussée exercée par les cônes de déjection de certains cours d'eau sur d'autres se fit sentir.

Dans la distribution du réseau hydrographique, on peut identifier cinq centres d'accumulation des eaux. L'individualisation de ces centres est attribuée au fonctionnement des régions respectives, en tant que zones

de subsidence, et aussi à la construction spéciale des piedmonts comme formes qui déterminent des convergences.

Du point de vue morphologique, la dépression intérieure de l'arc en question constitue une unité, généralement plane, présentant de faible déclivités vers le centre, hormis quelques exceptions dans la zone de contact avec l'orogène carpatique.

On distingue trois unités de relief :

A. *Les collines (muscele)*

Les collines (muscele) sont localisées surtout dans le cadre de deux secteurs de dépression (Zărnești-Tohan et Vlădeni) ; cette question sera traitée dans un autre travail.

B. *Les piedmonts accumulatifs*

On remarque deux grandes zones de piedmonts :

1. *La zone de piedmonts Sud*, dans la composition de laquelle entrent le piedmont de Sohodol, le couloir du piedmont de Rîșnov, le piedmont de la Ville, le piedmont de Săcele, le piedmont de Zagon et le piedmont de Ghelînța.

Ces piedmonts sont engendrés par le réseau hydrographique permanent ou temporaire qui descend des massifs méridionaux, formés pour la plupart de cailloux de gros calibre et de conglomérats alternant avec des couches sablonneuses.

a. *Le piedmont de Sohodol* est l'un des piedmonts les plus élevés, il est en grande partie formé de dépôts pléistocènes. Ces derniers constituent dans la portion méridionale du piedmont, une mince couche qui augmente au fur et à mesure qu'elle se dirige vers le Nord, jusqu'au confluent du Sohodol et de la Bîrsa. Le piedmont de Sohodol résulte de la triple action de charriage des alluvions des rivières de Bîrsa, Turcu et Ghimbășel, auxquelles viennent s'adjoindre les torrents et le matériel diluvial. Les terrasses du piedmont sont mises en évidence par l'apparition de lignes de sources ; elles se présentent comme une unité partiellement modelée.

b. *Le couloir du piedmont de Rîșnov* est la continuation vers le Nord du piedmont de Sohodol, avec lequel il forme un tout, au point de vue de l'origine, avec cette différence que sa formation est également due à certains dépôts provenant des massifs de Cristian et Perșani. Sa position et sa fonction lui ont valu le nom qu'il porte.

c. *Le piedmont de la Ville* est une unité de peu d'étendue. Dans les dépôts de piedmont, on signale la présence de certains témoins d'immersion de la masse orogénique. Son évolution est en général réduite et, à en juger d'après son degré de fragmentation, il semble récent.

d. *Le piedmont de Săcele* est approximativement délimité par les vallées des Târlungu et Timiș. Son relief est faible, légèrement incliné du Sud au Nord et il est constitué par les dépôts de deux cônes de déjection. Les marches du piedmont ne sont pas mises en évidence sur sa surface, mais sont visibles d'après les terrasses de piedmont. Il date, selon toute probabilité, du Pléistocène.

e. *Le piedmont de Zagon* a un développement peu marqué. Sur les dépôts constitutifs alluvio-proluviaux, s'étalent de petits cônes de déjection de date récente. L'apparition de toute une série de sources en marque le contact avec la plaine du Brateș.

f. *Le piedmont de Ghelinița* s'est développé entre les localités de Chiuruș et de Brețcu. Il est formé par les cônes de déjection, unis latéralement, des rivières de Covasna, Zăbala, Ghelinița, Ojduța et Brețcu. Dans la masse du piedmont, on remarque l'existence de témoins d'éboulements. La présence de manifestations postvolcaniques au contact de la masse orogénique (Covasna, Voinești, etc.) prouve les violents bouleversements qui se sont produits.

2. *La zone de piedmonts Nord.* Cette catégorie embrasse toutes les unités de piedmonts engendrées par le réseau hydrographique qui débouche de la masse orogénique du Nord de l'ensemble dépressif. Les éléments structuraux en sont notamment des cailloux d'assez petites dimensions ; la masse principale consiste en couches sablonneuses et argileuses auxquelles s'ajoutent les cinérites et autres produits volcaniques.

g. *Le piedmont de Feldioara* se présente comme l'unité de piedmont la plus typique. Sa morphométrie est comprise entre 500 et 650 m d'altitude absolue. Les limites au Sud et à l'Est en sont nettes, déterminées par l'érosion fluviale (Homorod et Olt). On constate une grande uniformité des lignes du relief dans les interfleuves. Selon toute probabilité, le piedmont de Feldioara s'étendait également, à une phase précédente de son développement, sur la partie septentrionale de la plaine de la Birsa et s'unissait au „Cîmpul Înalt” à proximité de Bod. A l'époque de la fonte des glaciers quaternaires, les violents torrents qui dévalaient du haut des Bucegi et la concentration ultérieure, dans la zone Feldioara-Bod, du réseau hydrographique (Ghimbășel, Birsa, Homorod) ont abandonné le piedmont dans ce secteur, de sorte que la „terrasse de Bod” fut séparée du reste du piedmont. Il ressort de ce fait que ce n'est pas là une terrasse de l'Olt, comme on le pensait jusqu'ici.

Etant donné que, outre une érosion linéaire prononcée, le réseau hydrographique présente des vallées développées latéralement, l'auteur considère que ce piedmont se trouve à une phase avancée de modelage.

h. *Le piedmont de Cîmpul Frumos* fait partie du cône de déjection de l'Olt ; il représente un secteur morphologique à part. Les processus qui lui ont donné son modelé sont faiblement visibles. L'Olt et le Rîul Negru (Rivière Noire) creusent latéralement à même ce piedmont.

i. *Le couloir du piedmont de Reci* établit la liaison entre la dépression de Tirgu Secuiesc et Sf. Gheorghe. Les altitudes maxima ne dépassent pas 540 m. Les dépôts que renferme ce piedmont ont une faible épaisseur. A la base, se manifestent de-ci de-là toute une série de témoins d'affaissement. Le relief d'accumulation éolienne, localisée près du village de Reci, met une note particulière dans l'étendue de ce piedmont.

j. *Le piedmont de Turia Dalnic* constitue le piedmont le plus étendu de la dépression de Tirgu Secuiesc. Les dépôts qui entrent dans sa formation ont été charriés par les eaux de : Casinul, Turia, Cernatul, Dalnicul, Beșeneul, et consistent en sables argileux, en sables, en argiles pulvérulentes renfermant des oxydes de fer et de manganèse, en sables pulvérulents, etc. ; les dépôts de gravier sont plus rares ; les dépôts d'argile et de sable dominant. Cela dénote que les éléments constitutifs ont été apportés de fort loin. Ce piedmont présente un degré prononcé de fragmentation linéaire et, au point de vue de son développement, il se trouve à la phase initiale.

k. *Le piedmont de Poiana* constitue une unité bien définie, dont les hauteurs absolues sont comprises entre 620 et 550 mètres. On remarque au contact de la masse montagneuse la présence de phénomènes postvolcaniques.

l. *Le piedmont de Brăduț* est l'une des formes de relief les plus étendues de la dépression de Baraolt. Des éléments de nature volcanique forment la majeure partie de sa structure ; le réseau hydrographique l'a fortement fragmenté.

C. *Les plaines alluviales*

Apparaissent comme des unités distinctes ; certaines sont constituées uniquement de terrasses (Arcuș, Mestecăneni, Tohănița), d'autres, plus étendues, sont des associations de larges forêts riveraines où seul le microrelief introduit des particularités permettant de distinguer des sous-unités.

a. *La plaine de la Bîrsa* constitue une unité ressemblant à une plaine par divagation. La partie la plus élevée, au Sud, offre généralement l'aspect d'une surface évoluée, sujette à une érosion intense, comme le montrent les témoins d'érosion des cotes 495 m, 505 m et 498 m. Initialement, la région a affecté une position moins déprimée, servant de zone de collection des eaux.

b. *La plaine de Cîlnic* correspond à une unité morpho-hydrologique constituée de prairies larges et basses, de marécages, de tourbières, de vallées abandonnées, d'interfleuves de faible altitude et de dépôts de forêts riveraines. En ce qui concerne la morphométrie, elle est comprise entre 500 et 520 m. Cette plaine constitue un vaste bassin de collection des eaux.

c. *La plaine de Brateș* est l'une des plaines les plus élevées de tout l'ensemble de la dépression ; ses altitudes absolues varient entre 530 et 540 m. Toute une série de petits cours d'eau qui ont changé de lit à plusieurs reprises convergent vers cette plaine. On distingue deux secteurs à l'intérieur de cette dernière : l'un plus élevé, au Nord, et l'autre, plus bas, au Sud, avec des interfleuves effacés ; les associations végétales lui donnent l'apparence d'un marais.

La connaissance de l'origine, de la structure et de la limite des unités géomorphologiques pose le problème pratique d'une utilisation judicieuse des terrains. De même, pour l'industrie comme pour l'agriculture de cet ensemble de dépressions, l'identification des sources d'eau constitue l'un des problèmes capitaux. De grandes quantités d'eau se trouvent au contact des piedmonts, avec la masse montagneuse et les plaines ; elles font défaut à l'intérieur des grands piedmonts.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Le contact du piedmont de Sohodol avec la masse orogénique, représenté par le massif des Bucegi qui culmine à 2511 m par le pic *Omul*. Le mont Velican (1904 m) des Bucegi est en contact direct avec le piedmont.

Fig. 2. — Zones de concentration des eaux dans la dépression intérieure de l'arc des Carpates. Leur individualisation est attribuée au fait que les régions respectives remplissent l'office de zones de subsidence (carte dressée par Mihai Iancu).

Fig. 3. — Section à travers le piedmont de Săcele, près la gare de Hărman. Les dépôts alluvio-proluviaux qui entrent dans la constitution du front du piedmont de Săcele.

Fig. 4. — Golfe dépressif de Vlădeni, vu du pic *Curat*. Au pied de la hauteur de Codlea (1294 m) s'étend une région de collines qui semblent s'être développées sur le même plan, entre 600 et 650 m.

Fig. 5. — Section géologique du piedmont de Feldioara, près la localité du même nom.

Fig. 6. — Le défilé de l'Olt à l'extrémité méridionale du massif de Baraolt. *Ctimpul Inalt* des environs de la localité de Bod, reste du piedmont considéré naguère comme une terrasse de l'Olt.

Fig. 7. Rayonnement de la dépression intérieure de l'arc des Carpates : plaines, piedmonts et collines (buttes) (carte dressée par Mihai Iancu).

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I. și Macovei Gh., *Cteva date asupra constituției geologice a zonei (fișului din regiunea văilor Slănic și Oituz*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1923, vol. XI.
2. Banyai I., *Das Braunkohlengebiet von Barolt* — *Ajta. Jahr. d. K. ung. geol., R. A. für 1913*, p. 114.
3. — *Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Kezdi-Vásárhely.* Földtani Közl., 1917, vol. XLVII.
4. Băncilă I., *Lanțul vulcanic Căliman-Harghita*. *Natura*, 1938, an. 27, nr. 1.
5. — *Glaciațiunea cuaternară și urmările ei în Carpați*. *Natura*, 1938, an. 27, nr. 3.
6. Beudant F. S., *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818*. Paris, 1818.
7. Budai I., *Zur Petrographie der süd-Harghita*. Földt. Közl. 1881, vol. XI.
8. Călinescu Herta, *Dunele din Trei Scaune*. *Bul. Soc. geogr.*, 1934, vol. LIII.
9. Constantinescu M., *Ulucul Branului*. *Bul. Soc. geogr.*, 1941, vol. LX.
10. Coteș P., *Piemonturile de acumulare și importanța studiului lor*. *Probl. de geografie*, 1956, vol. III.
11. David M., *Geneza, evoluția și aspecte de relieț ale Podișului Transilvaniei*. *Rev. științ. „V. Adamachi”*, 1945, vol. XXXI, nr. 1—2.
12. Drăghiceanu N., *Tectonica Transilvaniei*. Partea I. *Linii tectonice directrice ale bazinului Transilvaniei cu privire la emanațiunea gazului metan și a acidului carbonic, la ivirea apelor termale și minerale reci, la cursul apelor superficiale și la mișcările seismice*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1922—1923, vol. XI.
13. Fichtel I. E., *Nachrichten von den Versteinerungen des Grossfürstentums Siebenbürgen*. Nürnberg, 1780.
14. Filipescu G. M., *Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu*. *Rev. Univ. C. I. Parhon*, 1953, nr. 2.
15. — *Etude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic-Bisca Mare (Buzău)*. București, 1940.
16. — *Contribution à l'étude du Flysch interne compris entre le rlu Crasna-Teleajen et le Rtu Negru*. *Bul. Lab. Min. gen. Univ.*, București, 1937, vol. II, p. 122.
17. Filipescu G. M., Drăghindă I. și Mutihac Gh., *Cercetări geologice între valea Buzăului și linia Cason-Tușnad*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom. (1950—1951), 1954, vol. 38.
18. Ghica-Budești St., *Pétopgraphie et tectonique des Carpathes Méridionales Roumaines (1 carte hors texte)*. *Revue des géogr. phis. et géolog. dynamique.*, 1938, vol. XI, fasc. 2.
19. Hauer F. u. Ritter V., *Notizen über das Burzenländer-Gebirge*. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1851, vol. XII.
20. Hauer F. u. Stache G., *Geologie Siebenbürgens*. Viena, 1863.
21. Herbig F., *Das Széklerland (Geologisch und paläontologisch beschrieben)*. *Mitteilungen des Jahresbuches des Kgl. — Ung. geol. Anst.*, 1878, vol. V, fasc. 21.
22. Hoffman G., *A székelyöld Kincese*. *Sepsz Szt. György*, 1901; Barolt, 1909, ed. a III-a.
23. Ilie Mircea, *Probleme geologice în munții Perșani (defileul Oltului)*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1950—1951, vol. XXXVIII.
24. — *Considerații geologice asupra Perșanilor de nord. (Reg. Vtrghiș)*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1954, vol. 38.
25. Jekelius E., *Puțul artezian de la fabrica de zahăr din Bod (Brașov)*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1922—1923, vol. XI.
26. — *Les dépôts de gysserite du bassin dacien de Baraolt*. *Bul. Soc., Sc. Ac. Roum.*, 1923, t. VIII.

27. Jekelius E., *Cărbunii liasici din Imprejurimile Braşovului*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1922—1923, vol. XII.
28. — *Bazinul cu ligniţi plioceni ai Oltului*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1922—1923 vol. XI.
29. — *Der Törzburger Pass*. Jahrbuch des Bürsenländer sächsischen Museums, 1925, vol. I, p. 56.
30. — *Geologia Pasului Bran*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom. (1919—1920) 1926, vol. VIII.
31. — *Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov*. Mem. Inst. geol. rom., 1932, vol. II.
32. — *Zur Stratigraphie der pliozänen Ablagerungen des Beckens von Braşov*. Bul. Soc. rom. de geol., 1932, vol. I.
33. — *Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului*. Studii tehnice şi economice, 1923, vol. III, fasc. 2.
34. Kádár László, *A Rátyi nyír felszine*. Debretin, 1949.
35. Kock A., *Die Tertiarbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. II Neogen*. Budapesta, 1900.
36. Lórenthey J., *Neuere Beiträge zur Geologie des Széklerlandes*. Math. u. naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn, 1908, vol. 26, caietul 3.
37. Lehman P., *Die Physischen Verhältnisse des Burzenlandes*. Verh. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, 1882, nr. 4.
38. Macovei Gh., *Geologie stratigrafică*. Ed. tehnică, Bucureşti, 1954.
39. Macovei Gh. şi Atanasiu I., *La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova (ces pour l'avancement de la géologie des Carpathes—guide des excursions)*. Bucureşti, 1927.
40. — *L'évolution géologique de la Roumanie — Cretacé*. An. Inst. geol. rom., (1931) 1934 vol. XVI.
41. Martiniuc C., *Problema unei regiuni subcarpatice şi a unităţilor geografice învecinate pe rama de vest a munţilor Harghita-Perşani*. Rev. geogr., 1946, an. III, fasc. IV.
42. Martonne Emm. de, *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*. Paris, 1907.
43. — *Sur la plate-forme des hauts sommets des Alpes de Transylvanie*. C.R. Acad. Sc. Paris, 1904, t. CXXXVIII.
44. Mateescu Cr. *Rtul Tfrlung*. Probl. „Electrica”, 1925, nr. 1.
45. Meschendörfer J., *Versuche einer urweltlichen Geschichte des Burzenlandes*. Kronstadt, 1866.
46. Mihăilescu V., *Cteva probleme geografice legate de şesul intracarpatic al Braşovului*. Bul. Soc. geogr., 1924, vol. XLIII.
47. — *Cercetări de teren colective în ţara Oltului*. Rev. Cercetări geografice, 1950.
48. Morariu T. şi Savu A. *Densitatea reţelei hidrografice din Transilvania, Banat, Crişana şi Maramureş*. Probl. de geografie. 1954, vol. I.
49. Molnár I. *A bicszádi ásványviznek vagybont áss*. M. term. tud. taras. Közl., 1860, p. 249; Szatmár, 1864.
50. Mrazec L. *L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes Roumaines*. Bul. Lab. Min. gen. Univ. Bucureşti, 1935, vol. I.
51. Mrazec L. et Jekelius E. *Aperçu sur la structure du bassin néogène de Transylvanie et ses gisements de gaz (guide des excursions)*. Bucureşti, 1927.
52. — *Considerations sur l'origine des dépressions internes des Carpathes Roumaines*. Bull. Soc., géol., 1932, vol. I.
53. Muratov V. M., *Istoricul bazinului Mării Negre în legătură cu dezvoltarea regiunilor înconjurătoare*. Anal. Rom. Sov., 1952, nr. 7.
54. Murgescu Gh., *Sur l'importance des marnes à rosalines dans la zone de recouvrement de Comarnic*. C. R. des S. Inst. Géol. Roum. (1930—1931), 1933, vol. XIX.
55. — *Formarea depresiunii Cîmpulungului*. Comunicările Acad. R.P.R., t. I, nr. 11—12, 1951.
56. Murgoci Gh., *Contributions à la tectonique des Carpathes Méridionales*. Bul. Soc. Şt. Bucureşti, 1907, vol. XVI, p. 50.
57. — *Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes Méridionales*. Bul. Soc. St. Bucureşti, 1907, vol. XVI, p. 52.
58. Orbán Balázcz, *A székelyföld leírása*. Budapesta, 1868, vol. III.
59. Oncescu N., *Région de Piatra Craiului-Bucegi. Étude géologique*. An. Inst. geol. rom., 1943, vol. XXII.

60. Orghidan N., *L'évolution géologique de la région Bucegi P. Craiului*. C.R. Ac. Sc. Roum., 1938, t. II, nr. 5.
- 61.) — *Geologia R.P.R.*, Man. Ing. Mine. Ed. tehnică, București, 1951.
62. Orghidan N., *Observațiuni morfologice în Bucegi*. Lucr. Inst. geogr. al Univ. din Cluj, 1931, vol. IV.
63. — *Observații morfologice în regiunea Brașovului. Valea superioară a Oltului*. Rev. „Țara Btrsei”, 1931, nr. 2, 3 și 5.
64. — *Cultura Bran. Studii morfologice*. Bul. Soc. geogr., 1935, vol. LIV.
65. — *Observații morfologice pe marginea ardeleană a munților Vrancei*. Bul. Soc. geogr., 1939, vol. LVIII.
66. — *Munții Baraolt*. Volum Omagiu lui C. Kirilțescu, București, 1936.
67. — *Cîmpia Brașovului*. Anuarul Lic. de fete Brașov, 1923—1924.
68. — *Observații morfologice în regiunea Brașovului-Bazinul Tg. Secuesc*. Rev. „Țara Btrsei”, 1929, nr. 1, 2 și 3.
69. — *Regiunea Brașovului. Considerații asupra reliefului*. Rev. „Țara Btrsei”, 1925, an V, nr. 5.
70. — *Recenzie*. Dr. F. Jekelius. *Die Molluskenfauna der dazischen Stufe, des Beckens von Brașov*. 1932. Bul. Soc. geogr., 1932, vol. LI.
71. — *Observații morfologice în regiunea Brașovului-Bazinul Vlădeni*. Rev. „Țara Btrsei”, 1929, an. I, nr. 2.
72. Palfy M., *Beiträge zu den geologischen und hydrologischen Verhältnissen von Székely-Udvarhely*. Földtani Közlöny, 1899, vol. XXIX, caietele 1—4.
73. — *Geologiai jegyzetek a Persány hegységből*. Jahr. d.ung. geol. A. T., 1917—1919, p. 157.
74. — *Die Steinkohlenbildung des Szeklerlandes*. Földtani Közlöny, 1909, vol. XXXV.
75. Patruțiu D., *Observații asupra depozitelor mesozoice din Bucegi și din Perșani*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1954, vol. 38.
76. Paucă M. I., *Asupra rețelei hidrografice și morfologice a regiunii de la curbura SE Carpatice*. Rev. geogr. rom., 1924, an V, fasc. 1, 2.
77. — *Sur la nature de la mer pontienne de l'intérieur et de l'extérieur des Carpathes*. C.R. Ac. Sci. Roum., 1936, vol. nr. 1, p. 133.
78. Popescu-Voitești I., *Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques*. Rev. Muz. Geol. Miner. — Cluj, 1929, vol. III.
79. — *Evoluția geologică paleogeografică a pământului românesc*. Rev. Muz. Geol. Miner. — Cluj, 1935., vol. V, nr. 2.
80. — *Privire generală asupra geologiei României*. București, 1921.
81. Preda D., *Les gisements du bassin pliocène de Brașov-Baraolt*. C.R.Sc. (1931—1932), 1935, t. XX.
82. Preda D. și Răileanu Gr., *Contribuțiuni la cunoașterea Liasicului din Perșani*. An. Com. geol., 1953, vol. XXVI.
83. Radvány A., *Über das Görgenyergebirge*. Földt. Közl. Bull. 1909, vol. XXXVII, p. 201.
84. Rădulescu N., *Vrancea*, București, 1937.
85. Reinhard Max., *Cercetări în partea orientală a munților Făgărașului*. An. Inst. geol. rom., 1911, vol. IV.
86. Rüeger L., *Das Alter des Jungtertiärs im Alltal und die jungen Hebungen der südöstlichen Karpathen*. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Abh., 1931, vol. 8.
87. Sawicki L., *Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens*. Cracovia, 1912.
88. Simionescu I., *Studii geologice și paleontologice în Carpații Sudici*. Ac. Rom. Publ. Fond. „V. Adamachi”, 1898, t. I, nr. 2.
89. Schmidt O., *Cercetări geologice în ramificațiile nord-estice ale munților Făgărașului*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1930, vol. XV.
90. Schlosser M., *Paraiturus anglicus und Ursus Bockhi aus den Ligniten von Barolt-Köpez*. Mitt.l.d. Jahrbuch d. K. ung.R.A., 1899, vol. XIII.
91. Schilling G., *A. Bodzafordulo*. Földt. Közl., 1910, vol. XXXVIII.
92. Streckeisen A., *Sur la tectonique des Carpathes Méridionales*. An. Inst. geol. rom., 1934, vol. XVI.
93. Staub M., *Beiträge zur fossilen Flora des Szeklerlandes*. Földt. Közl., 1881, vol. 11.
94. Szadeczky C., *Munții vulcanici Harghita-Călimani*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1930, vol. XVI.
95. Vilsan G.h., *Morfologia văii superioare a Prahovei*. Bul. Soc. geogr., 1939, vol. LVIII.
96. Vitalis I., *Daten über den geologischen Bau des südöstlichen Teiles des Siebenbürgischen Beckens*. Budapesta 1913.

97. W a c h n e r H. *Geographische und geologische Beobachtungen im Bucegi Massiv*. Ac. Roum. Bull. Sect. scien., 1930, vol. XIII.
98. — *Kronstädter Heimat- und Wanderbuch*. Kronstadt, 1934.
99. — *Das Flugsandgebiet des „Ratynyir“*. Jahrbuch des Burzenlandes sächsischen Museums, Braşov, 1925. vol. I.

H ă r ȳ i

100. J e k e l i u s E., *Schişă geologică a bazinelor de cărbuni din împrejurimile Braşovului* 1 : 200 000.
101. — *Harta geologică a munţilor Braşov*. 1 : 100 000.
102. R a d u P a s c u, *Harta carierelor şi apelor minerale din jud. Braşov*. 1 : 250 000.
103. . * . *Harta geologică a României*. 1 : 500 000.

LACUL ROȘU, NOD DE CONFLUENȚĂ A TREI BAZINE HIDROGRAFICE

DE

I. PIȘOTA și A. NĂSTASE

Lacul Roșu se încadrează în șirul lacurilor subalpine din Carpații Orientali.

Ca așezare geografică, el face parte din grupa centrală a Carpaților Orientali, reprezentată prin munții Giurgeului.

Primele informații cu caracter limnologic și hidrologic asupra Lacului Roșu sînt înscrise în literatura de specialitate prin lucrările lui Karoly Benkő (1), Albert Bielz (2), Fr. Herbich (în 1866), I. Atanasiu (3), G. Macovei (4), Enrich Wachner (5), Valeriu Pușcariu (6), V. Mihăilescu (7), N.M. Popp (8) și printr-o serie de articole publicate în reviste turistice.

Cele mai aprofundate studii asupra acestei unități geografice, le prezintă însă I. Atanasiu (3) și V. Mihăilescu (7). Problemele urmărite în lucrările acestor autori se referă mai mult la geologia și geomorfologia regiunii.

În ceea ce privește cercetările asupra elementelor limnologice, acestea sînt destul de puține, iar datele care le oferă literatura de specialitate asupra Lacului Roșu sînt foarte puțin aprofundate și lipsite de o analiză hidrologică.

Cercetările întreprinse de noi în vara anului 1955 s-au îndreptat mai mult asupra acestor elemente, pentru a putea întregi studiile geografice referitoare la regiunea amintită și în special a Lacului Roșu.

Pentru aceasta s-au efectuat o serie de măsurători de batimetrie (25 profile transversale), de temperatură, de transparență, de debit etc. și s-a întocmit harta batimetrică a Lacului Roșu.



Lacul Roșu, înainte de formarea sa, se încadra în limita geografică a bazinului hidrografic Bicaz.

Din anul 1837, cînd a avut loc bararea riului Bicaz, Lacul Roșu devine un nod hidrografic la întîlnirea a trei bazine de recepție (Bicaz, Oilor și Suhard).

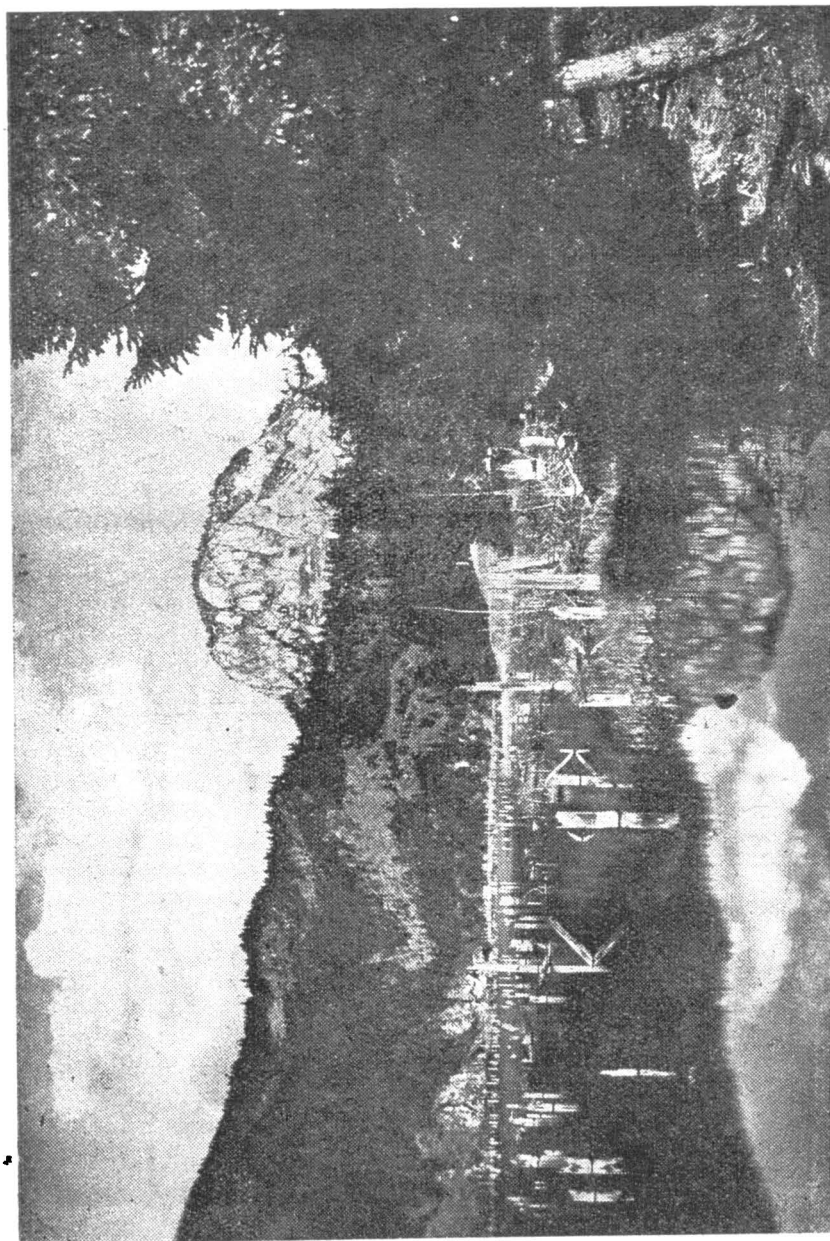


Fig. 1. — Lacul Roșu cu masivul Subardului.

El este situat pe vechea vale superioară a Bicazului ¹⁾ și este încadrat în partea de nord de masivul Suhardul Mare (1507 m) (fig. 1), la est de masivul Ghilcoșului (1348 m), în partea sudică de masivul Hăgimașul Negru (1555 m), iar la vest se întind culmile răsăritene ale masivului Licaș (1676 m).

Sub raport morfologic, regiunea Lacului Roșu se poate împărți în două zone :

a) Zona nordică — în care se întilnesc masive constituite din calcare titonice (Suhard și ramura nord-estică a Ghilcoșului) prin care rețeaua hidrografică și-a săpat văi adânci cu pereți verticali, caracteristice cheilor (rîul Bicaz, Șugăul, Bicazul Mic etc.)

b) Zona sudică — se deosebește de cea nordică prin faptul că aici întilnim înălțimi mici cu văi în formă de „V”, cu pante foarte accentuate și cu un debit foarte mic de apă.

Rețeaua hidrografică, privită pe întreaga suprafață a bazinului, se află în strînsă legătură cu clima regiunii și poate fi caracterizată ca o rețea densă în care cea mai mare parte a rîurilor au un debit permanent de apă.

Rîul Oilor, cu alfluenții săi Piatra Roșie și Licaș, iar în partea de nord-vest pîrăul Suhardului, alimentează cu apă Lacul Roșu.

Sursa de alimentare cu apă a acestei rețele hidrografice poate fi considerată pluvio-nivală, întrucît climatul temperat-continental al regiunii face ca rîurile să aibă un caracter subalpin. Temperatura medie anuală a aerului este de +5 pînă la +7°C. În timpul iernii și anume, în luna ianuarie aceasta coboară de la -7°C pînă la -9°C, iar vara temperatura medie a aerului urcă între +14 și +16°C. În general, aerul este ozonizat și face ca regiunea aceasta să consituie un loc foarte bun pentru odihnă.

Originea lacului și elementele lui limnologice

Lacul Roșu este unicul lac de vale din țara noastră, format printr-un baraj natural, care s-a produs în anul 1837 în zona de confluență a rîului Oilor (Hăgimaș) cu Suhardul (fig. 2 și 5).

Așa cum arată V. Mihăilescu, barajul a pornit de sub muntele Ghilcoș (1384 m) pe direcția NNV și s-a sprijinit pe malul stîng al Bicazului, care este de altfel foarte abrupt. În imediata apropiere a malului drept (punctul debarcaderului de azi) o limbă de pămînt cu relief haotic (valuri și mici depresiuni, uneori cu lacuri și funduri mlăștinoase) prezintă toate caracterele unei mase alunecate. La contactul dintre această limbă de alunecare și malul stîng, Bicazul și-a săpat în baraj o vale strîmtă pentru a-și continua drumul spre chei. În albia acestuia, se pot observa argila și blocurile de piatră nu prea mari din care e format barajul

Forma lacului este alungită pe direcție sud-nord cu aspectul unei văi inundate, care poate fi împărțită în două brațe distincte :

— brațul Oilor — ce se întinde pe direcția meridianului pe o lungime de 960 m (punctul păstrăvăria Lacul Roșu — izvorul Bicazului) și

— brațul Suhardului — cu o lungime de 380 m, care se întinde pe direcția SV-NE (confluența rîului Suhard cu peretele stîncos al Lacului Roșu (fig. 3, linia A-B).

¹⁾ Valea Bicazului din cursul superior (pînă la confluența cu rîul Suhard) considerăm că s-a numit tot Valea Oilor și înainte de formarea lacului.

Suprafața lacului este de 126 340 m². Cea mai mare parte din această suprafață se desfășoară pe brațul Oilor, circa 102 600 m², iar pe brațul Suhardului 23 740 m² (fig. 4).

Oglinda apei se află la altitudinea de 983 m. Față de cele mai mari înălțimi care înconjură lacul, ea prezintă o diferență de nivel de 401—524 m.

Axa mare a brațului Oilor este de 1 000 m, iar a brațului Suhard de 442 m. Axele mici ale celor două brațe nu depășesc valori mai mari de 130 m.



Fig. 2. — Muntele Ghilcoș. Locul de unde s-a produs alunecarea, iar la baza lui bararea rului Bicaz.

Lățimea medie pe întreaga suprafață a lacului este de 100 m, iar dacă am considera-o pe brațe, ea ar avea o valoare de 106 m pe brațul Oilor și de 60 m pe brațul Suhard.

Malurile lui prezintă o sinuozitate accentuată, dar cu caracteristici distincte între malul stîng și cel drept. Astfel, malul stîng are o formă convexă, iar cel drept concavă.

În zona concavă a malului se dezvoltă o vegetație acvatică, care tinde să colmateze lacul și în același timp să modeleze din sinuozitatea acestui mal.

În zona convexă—colmatarea lacului are loc numai în câteva puncte, unde torenții care taie versanții și-au format cite un con de dejecție.

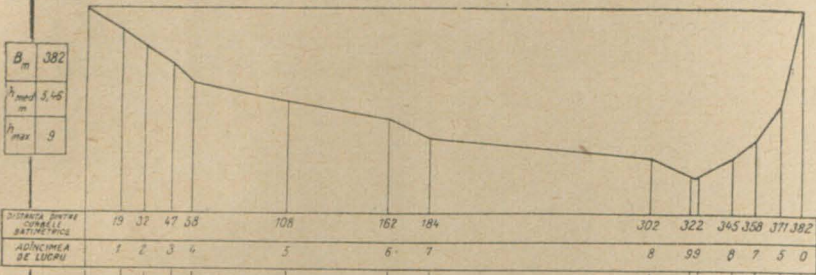
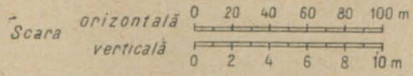
Forma lui de vale înecată, dă un coeficient de sinuozitate a malurilor de 2,45. Valoarea acestui coeficient este un indiciu în plus asupra accentuatei lui sinuozități.

Perimetrul lacului este de circa 3090 m (valoare măsurată la data de 5. VIII. 1955).

Versanții lacului prezintă pante mai abrupte pe malul stîng, spre deosebire de malul drept unde acestea sînt mai dulci.

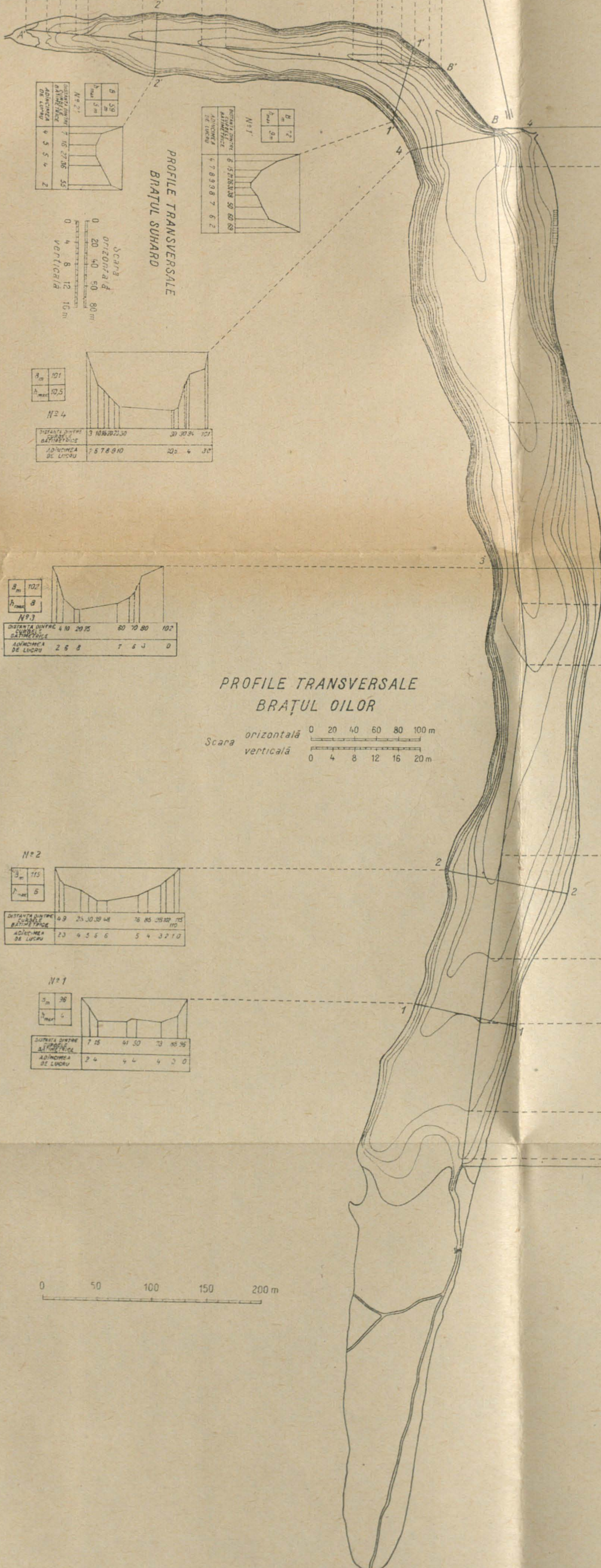
Analizînd versanții lacului de pe brațul Oilor, am constatat că ei sînt în evidență citeva caracteristici destul de interesante.

PROFIL LONGITUDINAL - BRAȚUL SUHARD

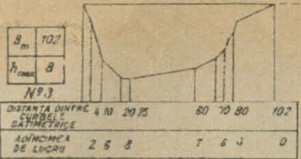
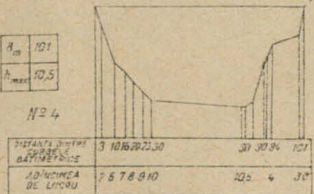
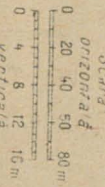
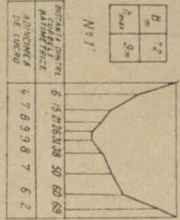
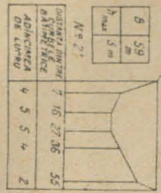


Elemente limnologice

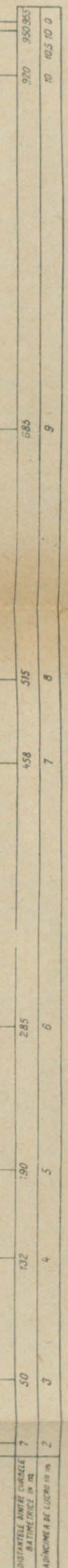
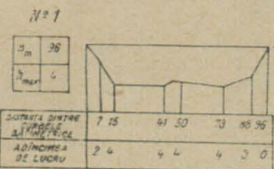
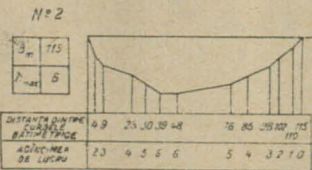
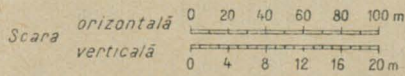
- 1) Suprafața lacului ($F m^2$) = 126 340 m^2
- 2) Lung prof longitudinal (A-B)-L (Brațul Oilor) = 960 m
- 3) Lung prof. long (A'-B')-L (Brațul Suhard) = 382 m
- 4) Lățimea prof transversal N°1 = 96 m
- 5) " " " " = 115 m
- 6) " " " " = 102 m
- 7) " " " " = 101 m
- 8) " " " " = 72 m
- 9) " " " " = 59 m
- 10) B = Lățimea profilului
- 11) h_{max} = Adâncimea maximă
- 12) h_{med} = " " medie



PROFILUL TRANSVERSAL
BRAȚUL SUHARD



PROFILUL TRANSVERSAL
BRAȚUL OILOR



B	980
h_{med}	5.46
h_{max}	10.5

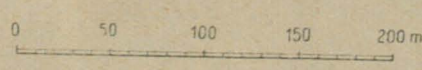


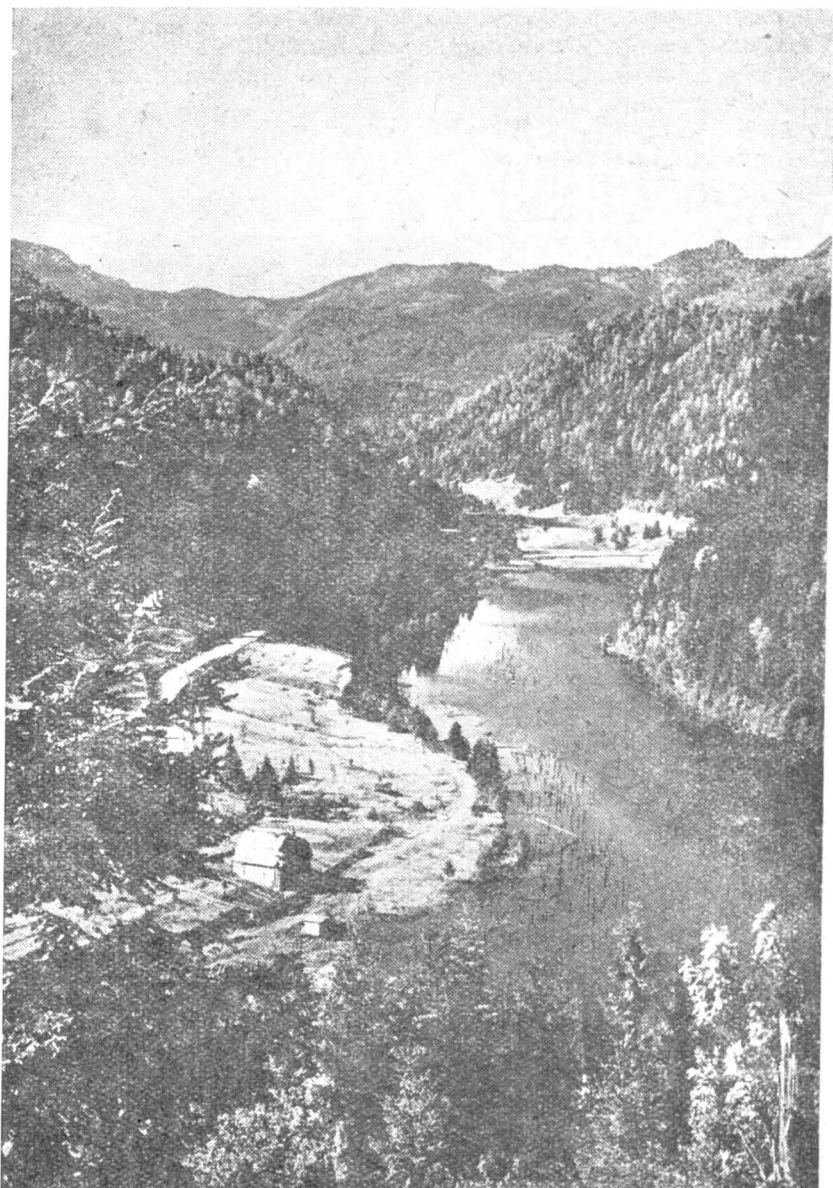
Fig. 3. — Lacul Roșu. Profile transversale pe brațul Oilor și brațul Suhard

0 50 100 150 200 m

Elemente limnologice

- 1) Supr. lacului (F_{m^2}) = 126.340 m^2
- 2) " calmatată a lac = 26.720 m^2
- 3) Perimetrul lacului (P) = 3.090 m
- 4) Coeficientul de sinuozitate (C_s) = 2,45
- 5) Volumul de apă (V_{m^3}) = 680.084 m^3
- 6) Adîncimea medie (h_{med}) = 5,46 m
- 7) " maximă (h_{max}) = 10,5 m

Fig. 4. — Lacul [illegibil] limnologice



**Fig. 5. — Lacul Roșu cu trunchiurile de brazi care stau și azi mărturie
a cataclismului din 1837.**

În primul rînd, versanții malului stîng sînt ferestruți de o serie de văi torențiale, iar la confluența lor formează mici conuri de dejecție pe care se dezvoltă o vegetație acvatică și arborescentă.

De asemenea, din loc în loc se pot remarca o serie de golfuri, care alternează cu mici intrînduri stîncoase, în continuarea cărora se întîlnesc adîncimi relativ mari.

În al doilea rînd, văile de pe versanții malului drept sînt mai largi și nu au un caracter torențial.

Un alt aspect al versanților, îl prezintă vegetația de conifere și foioase

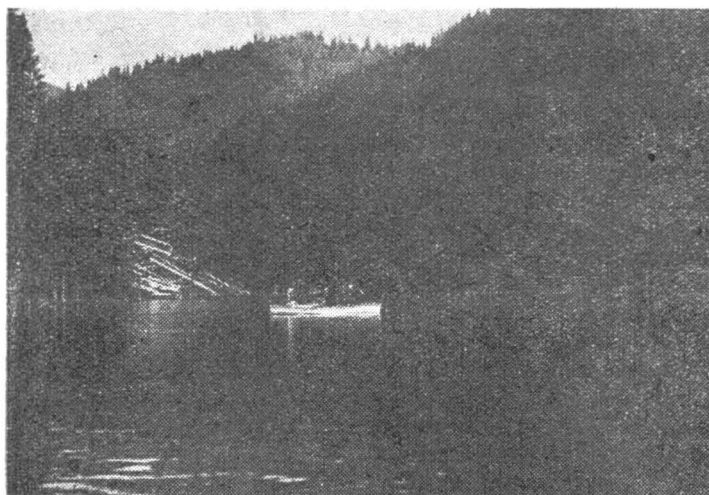


Fig. 6. — Lacul Roșu. Brațul Suhardului cu versanți abrupti și împăduriți complet.

care-i acoperă complet, jucînd un rol însemnat în evaporația de pe suprafața lacului.

Brațul Suhardului (fig. 6) prezintă versanți abrupti pe ambele maluri, iar organismele torențiale s-au dezvoltat mai mult pe malul stîng. La confluența lor formează mici conuri de dejecție pe care crește o vegetație bogată.

Analiza aceasta sumară a versanților, ne permite să facem o legătură cu panta longitudinală și cu panta transversală a lacului.

Din cele cîteva profile transversale, reprezentate în harta batimetrică a Lacului Roșu se poate remarca faptul că panta transversală a fundului lacului este în strînsă legătură cu versanții. Astfel, profilele transversale nr. 1, 2, 3, 4 (fig. 3) de pe brațul Oilor prezintă o pantă foarte accentuată pe malul stîng și mai dulce pe cel drept.

De exemplu, la profilul nr. 1 panta este foarte accentuată pe malul stîng, deoarece pe o distanță de 15 m adîncimea scade pînă la 4 m, iar pe malul opus pe aceeași distanță nu întîlnim adîncimi mai mari de 3 m.

De remarcat este faptul că în zona profilului nr. 1, fundul lacului prezintă două concavități, iar între ele este o zonă de rugozitate (asperitate) lată de 9 m. Concavitățile acestea nu reprezintă altceva decît direcțiile văilor de odinioară ale rîului Oilor și Piatra Roșie.

Din studiul bărții batimetrice, reiese că punctul de confluență a celor două văi se găsea la circa 250 m de limita zonei colmatate de azi.

Celelalte profile transversale ne indică aceeași situație a pantei și fundului lacului, în sensul că pe malul convex pantele sînt mai abrupte, iar pe cel opus mai dulci.

Adîncimile cele mai mari nu se desfășoară în linie dreaptă, ci pe o direcție sinuoasă întocmai talvegului de odinioară al văii Oilor.

Forma profilelor transversale este de „V” evoluat, în care adîncimile maxime se întîlnesc mai mult pe partea stîngă a lacului.

Profilele transversale de pe brațul Suhard ne indică același lucru, în sensul că pantele lacului prezintă o continuitate perfectă cu versanții malurilor, iar forma lor de „V” ascuțit ne arată că este vorba de o vale submersă încă tînără.

Analizînd profilele longitudinale, pe linia de cea mai mare adîncime vom observa că adîncimile lacului cresc pe măsură ce ne depărtăm de zona colmatată a lacului, adică pe direcția de scurgere a lacului.

Astfel, de exemplu, profilul longitudinal de pe brațul Oilor prezintă o pantă, cu o înclinare pe direcția văii, iar adîncimile de la 1 m la altul, cresc pe distanțe destul de mari.

Adîncimile între 2 și 4 m se desfășoară pe o distanță de peste 100 m ; adîncimile între 4 și 6 m pe distanțe de peste 150 m ; cele între 6 și 8 m, pe distanțe de peste 200 m și, în sfîrșit, adîncimile între 8 și 10 m, pe o distanță de peste 400 m. Din prezentarea aceasta, cu mersul adîncimilor, se poate trage concluzia că, cu cît adîncimile cresc pe profil longitudinal, cu atît cresc lungimile între ele. În general, panta fundului lacului urmează panta unei văi evaluate și care astăzi este înecată.

Apa din lacul Roșu este de proveniență meteorică (pluvio-nivală) și ea s-a acumulat din izvoarele pîrăului Oilor și Suhardului, precum și din torenții care năvăleau de pe versanți.

Tabloul nr. 1

Volumul de apă Lacul Roșu - 680 084 m³

Nr. crt.	Valoarea în m a izobatelor	Suprafața dintre izobate m ²	Semisuma supra- fețelor dintre izobate m ²	Diferența de adîncime dintre izobate m	Volumul de apă al Lacului Roșu m ³ (V m ³)
1	0,00	126 340	121 615	1,00	121 615
2	1,00	116 890	111 665	1,00	111 665
3	2,00	106 440	101 525	1,00	101 525
4	3,00	96 610	87 985	1,00	87 985
5	4,00	79 360	73 205	1,00	73 205
6	5,00	67 050	64 740	1,00	64 740
7	6,00	62 430	50 405	1,00	50 405
8	7,00	38 380	33 335	1,00	33 335
9	8,00	28 290	23 185	1,00	23 185
10	9	18 080	11 295	1,00	11 295
11	10,00	4 510	2 258	0,5	1 129
12	10,50	6			

Total V m³ = 680 084 m³

H med. = 5,46 m

Nu se exclude nici ipoteza alimentării cu apă a lacului din izvoare și ape subterane, întrucît pe malul drept al brațului Oilor se observă existența unor izvoare cu un debit foarte mic de apă.

Volumul de apă cuprins în suprafața lacului este de 680 084 m³ (tablourile nr. 1, 2 și 3).

Tabloul nr. 2

Brațul Oilor — V m³ = 556 273,25 m³

Nr. crt.	Valoarea izobatelor m	Suprafața dintre izobate m ²	Semisuma suprafețelor dintre izobate m ²	Diferența de adâncime dintre izobate m	Volumul de apă al Lacului Roșu (Brațul Oilor) m ³ (V m ³)
1	0,00	102 600	98 835	1,00	98 835
2	1,00	95 070	90 545	1,00	90 545
3	2,00	86 020	82 150	1,00	82 150
4	3,00	78 280	71 000	1,00	71 000
5	4,00	63 720	59 080	1,00	59 080
6	5,00	54 440	53 480	1,00	53 480
7	6,00	52 520	42 180	1,00	42 180
8	7,00	31 840	28 280	1,00	28 280
9	8,00	24 720	20 355	1,00	20 355
10	9,00	15 990	9 580	1,00	9 580
11	10,00	3 170	1 582,5	0,5	793,25
12	10,50	3			

Total V m³ = 556 278,25 m³

H med. = 5,43 m

Tabloul nr. 3

Brațul Suhard — V m³ = 123 805,75 m³

Nr. crt.	Valoarea izobatelor m	Suprafața dintre izobate m	Semisuma suprafețelor dintre izobate m ²	Diferența de adâncime dintre izobate m	Volumul de apă al Lacului Roșu (Brațul Suhard-Bicaz) m ³ (Vm ³)
1	0,00	23 740	22 780	1,00	22 780
2	1,00	21 820	21 120	1,00	21 120
3	2,00	20 420	19 375	1,00	19 375
4	3,00	18 330	16 985	1,00	16 985
5	4,00	15 640	14 125	1,00	14 125
6	5,00	12 610	11 260	1,00	11 260
7	6,00	9 910	8 225	1,00	8 225
8	7,00	6 540	5 055	1,00	5 055
9	8,00	3 570	2 830	1,00	2 830
10	9,00	2 090	1 715	1,00	1 715
11	10,00	1 340	671,5	0,50	335,75
12	10,50	3			

Total V m³ = 123 805,75 m³

H med. = 5,43 m

Cînd s-a produs bararea văii, suprafața cuprinsă de Lacul Roșu a fost mult mai mare (cu aproximativ 26 720 m²) față de cea actuală, iar volumul apei era în raport cu cea suprafață.

O dată cu străpungerea barajului (izvorul de azi al Bicazului) lacul a început să scadă, întrucît cantitatea de apă pe care o primește prin cei doi afluenți este mai mică față de cea scursă.

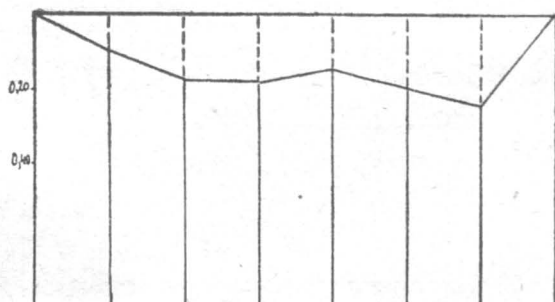
Astfel, la începutul lunii august 1955, cînd s-a măsurat debitul celor două pîrae care se varsă în lac, am constatat că ele dau o cantitate de $1,24 \text{ m}^3/\text{sec}$, iar debitul râului Bicaz la circa 18 m aval de izvor, este de $7,44 \text{ m}^3/\text{sec}$ de apă.

Aceasta arată că diferența dintre debitul primit și cel scurs este foarte mare (de $6 \text{ m}^3/\text{sec}$) (fig. 7, 8 și 9).

Scara orizontală = $1 \text{ cm} = 0,10 \text{ m}$
verticală = $1 \text{ cm} = 0,10 \text{ m}$

Elemente hidraulice

B_m	1,4
h_{max}	0,25
ω	0,21
h_{med}	0,15
V_{med}	0,20
Q_m	0,04



Distanța de la malul drept în m.	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,4
adîncimea de lucru în m.	0,10	0,13	0,18	0,15	0,20	0,25	0
Viteza medie m/sec	0,20 m/sec						
Debitul real m^3/sec	0,04 m^3/sec						

Fig. 7. — Pîrăul Suhardului. Profil transversal, punctul de confluență cu lacul Roșu.

Dacă debitul Bicazului ar continua să se mențină constant, Lacul Roșu ar seca într-un timp foarte scurt. Acest lucru nu va fi posibil decît atunci cînd talvegul izvorului va atinge nivelul adîncimii maxime.

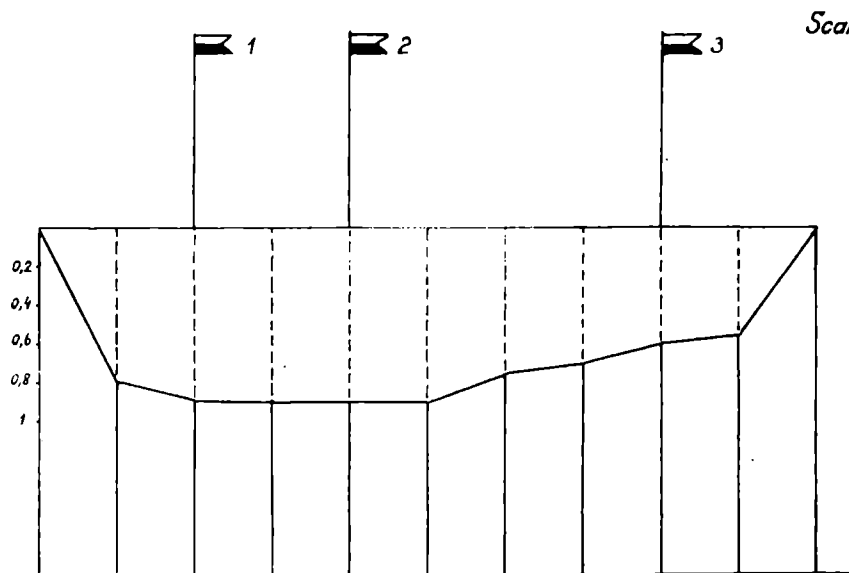
Totuși, explicația acestei diferențe de debit (dintre cel primit și cel scurs) constă în faptul că în luna cînd s-au executat măsurătorile de debit, nivelul apei din Lacul Roșu era ridicat din cauza perioadei ploioase, a izvoarelor subterane și a scurgerilor afară de pe pantele abrupte ale malurilor.

Desigur că această cantitate de apă ar putea să ne ducă la concluzia că între volumul de apă primit și cel scurs ar exista un echilibru normal; realitatea este însă că atunci cînd există o acumulare mai mare de apă în lac efectuată în timp, debitul izvorului Bicaz este mare. Cînd acumularea de apă făcută a ajuns în stadiul de a fi scursă pînă la nivelul în care se afla talvegul râului Bicaz atunci se poate afirma că între volumul de apă primit și cel scurs există un bilanț hidrologic normal.

În concluzie, Lacul Roșu prezintă un bilanț hidrologic neuniform, atunci cînd volumul de apă este alimentat în timp pe toate căile, și un bilanț hidrologic uniform sau normal, cînd alimentarea cu apă a lacului este egală cu cea scursă și evaporată.

Elemente
hidraulice

B	5m
h _{max}	0,9
h _{med.}	0,7
W _{m²}	3,54
V _{m₂}	0,57
Q _m	1,20



Scara verticală 1cm = 0,20m
orizontală 1cm = 0,25m.

10 aug. 1955

Viteza s-a măsurat
cu statori(3)

Distanta în m. de la malul drept	0	1	2	3	4	5					
Adâncimea de lucru (B)	0	0,8	0,9	0,9	0,9	0,75	0,7	0,6	0,55	0	
Viteza de suprafață m/sec		0,35	0,35	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,20	0,20	
Debitul real Q _r m ³ /s		0,046	0,151	0,166	0,180	0,180	0,164	0,144	0,093	0,058	0,021

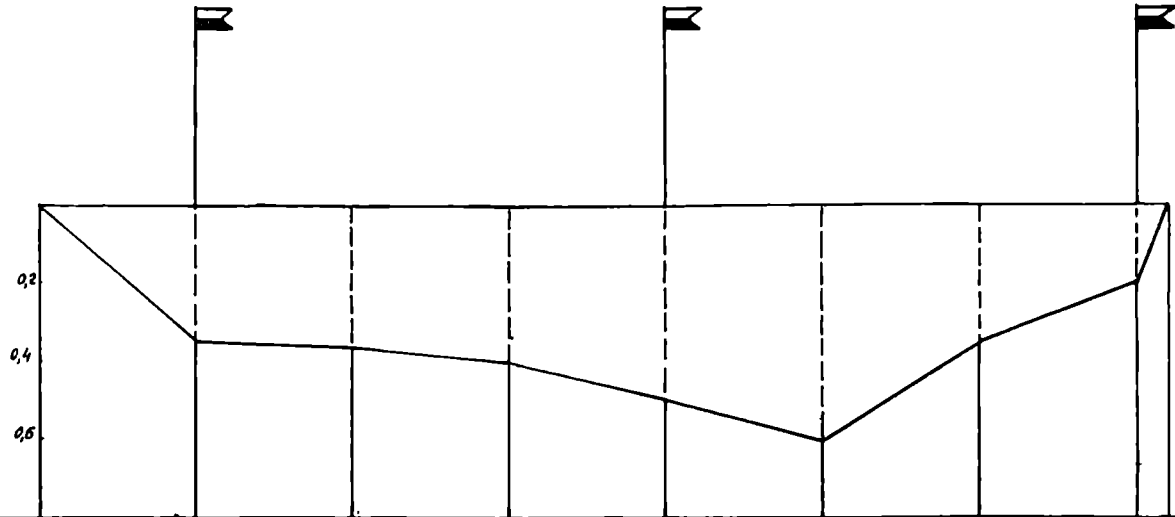
Fig. 8. Rîul Oilor. Profil transversal, punctul Păstrăvăria I. Roșu.

Scara orizontală : 1cm = 0,25m.

” verticală : 1cm = 0,10m.

Elemente
hidraulice

B_m	7,2
h_{max}	0,6
ω_{m^2}	2,66
b_{canal} m	0,36
$V_{m/s}$	2,7
Q m ³ /s	7,44



Distanța în m. de la mădul stîng (B)	1	2	3	4	5	6	7	7,2	
adîncimea de lucru	0	0,35	0,35	0,40	0,5	0,6	0,35	0,2	0
Viteza m/sec cu 3 litori	0,4	0,6	1	5	5	5	5	1	
Q m ³ (debitul real)	0,05	0,18	0,30	1,29	2,75	2,35	0,51	0,01	
Supr. secțiunii vii m ² (ω)	0,18	0,35	0,37	0,45	0,55	0,47	0,17	0,02	

Fig. 9. — Rîul Bicaș. Profil transversal (18 m aval de izvor).

De asemenea, remarcăm faptul că cele două riuri care se varsă în Lacul Roșu transportă o dată cu debitul real o cantitate destul de aprecia-bilă de debit solid (mai mult aluviuni în suspensie).

Aceste aluviuni se depun la gura de vărsare a râurilor alcătuind zone de colmatare sub formă de limbi ascuțite ce se întind pe o distanță de 30—40 m (la râul Oilor) și 10—15 m (la râul Suhard).

Procesul de colmatare a atins un maximum, în faza când barajul a fost străpuns mai mult în adâncime și mai ales când râul Oilor a primit ca afluenți pârăul Bicaz unit cu Piatra Roșie. Așa se explică faptul că astăzi brațul Oilor prezintă o zonă mare de colmatare și perspective de dezvoltare și altor zone de acest gen.

Putem afirma că Lacul Roșu în momentul de față se găsește într-o nouă fază de colmatare prin acțiunea procesului mineralogic și vegetal. Și ciaturile de brazi ce stau ca martori cataclismului care a avut loc cu peste 100 de ani în urmă, contribuie și ele astăzi la dezvoltarea unei vegetații acvatice și în același timp la intensificarea procesului de colmatare (fig. 10).

Apreciem că această suprafață a lacului acoperită astăzi cu vegetație reprezintă o valoare de aproximativ 1 ha (9060 m²).

În ceea ce privește claritatea apei, din Lacul Roșu, ea poate fi apreciată, ca o apă limpede și cu o culoare verzuie-roșiatică. Discul lui Sechi a putut fi observat pînă la adâncimea de 1,50 m. Adâncimea maximă a lacului este de 10,5 m, iar cea medie pe întreaga suprafață a lui este de 5,46 m.

Temperatură lacului este în strînsă legătură cu temperatura aerului și ea prezintă o stratificație termică așa cum se întîlnește la toate lacurile subapline.

În bibliografia consultată nu s-a întîlnit o scară a temperaturilor, pentru a avea o bază de comparație.

În luna august 1955 temperatura Lacului Roșu a fost de +13°C la suprafață. În zona de confluență a râurilor, temperatura apei era de +11°C, iar la adâncimea maximă temperatura apei era de +8°C.

În timpul iernii, lacul este supus fenomenului de îngheț.

Stratificația termică la Lacul Roșu de la suprafață la fund prezintă următoarele valori (8.III.1955):

Adâncimea	Temperatura
m	(în grade Celsius)
0	+13
1	+12
2	+11
3	+10,6
4	+10,2
5	+10
6	+9,8
7	+9,4
8	+9
9	+8,6
10	+8

Această stratificație termică de la +13 la +8°C permite să se dezvolte o floră și o faună destul de bogată și variată.

Flora cea mai caracteristică ce se dezvoltă pe lac și pe malurile sale este reprezentată prin: salcie zăloagă (*Salix cinerea*), răchită (*Salix*



Elemente limnologice

- 1) Suprafața lacului (Fm²) = 126 340 m²
- 2) Supra cormănată a) brațului D'or = 26 370 m²
b) " " Suhard = 350 m²
- 3) Axe mare (B-C) (br. D'or) = 1000 m
- 4) Axe mare (A-B) (br. Suhard) = 442 m
- 5) Lungimea br. D'or = 960 m
- 6) " " Suhard = 382 m
- 7) Lățimea medie a br. D'or = 106 m
- 8) " " " Suhard = 62 m
- 9) Zone din sup. L. Rosu, acoperite
cu vegetație acvatică (Fm²) = 8060 m²

Fig. 10. — Lacul Rosu. Elemente limnologice.

purpurea), mușchi de pământ (*Polytrichum commune*), țipirig (*Scirpus sylvaticus*), izma de baltă (*Mentha longifolia*), ferigă-spinarea lupului (*Athyrium filix femina*), rogoz (*Carex*), rugină (*Juncus conglomeratus*), mușchi de turbă (*Sphagnum*), brădiș-peniță (*Myriophyllum verticillatum*), păiuș (*Deschampsia flexuosa* și *D. caespitosa*), broscarița (*Potamogeton natans*), firuță de baltă (*Poa palustris*), nu-mă-uita de pădure (*Myosotis sylvatica* coada calului (*Equisetum maximum*) (determinate de R a u l C ă l i n e s c u).

Fauna este și ea foarte bogată și este reprezentată printr-o serie de specii tipice altitudinii acestui lac (păstrăvi, lipani, mreană etc.)

Bazinele hidrografice

Înainte de formarea lacului, bazinul hidrografic al Bicazului, reprezenta o singură unitate geografică.

După formarea lui, suprafața acestui bazin nu scade ca valoare, dar în schimb se compartimentează în trei bazine diferite și anume: 1) bazinul hidrografic al râului Oilor; 2) bazinul hidrografic al râului Suhard; 3) bazinul hidrografic propriu-zis al Bicazului.

Primele două bazine de recepție formează suprafața din care se alimentează Lacul Roșu cu apă, iar ultimul constituie un bazin în care Lacul Roșu reprezintă o suprafață de alimentare a râului Bicaz.

Menționăm că bazinele care alimentează lacul sînt mult mai mici în suprafață decît bazinul Bicazului, iar debitul de alimentare a lacului este mult mai mic, față de debitul izvorului râului Bicaz.

Bazinele hidrografice care alimentează lacul cu apă

După cum am arătat mai sus, Lacul Roșu primește din zona sudică a regiunii doi afluenți și anume: râul Oilor și Suhard.

Suprafața din care se alimentează cu apă rețeaua hidrografică a acestor două bazine reprezintă o valoare de 38,88 km², din care bazinul de recepție a râului Oilor ocupă o suprafață de 35,2 km², iar bazinul Suhardului de 3,68 km² (tabloul nr. 4).

Tabloul nr. 4

Bazinul hidrografic al râurilor Oilor și Suhardului

Malul drept		Malul stîng	
Denumirea bazinului	F - km ²	Denumirea bazinului	F - km ²
I. Oilor = F = 35,2 k m ²			
Oilor	9,2	Oilor	26
Total	35,2 km ²		
II. Suhard = F = 3,68 km ²			
Suhardul	2,50 km ²	Suhardul	1,18 km ²
Total	3,68 km ²		

Caracteristica acestor bazine este pusă în evidență prin asimetria malurilor și prin elementele lor hipsometrice.

Înălțimile cele mai mari se întîlnesc în partea superioară a bazinului pe direcția sud-vest și vest cu valori ce ajung pînă la 1675 m în sud și 1621 m în vest — muntele Calului.

Vegetația lemnoasă este repartizată pe întreaga suprafață a acestor două bazine, în procent de peste 80 % și este formată din esența de conifere și foioase.

De exemplu, bazinul hidrografic al râului Oilor se întinde pe 35,2 km², din care 31,5 km² reprezintă suprafața împădurită, adică 89,57 %; în ce privește bazinul Suhardului, din suprafața sa de 3,68 km², 84 % este acoperită cu păduri (3,10 km²) (tabloul nr. 5) (fig. 11).

Tabloul nr. 5

Suprafața împădurită la bazinele hidrografice ale râurilor Oilor și Suhardului

Nr. crt.	Malul drept				Nr. crt.	Malul stîng			
	Sup. (F) km ²	F împădurită în km ²	la %	în grade		F - km ²	F - împădurită în km ²	la %	în grade

Oilor = F = 35,2 km²

II	9,2	8,9	24,12	97	II	26	23	63,45	267
----	-----	-----	-------	----	----	----	----	-------	-----

Suhardul = F = 3,68 km²

III	2,50	2,1	57 %	226	III	1,18	1	27 %	109
-----	------	-----	------	-----	-----	------	---	------	-----

Aceste suprafețe mari de pădure fac, ca în timpul verii să se mențină pe întregul bazin o evaporare normală și o umezeală constantă, iar topirea zăpezii din timpul primăverii să aibă loc treptat.

Rîurile din cadrul acestor bazine au un regim pluvio-nival, iar cele mai principale sînt: râul Oilor, cu o lungime de 7 km și Suhardul de 2,8 km.

Din partea dreaptă a malului râului Oilor se dezvoltă o rețea cu cursuri de apă intermitentă, spre deosebire de malul stîng unde rețeaua este mai bogată cu văi evoluat și cu cursuri de apă permanente (pîraul Licaș și Piatra Roșie).

Debitul lor este în funcție de precipitațiile atmosferice și de topirea zăpezilor. În timpul ploilor mari de toamnă și de primăvară debitul apelor crește, transportînd o cantitate mare de debit solid.

Densitatea rețelei hidrografice are un caracter subalpin depășind valoarea de 1,50 km/km².

Bazinul Bicazului

Rîul Bicaz care are izvorul în Lacul Roșu, își colectează afluenții de pe o suprafață de 514, 90 km². Lungimea lui este de 31,9 km. Afluenții cei mai importanți îi primește în partea superioară de pe malul drept, iar în partea inferioară a cursului său de pe malul stîng.

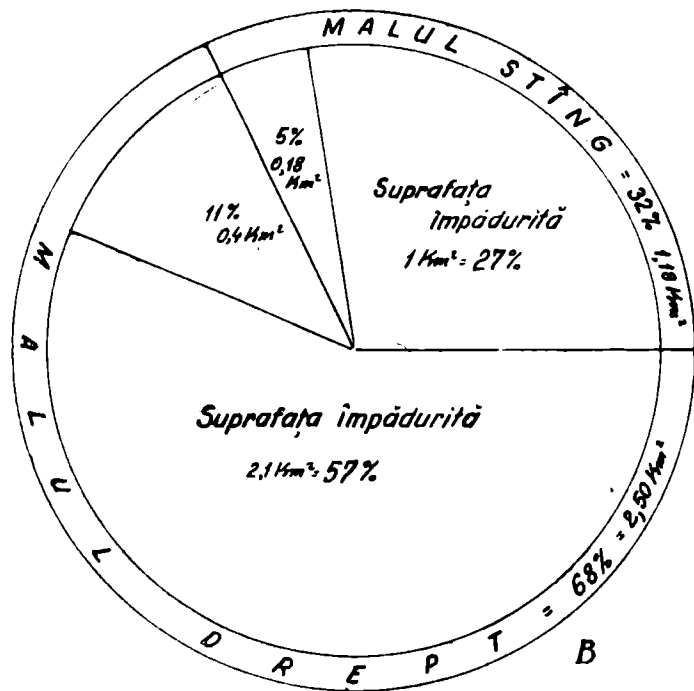
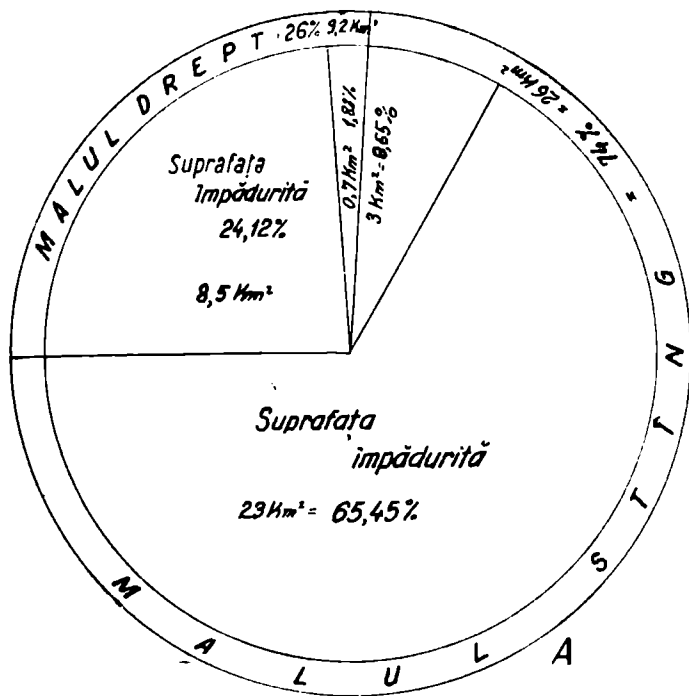


Fig. 11. — A, Bazinul hidrografic Oilor. Suprafete impadurite. B, Bazinul hidrografic Suhardul. Suprafete impadurite.

Suprafața malului drept a bazinului hidrografic Bicaz, este de 314,05 km², ceea ce reprezintă 61% din suprafața totală, iar suprafața malului stîng de 200,85 km² adică 39%.

Din suprafața totală a bazinului 60,42% este acoperită cu păduri (tabloul nr. 6) (fig. 12).

Tabloul nr. 6

Suprafețe împădurite: la bazinul Bicaz - F = 311,25 km²

Nr. crt.	Malul drept				Nr. crt.	Malul stîng			
	Sup. (F) km ²	F împădurită în km ²	la %	în grade		F = km ²	F = împădurită în km ²	la %	în grade
1	314,05	208,90	10,55	162	1	200,85	102,35	19,87	80

Tabloul 1

Elemente de suprafață și rețeaua hidrografică la bazinul de

Nr. crt.	M a l u l d r e p t		
	Denumirea bazinului hidrografic (riul)	F = km ²	Lungimea riului în km
1	Suprafața interbazinală nr. 1	2,46	0,3
2	Bicazul Mic	89,89	17,2
—	Afluenții malului drept	47,13	109,4
—	Afluenții malului stîng	42,76	105,8
3	Suprafața interbazinală nr. 2	10,16	26,7
4	Domuk	147,55	22,2
—	Afluenții malului drept	99,53	181,1
—	Afluenții malului stîng	48,02	104,6
5	Suprafața interbazinală nr. 3	7,24	9,9
6	Ticoș	7,91	5,0
—	Afluenții malului (drept + stîng)	7,91	14,2
7	Suprafața interbazinală nr. 4	1,20	1,5
8	„A”	7,60	5,0
—	Afluenții malului (drept + stîng)	7,60	9,5
9	Suprafața interbazinală nr. 5	4,29	8,9
10	Secul	27,27	9,00
—	Afluenții malului (drept + stîng)	27,27	56,30
11	Suprafața interbazinală nr. 6	8,48	18,20
	Total	314,05	704,6

Riurile cele mai principale ce străbat suprafața bazinului pe versantul drept sînt: Bicazul Mic cu o suprafață de 89,89 km² și o lungime de 17,2 km, Domuk 147,55 km² și lungime de 22 km, Secul 27 km², suprafața și lungimea de 9 km, iar pe partea stîngă, Pîrăul Jidanului cu o

suprafață de 74,88 km² și o lungime de 17,5 km (tabloul nr. 7) (fig. 13).

Densitatea rețelei hidrografice a bazinului Bicaz variază de la bazin la bazin și poate fi caracterizată ca avînd o lungime între 2 și 4 km/km².

Rîul Bicaz străbate una din regiunile cele mai pitorești ale țării începînd de la izvor unde este situată și stațiunea climaterică „Lacul Roșu” și pînă la vărsarea lui în Bistrița. Bicazul prezintă caracterele unui rîu montan, cu o viteză medie de 2,7 m/sec și cu un debit foarte mare de apă — 7,44 m³/sec.

După ieșirea din stațiunea Lacul Roșu, Bicazul taie masivele de calcar ale Suhardului Mare, formînd minunatele chei ale Bicazului și totodată linia de legătură între bazinul Moldovei și cel al Transilvaniei. Pereții cheilor sînt aproape verticali, iar din loc în loc vîrfuri ca Piatra Altarului

nr. 7

recepție Bicaz — P — 514,90 km; L — 31,9 km

Nr. crt.	M a l u l a t i n g		
	Denumirea bazinului hidrografic (rîul)	P — km ²	Lungimea rîului în km
1	Suprafața interbazinală nr. 7	1,02	0,0
2	Smochinei	15,16	7,2
--	Afluenții malului (drept — stîng)	15,16	10,5
3	Suprafața interbazinală nr. 8	0,58	2,6
4	Ciugăului	14,45	8,1
--	Afluenții malului (drept — stîng)	14,45	30,5
5	Suprafața interbazinală nr. 9	5,59	12,2
6	Lupașului	17,27	8,9
--	Afluenții malului (drept + stîng)	17,27	36,7
7	Suprafața interbazinală nr. 10	7,78	17,1
8	„B”	6,78	6,9
--	Afluenții malului (drept + stîng)	6,78	11,8
9	Suprafața interbazinală nr. 11	0,8	0,0
10	Jidanului	74,88	17,5
--	Afluenții malului drept	10,55	51,1
--	Afluenții malului stîng	64,33	172,6
11	Suprafața interbazinală nr. 12	1,26	2,5
12	Chisirig	7,54	4,0
--	Afluenții malului (drept + stîng)	7,54	10,1
13	Suprafața interbazinală nr. 13	6,65	14,1
14	Neagra Mare	19,10	7,1
--	Afluenții malului (drept + stîng)	19,10	39,3
15	Suprafața interbazinală nr. 14	3,79	9,9
16	„C”	4,58	3,8
--	Afluenții malului (drept + stîng)	4,58	11,5
17	Suprafața interbazinală nr. 15	0,87	0,0
18	Hamzonei	8,07	5,0
--	Afluenții malului (drept — stîng)	8,07	16,7
19	Suprafața interbazinală nr. 16	1,68	10,0
Total		200,85	530,7

(fig. 14), Suhardului etc. străjuiesc spumoasele ape care năvălesc spre Bistrița.

În concluzie, Lacul Roșu prin așezarea sa geografică poate fi caracterizat ca un lac de vale subalpin format printr-un baraj natural. Forma și

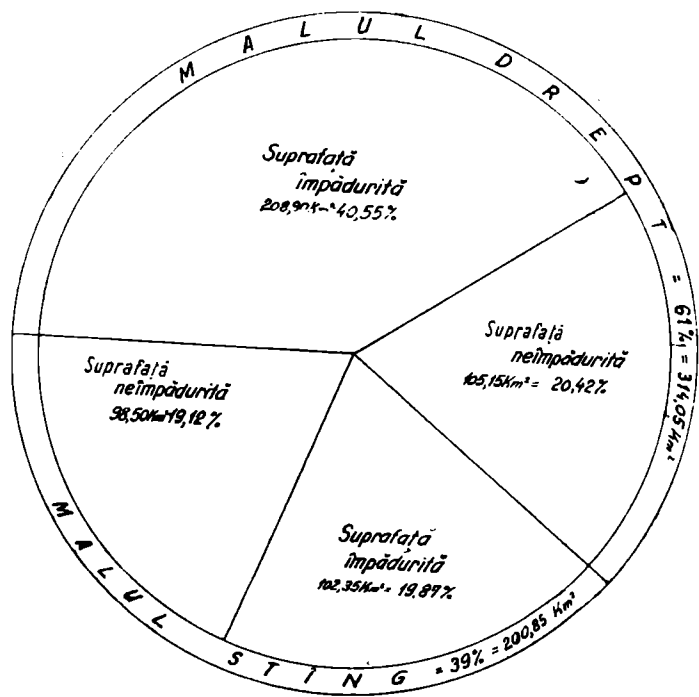


Fig. 12. — Bazinul hidrografic Bicaș. Suprafețe împădurite și neîmpădurite.

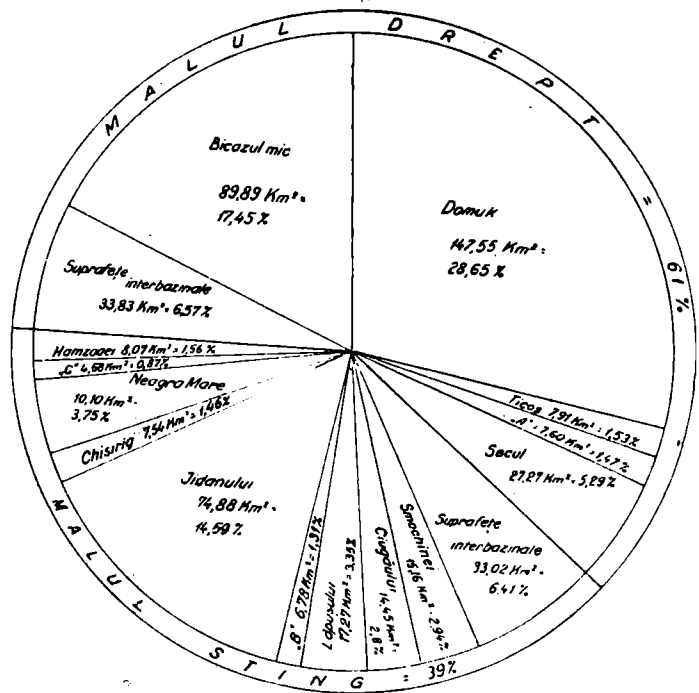


Fig. 13. — Bazinul hidrografic al râului Bicaș.

adâncimea lui dau aspectul unei văi înecate, care în momentul de față se află într-o fază de retragere.

Profilele transversale analizate, ne indică o caracteristică a fundului lacului de forma văilor evoluat, iar analiza malurilor ne oferă posibilitatea să tragem concluzia asupra colmatării lacului.

Elementele legate de volumul apei, temperatură, claritate, floră și faună au dat posibilitatea să se cunoască mai bine aspectul limnologic al lacului, iar analiza modului de alimentare cu apă a lacului ridică problema amenajării acestuia.

Lacul Roșu situat la mijlocul liniei ce leagă bazinul Transilvaniei cu cel al Moldovei prin pasul Tulgheș și Bicăz a făcut să se dezvolte, prin frumusețile sale naturale, turismul, iar prin împunătoarele masive Suhard și Piatra Altarului, stațiunea climaterică Lacul Roșu.

Prin amenajarea lacului și curățirea lui de vegetația acvatică și de brazii înecați, se va putea dezvolta piscicultura, fără să mai fie nevoie de amenajări speciale, care necesită cheltuieli suplimentare. Lacul Roșu și Cheile Bicazului, constituie împreună unul din cele mai frumoase monumente ale naturii din țara noastră.

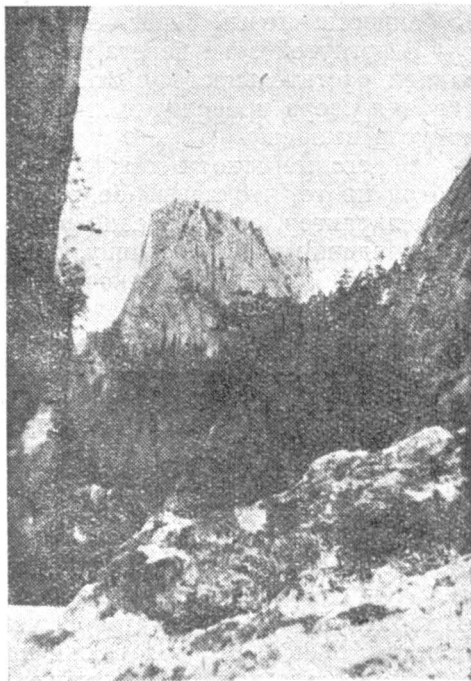


Fig. 14. — Masivul Piatra Altarului.

ЛАКУЛ РОШУ — УЗЕЛ СЛИЯНИЯ ТРЕХ ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Лакул Рошу является единственным в Румынии долинным озером, образовавшимся в 1837 году, благодаря естественному заграждению.

По своему географическому положению оно включается в горы Джурджеу, расположенные в центральной группе восточных Карпат.

Форма озера удлиненная. Оно простирается в направлении ЮОЗ—ССВ и имеет вид затопленной долины, делящейся на два отдельных рукава:

- а) рукав Оилор, длиной в 960 м и шириной, в среднем, в 106 м;
- б) рукав Сухарулуй, длиной в 382 м и шириной, в среднем, в 60 м.

Поверхность озера равна 126 340 м², а его периметр равен 3 090 м. Большая часть этой поверхности приходится на рукав Оилор (около 102 600 м²), остальные же 23 740 м² приходятся на рукав Сухардулуй.

Его берега извилистые и имеют каждый отдельные характерные особенности. Левый берег—выгнутой формы, а правый—вогнутой.

В вогнутой зоне берега развивается постепенно заиливающаяся озера водная растительность, в отличие от выпуклой зоны, где процесс заиливания озера происходит лишь в некоторых местах с образованием конусов выноса.

Береговые откосы каждого из рукавов озера различны. Так, несмотря на то, что левый береговой откос рукава Оилор носит скалистый характер, он перерезан рядом ручьев поточного типа, которые, при впадении в Лакул Рошу, образуют небольшие конусы выноса.

Правый береговой откос более пологий, а долины шире и не поточного характера.

Склоны обоих берегов рукава Сухардулуй крутые, а воды поточного характера впадают в него преимущественно на левом берегу.

Откосы этого озера сплошь покрыты хвойным и лиственным лесом.

Рассматривая поперечные профили можно заметить, что рукав Сухардулуй соответствует затопленной долине в форме острого «V», в то время как форма «V» рукава Оилор более широкая.

Глубина озера возрастает в направлении его стока, достигая максимальной величины в 10,5 м.

Вода в Лакул Рошу является водой атмосферных осадков (дождевых и снеговых). Она чакопилась как из источников речек Оилор и Сухардулуй, так и из потоков, устремляющихся в озеро по береговым откосам. Не исключается также предположение, что озеро питается подземными водами и источниками, так как на правом берегу рукава Оилор обнаружено несколько источников с весьма незначительным дебитом воды.

Объем воды, заключающейся в поверхностной части озера, равен 680 084 м³.

Авторы отмечают также и то обстоятельство, что обе реки, вливающиеся в Лакул Рошу, несут в озеро, кроме реального дебита, и довольно значительный дебит твердых тел (аллювий в подвешенном состоянии). Этот аллювий отлагается в устьях рек, образуя зоны заиливания в виде острых языков.

Помимо минералогического процесса, здесь оказывает свое действие и растительный процесс, усиливающий в настоящее время заиливание озера. Так например, поверхность, равная приблизительно 1 га покрыта весьма обильной растительностью.

Цвет воды зеленовато-красноватый, и она прозрачна до глубины в 1,50 м.

Температура воды озера тесно связана с температурой воздуха, и в нем существует такая же тепловая стратификация, какая наблюдается во всех субальпийских озерах.

В августе 1955 года температура воды озера была: +13° на поверхности, +11° в зоне слияния рек и +8° на максимальной глубине. Зимой озеро замерзает.

Флора и фауна здесь богато представлены рядом видов, типичных для высоты этого озера.

Гидрографические бассейны

После образования Лакул Рошу, гидрографический бассейн Биказа разделился на три водосборных бассейна :

- 1) Гидрографический бассейн Оилор,
- 2) Гидрографический бассейн Сухардулуй,
- 3) Гидрографический бассейн собственно Биказа.

Первые два водосборных бассейна образуют площадь, снабжающую озеро Лакул Рошу водой, а последний является бассейном, в котором Лакул Рошу представляет площадь, снабжающую водой реку Биказ.

Таким образом, Лакул Рошу становится узлом слияния этих трех водосборных бассейнов.

[ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Лакул Рошу с Сухардским массивом.

Рис. 2. — Горы Гилкош. Место, в котором произошел оползень, у его основания — загрязнение реки Биказа.

Рис. 3. — Лакул Рошу. Поперечные и продольные профили по рукаву Оилор и по рукаву Сухардулуй.

Рис. 4. — Лакул Рошу. Лимнологические данные.

Рис. 5. — Лакул Рошу со стволами елей, стоящими и поныне, как свидетели катаклизма 1837 года.

Рис. 6. — Лакул Рошу. Рукав Сухардулуй с крутыми береговыми откосами, сплошь покрытыми лесом.

Рис. 7. — Речка Сухардулуй. Поперечный профиль, место слияния с Лакул Рошу.

Рис. 8. — Река Оилор. Поперечный профиль, форельный питомник озера Лакул Рошу.

Рис. 9. — Река Биказ. Поперечный профиль (18 м вниз по течению от истока).

Рис. 10. — Лакул Рошу. Лимнологические данные.

Рис. 11. — А — гидрографический бассейн Оилор — площади, покрытые лесом. В — гидрографический бассейн Сухардулуй — площади, покрытые лесом.

Рис. 12. — Гидрографический бассейн Биказа. Площади, покрытые и непокрытые лесом.

Рис. 13. — Гидрографический бассейн реки Биказ.

Рис. 14. — Массив Пятра Алтарулуй.

LACUL ROȘU, NŢEUD DU CONFLUENT DE TROIS BASSINS HYDROGRAPHIQUES

(RÉSUMÉ)

Lacul Roșu (le lac Rouge) est l'unique lac de vallée de Roumanie ; il a été créé en 1837 par un barrage naturel.

Par sa position géographique, il fait partie des monts de Giurgeu, situés dans le groupe central des Carpates Orientales.

Le lac en question a une forme allongée ; il est orienté d'O-SO au N-NE et présente l'aspect d'une vallée submergée, divisée en deux bras distincts :

a) *brațul „Oilor”* (le bras des Moutons), de 960 m de long sur 106 de largeur moyenne et

b) *brațul „Suhardului”* (le bras du Suhard), qui mesure 382 m de longueur avec une largeur moyenne de 60 m.

La superficie du lac est de 126 340 m²; elle est comprise dans un périmètre de 3090 m. La plus grande partie de cette superficie revient au bras Oilor (102 600 m² environ); le reste, au bras du Suhard (23 740 m²).

Ses rives sont sinueuses et bien différenciées entre elles. C'est ainsi que la rive gauche a une forme convexe, tandis que la droite est concave.

Dans la zone concave du rivage pousse une végétation aquatique qui tend à le colmater, à l'opposé de la zone convexe, où ce processus n'a lieu qu'en quelques points où se développent les cônes de déjection.

Les versants du lac se présentent différemment dans le cadre des deux bras. Ainsi, le versant de gauche du bras Oilor, bien que d'aspect rocheux, est strié par toute une série de cours d'eau de caractère torrentiel qui forment de petits cônes de déjection aux points où ils se jettent dans le Lacul Roșu.

Le versant de droite présente une pente plus douce, les vallées sont plus larges et ne présentent pas de caractère torrentiel.

Le bras du Suhard a des versants abrupts sur ses deux rives; les éléments torrentiels y sont développés davantage sur la rive gauche.

La forêt de conifères et de feuillus recouvre entièrement les versants de ce lac.

L'analyse des profils transversaux permet de constater que le bras du Suhard correspond à une vallée submergée en forme de V pointu, alors que le bras Oilor présente la forme d'un V plus évolué.

La profondeur du lac va en augmentant dans le sens de son écoulement et atteint un maximum de 10,5 m.

L'eau de Lacul Roșu est de provenance météorique (eaux de pluie et de la fonte des neiges) et s'est accumulée des sources du Pirăul Oilor (ruisseau des Moutons) et du Suhard, ainsi que des torrents qui dévalent de ses pentes.

On ne saurait non plus exclure l'hypothèse de l'alimentation du lac par des sources et des eaux souterraines, étant donné que l'on observe sur la rive droite du bras Oilor l'existence de sources ayant un débit d'eau très réduit.

Le volume d'eau que renferme le lac est de 680 084 m³.

De même il faut remarquer que les deux rivières qui se jettent dans le Lacul Roșu transportent, en même temps que leur débit réel, une quantité assez appréciable de débit solide (alluvions en suspension). Ces alluvions se déposent à l'embouchure des dites rivières, en formant des zones de colmatation ayant la forme de langues de terre pointues.

Outre l'action du processus minéralogique, il existe également l'action du processus végétal qui intensifie aujourd'hui la colmatation du lac. Ainsi, par exemple, une surface de près d'un hectare est recouverte par une végétation luxuriante.

L'eau est d'un vert-rougeâtre; elle est transparente jusqu'à un mètre et demi de profondeur.

La température du lac est en étroite dépendance de celle de l'air et présente une stratification thermique qui se retrouve dans tous les lacs subalpins.

Au mois d'août 1955, la température des eaux de Lacul Roșu a été de +13° à la surface, de +11° dans la zone du confluent des rivières et de

+8° à la profondeur maximum. Durant l'hiver, le lac est soumis au phénomène du gel.

La flore et la faune sont richement représentées par toute une série d'espèces typiques pour l'altitude de ce lac.

Les bassins hydrographiques :

Par suite de la formation de ce lac, le bassin hydrographique du Bicaz s'est scindé en trois bassins de réception :

1° le bassin hydrographique „bazinul Oilor” (des Moutons),

2° le bassin hydrographique du Suhard,

3° le bassin hydrographique du Bicaz proprement dit.

Les deux premiers bassins de réception forment le réservoir qui alimente le Lacul Roșu ; le dernier constitue un bassin où ce lac représente une surface alimentant la rivière du Bicaz.

C'est ainsi que Lacul Roșu devient un nœud de confluence des trois bassins de réception.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Lacul Roșu et le massif du Suhard.

Fig. 2. — Le mont Ghilcoș. L'emplacement où s'est produit le glissement et, à sa base, le barrage de la rivière du Bicaz.

Fig. 3. — Lacul Roșu. Profils transversaux et longitudinaux du bras Oilor et du bras du Suhard.

Fig. 4. — Lacul Roșu. Éléments limnologiques.

Fig. 5. — Lacul Roșu et les troncs de sapins témoignant encore du cataclysme de 1837.

Fig. 6. — Lacul Roșu : le bras du Suhard aux versants abrupts complètement boisés.

Fig. 7. — Le ruisseau du Suhard. Profil transversal au point du confluent avec le Lacul Roșu.

Fig. 8. — La rivière Oilor (des Moutons). Profil transversal au point „Păstrăvăria Lacului Roșu” (élevage de truites Lacul Roșu).

Fig. 9. — La rivière du Bicaz. Profil transversal (à 18 mètres en aval de sa source).

Fig. 10. — Lacul Roșu. Éléments limnologiques.

Fig. 11. — A. Le bassin hydrographique Oilor (surfaces boisées).

B. Le bassin hydrographique du Suhard (surfaces boisées).

Fig. 12. — Le bassin hydrographique du Bicaz : surfaces boisées et non boisées.

Fig. 13. — Bassin hydrographique de la rivière du Bicaz.

Fig. 14. — Le massif de „Piatra Altarului” (la Pierre de l'Autel).

BIBLIOGRAFIE

1. Karoly Benkő, Csik György és Kuszon multja, jelene, általában és részletes osztályokban, Kolozsvár, 1853.
2. Albert Bieltz, *Handbuch der Landeskunde Siebenbürgens*. Hermannstadt, 1857.
3. Ion Atanasiu, *La masse cristalline et les dépôts mésozoïques des monts Haghimaș dans la partie orientale de la Transylvanie*, Guide des Excursions, București, 1927.
4. G. Macovei, *Aperçu géologique sur les Carpates Orientales*. Guide des Excursions, București, 1927.
5. Enrich Wachner, *Județul Ciuc, Toplița și Defileul Mureșului*. Lucr. Inst. geogr. al Univ. Cluj, 1927, vol. III.
6. Valeriu Pușcariu, *Lacul Roșu și Cheile Bicazului*. Turing-Clubul României, Cluj, 1939.
7. Vintilă Mihăilescu, *Cum s-a format Lacul Roșu*. Bul. Soc. geogr., 1940, vol. LVIII.
8. Nicolae M. Popp, *Lacul Roșu*. Bul. Soc. geogr., 1941, LIX.

OBSERVAȚII MORFOLOGICE ÎN BAZINUL POGONIȘULUI. DEPRESIUNEA BREBU

DE

LUCIAN BADEA, CORNELIA STĂNCESCU și ALEXANDRU DUMITRU

I. AȘEZARE, LIMITE, DIMENSIUNI

Depresiunea Brebu este situată de-a lungul râului Pogoniș în bazinul mijlociu, pe o lungime de aproximativ 20 km. Mai precis, ea se întinde de la ieșirea Pogonișului din micul defileu Ohabița-Delinești, până la Dezești, unde cei doi martori de eroziune, Clisora Mică și Clisora Mare, ies din aluviunile luncii, spre a forma mica trecătoare dintre Dezești și Firluig. Cu o formă alungită depresiunea este dispusă pe direcția sud-est—nord-vest.

Raportînd-o la întreg relieful de la marginea de nord a Semenicului, această mică depresiune reprezintă o lărgire accentuată a văii Pogonișului, înscrisă în marea zonă depresionară dintre Pogoniș și Bîrzava, împreună cu alte trei bazinete: Dulău în nord, Ezeriș pe apa Teuduiului și Cilnic pe Bîrzava.

Datorită evoluției și aspectului său general o considerăm o mică unitate distinctă pe care G. Vergez - Tricom a caracterizat-o ca „o mică lume aparte închisă”, fixată în „partea mijlocie a văii Pogonișului” (9).

Altitudinea medie a fundului depresiunii este de 210 m (la Delinești, Pogonișul are 230 m, iar la Dezești în jur de 190 m), astfel că dealurile din împrejurimi, înalte de 300—500 m, o domină cu mai mult de 100 m.

Dealul Coslariu (356 m) la est, Culmea lui Paligradu (331 m) Măgura Poiana (434 m), Măgura Ruja (364 m) la sud de Zorlencior, Culmea Înaltă (310 m), Dealul Giurii (319 m), Clisora Mică și Clisora Mare (respectiv de 244 și 250 m) constituie rama nord-estică a depresiunii. Aceste dealuri fac parte din grupa dealurilor Mîtnicului, situate între Timiș și Pogoniș, ele constituind partea ce mai înaltă a acestei grupe.

Spre vest, depresiunea este limitată de dealurile Dezeștilor care formează o culme despărțitoare, continuă, între depresiunea Brebu și depresiunea Ezeriș de la vest.

Această culme are înălțimea în medie de 310—320 m, punctul maxim fiind dealul Obirșia Socului de 361 m.

La sud înălțimile sînt mult mai mari și ele reprezintă extremitatea nordică a dealurilor Tîrnovei care constituie partea de nord sau treapta joasă a Semenicului. De aici, spre sud, începe să se extindă zona cristalină, iar dealurile din această cauză apar mai puternic dezvoltate și mai greoaie decît cele din nord.

Primul șir de dealuri care delimitează spre sud depresiunea Brebu, e format din Tilva Bobului (495 m), Dealul Igazeului (de formă alungită și cu altitudinea de peste 400 m), Tilva Sîrbului (477 m) și Fața Secășului (380 m).

Legătura dintre dealurile din sud și cele din vest se face prin înșeuarea dintre Brebu și Ezeriș, care reprezintă locul cel mai accesibil de trecere dintr-o depresiune într-alta. Existența acestei înșeuări (numită Dealul Cheii), ca și a înșeuării dintre Ezeriș și Cîlnic, are o importanță deosebită pentru legătura dintre zona industrială a Reșiței și importantul nod de cale Caransebeș.

O dată cu construirea căii ferate Caransebeș-Reșița, în 1938, viața economică a depresiunii, care mai înainte gravita spre Zorlenț și Fîrliug, în vederea legăturii cu Lugojul, s-a dirijat către marele centru industrial Reșița, cu care se leagă prin gara Brebu. Aproximativ 15—20 % din populația comunelor Zorlenț, Brebu, Valeadeni, lucrează în prezent în uzinele și fabricile de la Reșița.

II. GEOLOGIA

Din punct de vedere geologic, depresiunea Brebu, face parte din numeroasele golfuri situate pe marginea occidentală a Munților Apuseni și a munților Banatului în care, într-un trecut îndepărtat, pătrundeau adînc apele Mării Panonice. Ea se află la contactul între cristalinul Semenicului care se desfășoară spre sud și sedimentarul panonian de la nord, pe de o parte, iar pe de altă parte, între eruptivul banatitic, situat în vestul depresiunii și același sedimentar neogen. Cele trei formațiuni geologice, deosebite atît din punct de vedere petrografic, cît și din punctul de vedere al originii și vîrstei lor, au imprimat caractere distincte formelor dezvoltate în cuprinsul lor.

Suportul acestor formațiuni geologice îl constituie prelungirea nordică a cristalinului Semenicului (reprezentantul celor mai vechi formațiuni geologice), care în decursul timpului a fost supus unor puternice mișcări tectonice, fapt ce s-a soldat cu scufundarea în trepte a regiunilor periferice.

Transgresiv peste cristalin se află numai formațiuni sedimentare noi, panoniene. Aceasta demonstrează, că mările mai vechi decît terțiarul n-au acoperit această regiune. După definitivarea catenelor dacice în mesocretacic (exondarea Carpaților) apele cretacicului superior și paleogenului n-au mai pătruns în nici o parte a munților Banatului. O dată cu mișcările cretacee se produce seria de fracturi în lungul cărora se insinuiază banatitele, care astăzi formează șirul ivirilor dintre Pogoniș și Dunăre. În compoziția acestora predomină granodioritele (dealurile Dezeștilor).

Atunci cînd apele Mării Panonice scăldau marginea occidentală a Munților Apuseni și munților Banatului, transgresiv peste formațiunile

cristaline și banatitice se depuneau sedimentele neogene. Faza orogenetică ce intervine în tortonian, accentuată în sarmațian, contribuie din plin la exondarea Carpaților. Ca o consecință directă a acestor mișcări, care au ca efect mărirea suprafețelor de uscat în detrimentul celor ocupate de apă, se rupe, ceva mai târziu, și comunicarea dintre bazinul Panonic și bazinul Transilvan. Mișcările postpliocene încheie perioada lungă a fenomenelor orogenice alpine-carpaticice, iar vechile golfuri dependente de bazinele amintite se mirșorează treptat, trecînd rînd pe rînd prin faza marină, lacustră și în sfîrșit continentală. Sedimentele lăsate de Marea Panonică, în retragere, sînt dispuse în pături aproape orizontale cu o ușoară cădere monoclinală de la sud la nord. Ele sînt formate din nisipuri fine, gălbui și argile nisipoase, cenușii. Cîteva deschideri de la Zorlențul Mare și Delinești ne arată clar constituția acestor depozite. În profilul de la nord de Delinești am putut deosebi o alternanță de marne și nisipuri cu intercalații de tufuri în grosime de 30—40 cm. Unele orizonturi sînt foarte fosilifere conținînd o bogată faună de lamelibranhiate și gasteropode. În sfîrșit, cele mai noi depozite aparțin cuaternarului și acoperă aproape întreaga depresiune.

Fiecare din cele trei formațiuni geologice întîlnite în această regiune se resfrînge diferit în relief, dînd forme caracteristice: cristalinel prezintă forme masive, cupolare, cu pante convexe, cu rețea hidrografică permanentă bine dezvoltată; banatitele puternic dezagregate dau văi mult adîncite, cu pante accentuate, iar sedimentarul constituit din roci friabile a fost și este ușor atacat de eroziune, fragmentîndu-l într-o serie de dealuri joase, rotunjite, care despart văi largi, cu pante concave, puternic maturizate.

În afară de exploatările de mangan de la Delinești (din cristalinel), restul rocilor au importanță economică redusă. De pe văile Ștefonia și Burău localnicii folosesc nisipul și pietrișul pentru construcții. La temelia caselor se întrebuițează blocuri de micașturi luate din văile de la est de Valeadeni. Lipsa materialului de construcție se resimte în nordul depresiunii. Locuitorii din Zorlențul Mare își procură piatră de construcție tocmai de la Apadia. S-a încercat să se exploateze granodioritul pe Valea Rea, la vest de Zorlenț, dar din cauza grosimii prea mari a materialului provenit din dezagregarea granodioritului și a mijloacelor de exploatare insuficiente, cariera a fost părăsită.

În aceste formațiuni geologice rețeaua hidrografică a lucrat intens în decursul timpului creînd un ansamblu de forme proprii acestei depresiuni.

III. MORFOLOGIA

După poziția pe care o are în ansamblul reliefului, ca și după înălțimile care o înconjoară (300—500 m) depresiunea Brebu face parte din categoria celor intracolinare. Am arătat mai înainte că din punctul de vedere al formării și evoluției ei este o depresiune de contact. Aceasta înseamnă că ea nu este altceva decît o lărgire accentuată a văii Pogonișului a cărei evoluție a fost mult ușurată de comportarea diferită la eroziune a rocilor care vin în contact (fig. 12).

Cele trei formațiuni geologice în care a fost sculptată depresiunea, diametral opuse din punct de vedere petrografic, dau fiecare o notă

caracteristică morfologiei versanților și ramei deluroase înconjurătoare. Pentru definitivarea depresiunii neotectonice nu are influență specială, astfel că sculptarea ei s-a făcut mai mult sub amprenta obișnuită a oscilației nivelului de bază și a comportării diferite la eroziune a rocilor existente.

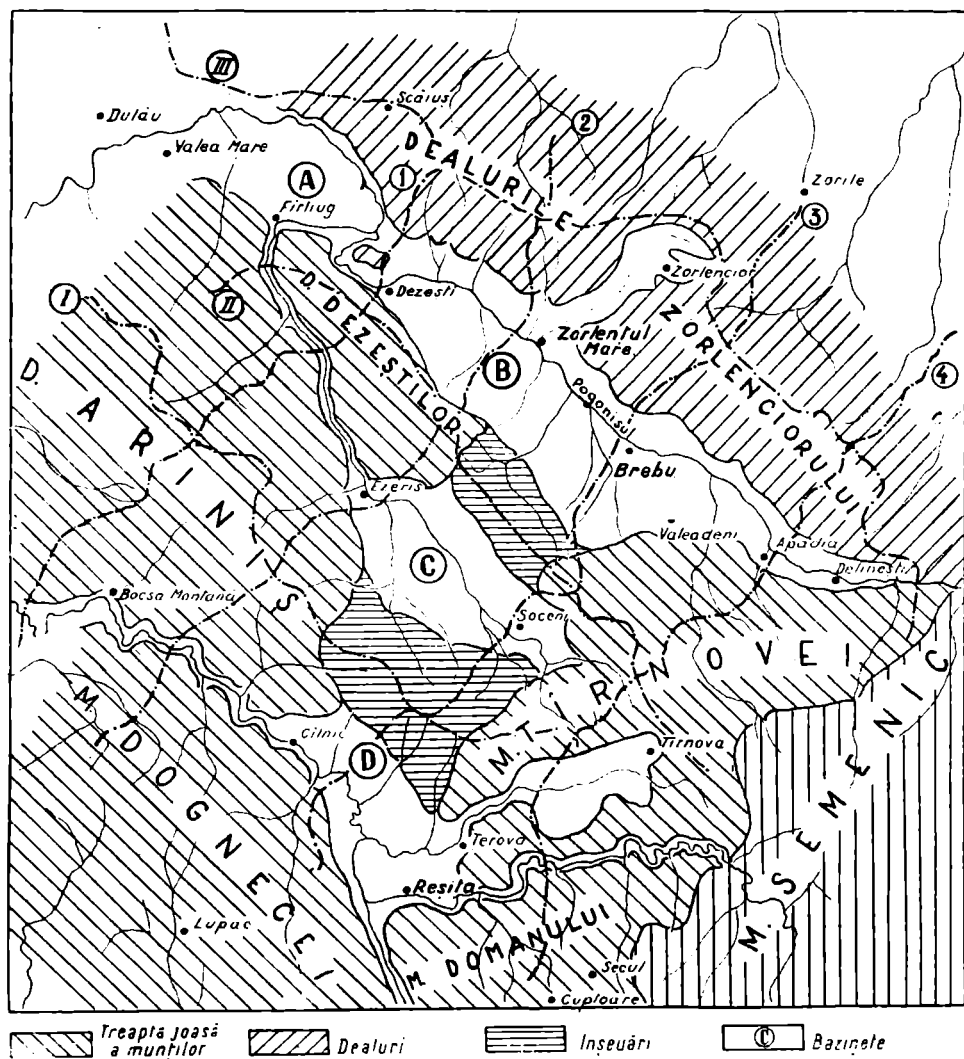


Fig. 1. — Harta subunităților depresiunii Brebu și trasele profilelor.

În acest sens, nu vom analiza morfologia depresiunii Brebu (fig. 1) decât ca pe aceea a unei văi mult evoluate sau a unui complex de văi confluențe aici.

1) Zona colinară înconjurătoare se menține între 300 și 500 m, excepție făcând cele două inșeuări: șaua de la vest, Brebu-Ezeriș și cea de la nord,

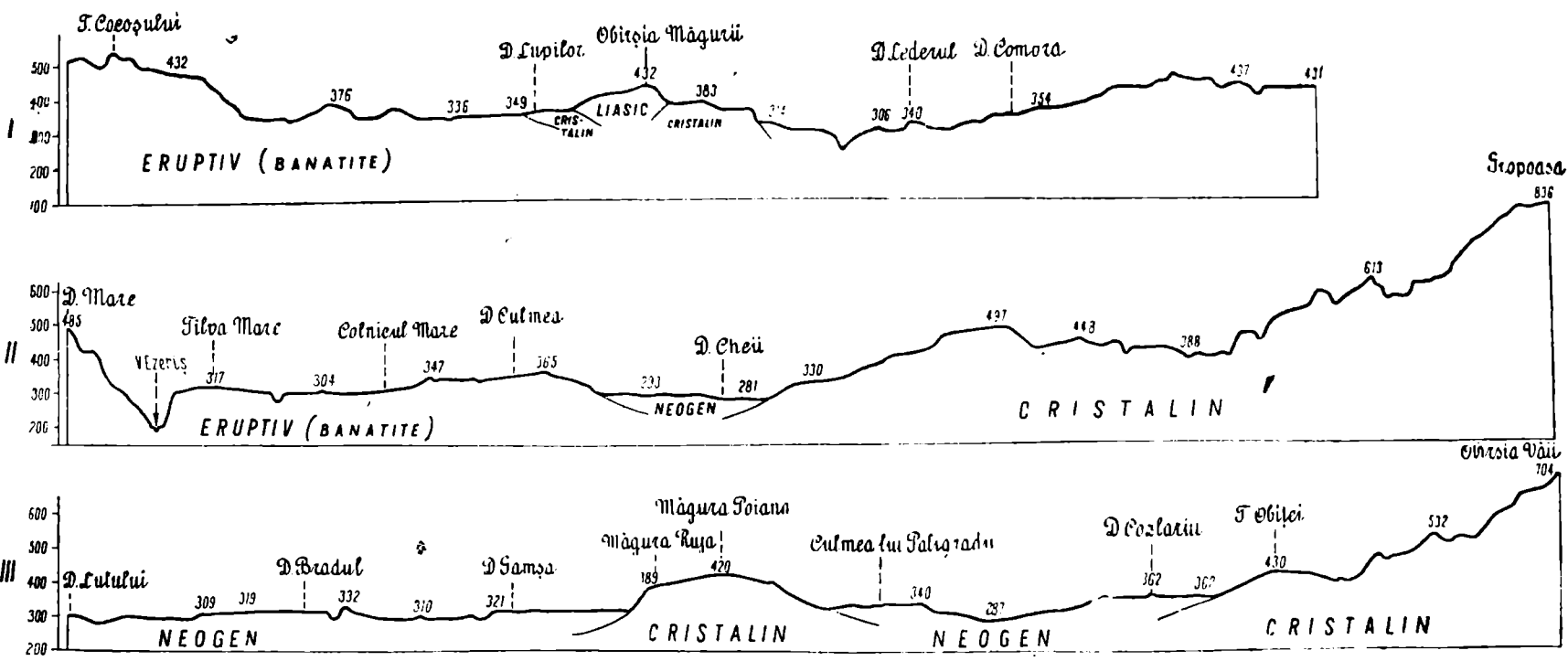


Fig. 2. — Profile de-a lungul culmilor dintre văle Pogonișului, Tăulul și Bîrzavei.

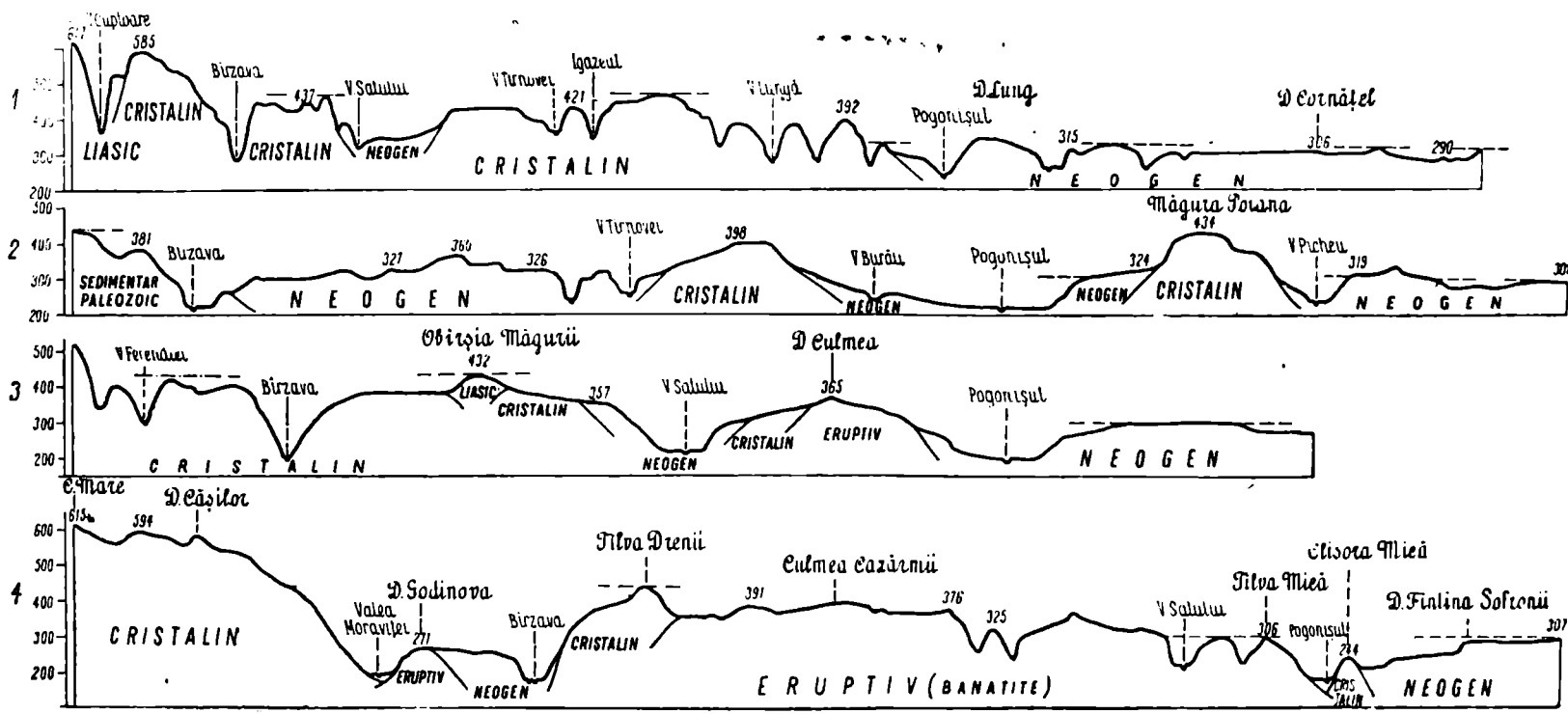


Fig. 3. — Profile transversale pe văle Bîrzavei și Pogoniș.

către Firluig, prin care Pogonișul și-a tăiat drum spre cîmpie. Aceste înșeuări au altitudine sub 300 m, respectiv, 270 și 250 m. Înălțimile din jur nu se situează la întîmplare, ci ele au putut fi racordate în anumite nivele dintre care cel de 300 m constituie însăși rama deluroasă a depresiunii. Acest nivel se întinde mult spre vest, la periferia nordică a Semenicului. În el este sculptată întreaga depresiune Brebu, ca de altfel și celelalte mici depresiuni intracolinare Ezeriș și Cîlnic, studiate de colectivele I.C.G. în vara anului 1954.

Superior nivelului de 300 m se etajează un altul de 450 m, mai puțin extins și mai fragmentat, semnalat de către E m m. de Martonne încă din anul 1922 sub numele de platforma Teregova (5). Acest nivel a fost paralelizat cu suprafața de 400 m din masivul Poiana Ruscăi. Deoarece nivelul Teregova retează depozite neogene, iar nivelul de 400 m din Poiana Ruscăi este acoperit cu prundișuri levantine E m m. de Martonne le datează ca fiind de vîrstă pliocenă și deci echivalente cu Gornovița din Carpații Meridionali. Deformările existente în aceste nivele se datoresc înălțării neuniforme a regiunii, și mai ales definitivării culuurii tectonic Caransebeș-Mehadia, prin formarea căruia, bineînțeles, au fost deranjate și nivelele superioare Tomnacia și Semenic.

Existența mai multor nivele de eroziune în munții din vestul țării demonstrează că problemele legate de geneza acestora sînt mai complicate decît în restul Carpaților. Mai ales aici unde repetatele schimbări ale nivelului de bază au avut o influență mare în formarea reliefului actual, este necesar ca, mai ales pentru nivelele inferioare, să căutăm o legătură între cele din masivul banatic și cele de la nord de Mureș.

Din sumarele note pe care Robert Fichaux le-a lăsat în literatura geografică romînească, în urma amplei analize făcute asupra Munților Apuseni, reiese, că există mai multe nivele, create prin numeroasele mișcări epirogenice ale nivelului de bază panonic.

Indiferent însă de ipoteza care stă la baza formării nivelelor, epirogenică, a lui De Martonne și eustatică a lui R. Fichaux, existența nivelului de 400—500 m (platforma Feneș după De Martonne de vîrstă pliocenă) este semnalată de ambii cercetători. R. Fichaux, mai minuțios în analiza sa, arată că acest nivel complex reprezintă în realitate două nivele distincte: de 500 și 450 m. Nu este însă aceasta o piedică în urma căreia să nu putem admite că nivelul de 450 m de pe rama nordică a Semenicului este de vîrstă pliocenă și corespunde nivelelor de aceeași sau apropiată altitudine din Munții Apuseni. Din timpul formării lui și pînă la începutul cuaternarului, după ce în prealabil s-a întrerupt comunicația între bazinul Transilvan și cel Panonic, evoluția rețelei hidrografice se face sub influența directă a celor două nivele de bază. Nivelele de eroziune de pe rama vestică a Apusenilor și a munților Banatului, care s-au format în tot acest răstimp, posterior nivelului pliocen de 450 m, au fost create și sub influența oscilațiilor nivelului de bază respectiv. Robert Fichaux admite chiar, că ele au apărut numai în funcție de oscilațiile nivelului de bază panonic, înainte și după legarea sa cu cel pontic prin defileul Dunării. Plecînd de aici el găsește o serie de nivele inferioare celui de 450 m, situate la 300 m, 250 m, 200 m etc. pe care G. Vergez-Tricom le-a confirmat și în Banat (9).

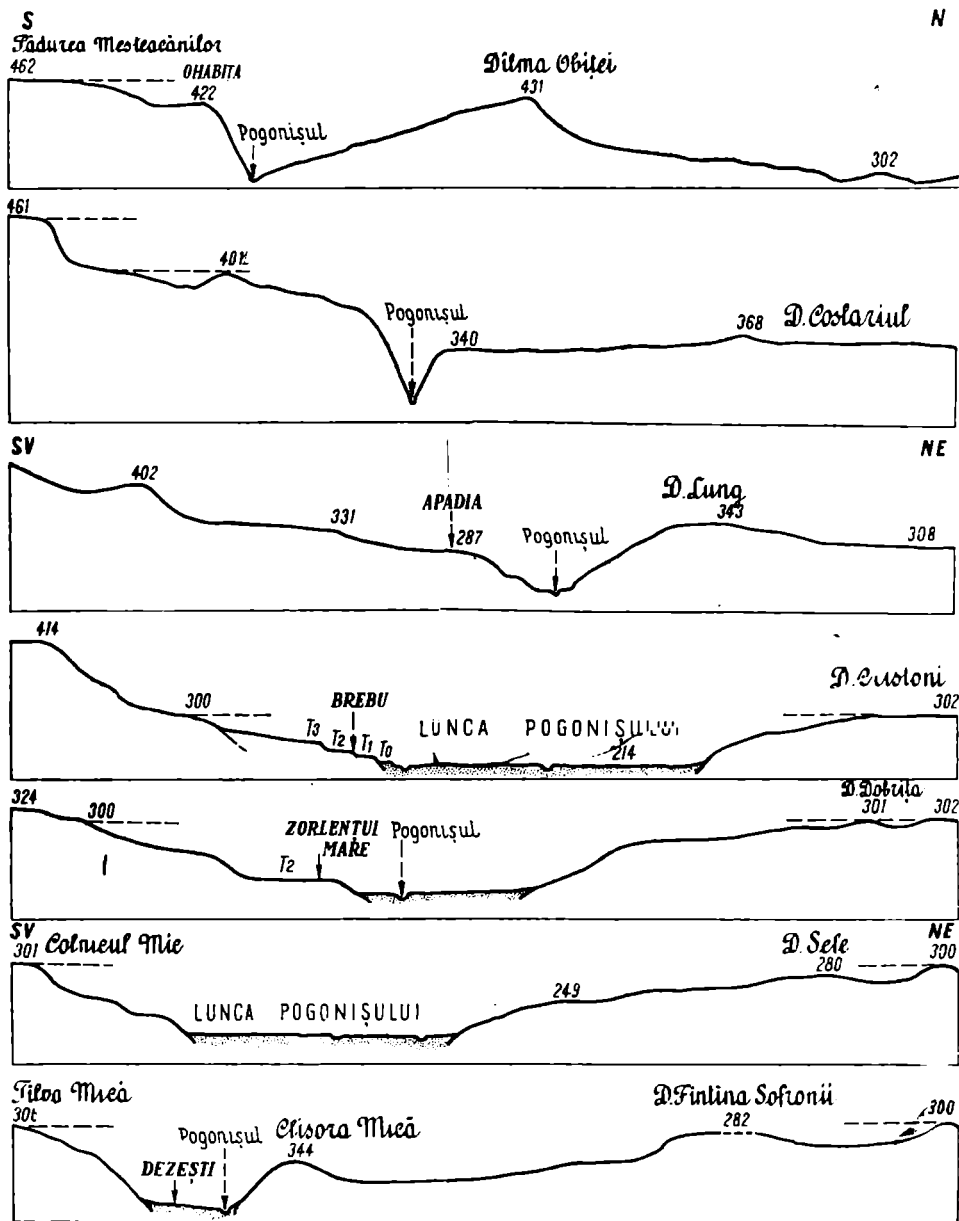


Fig. 4. — Profile transversale pe valea Pogonișului.

După cum reiese din figurile 2 și 3, nivelul de 300 m este bine dezvoltat și rețază toate formațiunile geologice din regiune — cristalin, banatite, sedimentar neogen. Robert Fichaux și G. Vergez-Tricom au stabilit și existența unui nivel de 260 — 250 m. Acesta însă n-a fost găsit în porțiunea cercetată. S-ar putea ca el să existe totuși spre valea Timișului la marginea de nord a zonei colinare. Existența înșeurilor dintre depresiunile Brebu, Ezeriș și Cîlnic ce se menține în medie la 280 m, prezența pietrișurilor rulate pe ele și existența a numeroși umeri situați tot la 280 m, de-a lungul văii Pogonișului în aval de Brebu, par a indica o altă organizare a rețelei hidrografice, dependentă de un nivel de bază în funcție de care a fost creat probabil și nivelul de 260—250 m mai sus amintit.

2) Legătura dintre înălțimile din jur și fundul depresiunii se face prin versanți care imprimă acesteia un accentuat caracter de asimetrie. Cel drept mai abrupt face direct legătura între lunca Pogonișului și dealurile înconjurătoare (fig. 4). Cel stîng mai domol, dar mai complex ca aspect morfologic, poartă urmele unei îndelungate evoluții a depresiunii. Din această cauză este constituit dintr-o serie de trepte morfologice evidente.

La accentuarea asimetriei depresiunii constituția geologică și-a avut partea ei importantă de contribuție, oferind rețelei hidrografice condiții deosebite de modelare a versanților. În funcție de aceasta, aspectul pantelor este variat. În regiunea cristalină ele sînt convexe și lipsite de procese actuale. Banatitele dau și ele pante convexe, dar formele sînt deosebite de cele din cristalin. Versantul drept al văii Pogonișului pe toată lungimea lui, de la Delinești la Dezești, prezintă pante deosebite de cele descrise pînă acum. El este constituit în întregime din roci friabile, nisipuri, argile, marne, care, opunînd o rezistență mai mică la eroziune, au permis o dezvoltare mai mare a rețelei hidrografice, atît la suprafață cît și în adîncime. În acest fel înălțimile au pante complexe, în trepte, pe care se întîlnesc eroziuni active și alunecări vechi sau noi. Aceleași condiții au făcut ca porțiunea cuprinsă între valea Glodului și valea Ștefii să capete un aspect de bad-lands. Spre Dezești aspectul pantelor se schimbă în sensul că devin din ce în ce mai domoale, cu înclinări reduse și cu profilul concav, fapt ce trădează evoluția destul de avansată a văilor de aici. Fenomenele de pantă se reduc numai la spălări, prin care materialul fin este cărat la baza pantelor contribuind astfel la formarea pantelor coluviale.

Evoluția înaintată a părții de nord-est a depresiunii face ca și asimetria ei să se schimbe în această parte. De la Zorlențul Mare în aval, versantul drept devine mai puțin abrupt decît cel stîng, cu totul invers de cum este pînă aici.

3) O fișie de acumulare la baza pantelor, redusă ca extindere, formează trecerea între interfluviu și terasă. Ea este dezvoltată numai pe partea stîngă a Pogonișului între Delinești și Dezești, cu o întrerupere în dreptul șei Brebu-Ezeriș. Ca aspect general apare asemenea unor tăpșane ușor înclinate constituite din materialele cărate de piraie și torenți, sau venite pe pantă și acoperite ulterior de o pătură fină coluvio-deluvială. Această fișie prin natura ei acumulativă și totodată prin poziția ei s-ar putea asemăna cu acel complex de conuri de dejecție și grohotișuri pe care prof. Al. C o d a r c e a l-a observat deasupra teraselor de la poalele cristalinului din bazinul Bîrzavei. Cele două fragmente ale acestei zone se

deosebesc între ele atât ca extindere, cât și ca înclinare. Porțiunea sudică, mai mare în suprafață decît cea vestică, are aspectul unei pajiști netede, acoperită cu livezi de pomi fructiferi. Cea vestică mai puțin dezvoltată și cu pante mai accentuate este mai intens fragmentată de rișe și ogașe.

Permeabilitatea mare a rocilor face ca aici să se dezvolte în special o rețea hidrografică temporară, iar apa subterană, cantitativ puțină să se găsească fie la adîncimi prea mari, fie să lipsească complet. Adîncimile diferite și foarte variate obținute prin măsurarea fîntinilor din Delinești, Apadia, dar mai ales de la Valeadeni, nu ne-au dat posibilitatea identificării unei pînze constante și continui. La Valeadeni pînza de apă este situată la contactul dintre materialul cărat pe pantă și un orizont marnos compact. Cu debit redus, această pînza de apă este insuficientă pentru a acoperi nevoile de consum ale populației locale, care este constrînsă să folosească chiar pentru băut apa de ploaie strînsă cu multă grijă.

4) Principalele urme ale evoluției rețelei hidrografice în cuaternar le constituie terasele. Formarea lor numai pe stînga Pogonișului a fost favorizată atât de existența sedimentarului neogen și pe această parte a văii, mai ales în dreptul șei Brebu-Ezeriș, cât și de prezența unui mare număr de văi afluențe, care au tot împins spre est un Pogoniș mult mai viguros în trecut — din moment ce a fost capabil să creeze complexul de terase atât de extinse — decît neînsemnatul pîraiaș de azi. Terasale se dezvoltă chiar de la ieșirea Pogonișului din cristalin și sînt în număr de 3. La un loc au o suprafață de aproximativ 20 km² și o extensiune maximă în dreptul satului Brebu. Fiecare terasă a fost determinată altimetric datorită numeroaselor deschideri de pe văile Ștefonia, Burău și Valea Rea. Profilul alăturat (fig. 5) care arată situația și legăturile altimetrice dintre terase și depozitele lor, a fost executat pe porțiunea dintre văile Secaș și Ștefonia îndreptul satului Brebu. În consecință, cotele absolute sînt valabile numai în această porțiune, ele reprezentînd în același timp și o medie aproximativă a cotelor din profilele executate în amonte și în aval de Brebu.

Terasa inferioară de 8 m însoțește lunca Pogonișului de la Apadia pînă la Zorlenț. Aici se întrerupe pentru ca să apară din nou într-un fragment slab dezvoltat la 1 km nord de Zorlenț. Această terasă este mai fragmentată decît cele superioare ei.

Cu toate că este cea mai puțin extinsă în lățime, terasa medie este și mai continuu dezvoltată. Ea se situează cu 22 m deasupra Pogonișului, la altitudinea absolută de 232 m. Pătura loessoidă de 6 m grosime acoperă un depozit de pietriș gros de cîțiva metri sub care apar formațiunile marnoase neogene.

Cea mai bine dezvoltată este terasa superioară de 40 m (suprafața aproximativă de 8 km²). Altitudinea sa absolută este în medie de 250 m. Întreaga terasă este acoperită cu o cuvertură de material loessoid de circa 7 m sub care se află un depozit de pietriș de 3 m. Sub pietrișuri se poate observa clar neogenul reprezentat prin nisipuri și marne (fig. 6).

Luată în general, fragmentarea teraselor este redusă. Pîraiele afluențe Pogonișului, care taie transversal terasele, au văi strîmte fără o evoluție laterală accentuată care să fi dus la distrugerea acestora.

O caracteristică mai ales a terasei superioare este parazitarea ei cu materiale fine, transportate și depuse la contactul dintre interfluvii și terase (fig. 7). Acest material coluvial se deosebește foarte greu de mate-

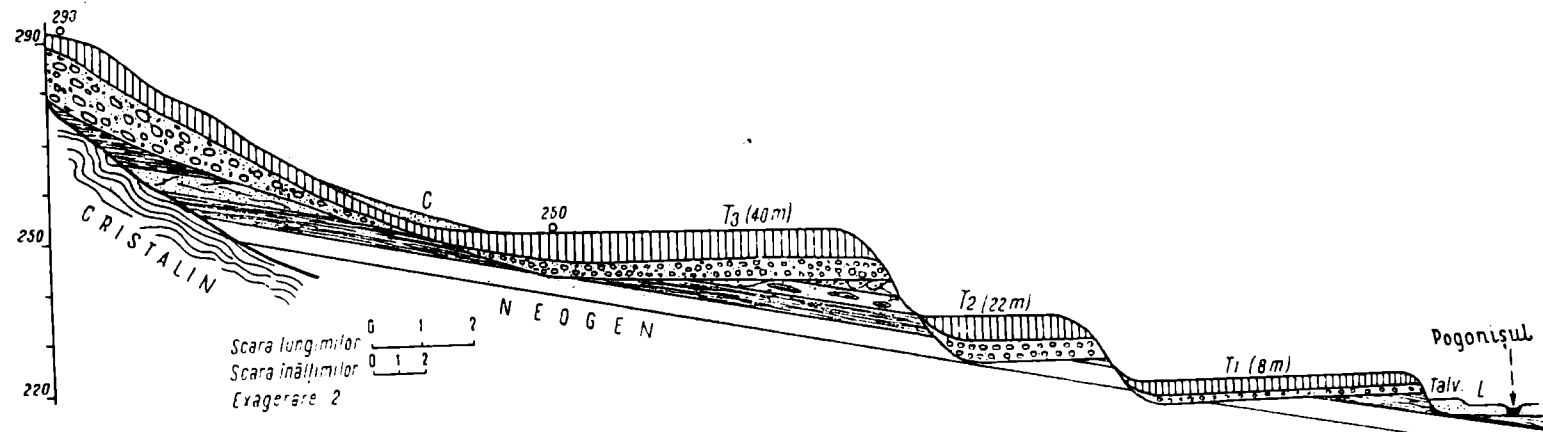


Fig. 5. — Terasile Pogonișului în regiunea satului Brebu.

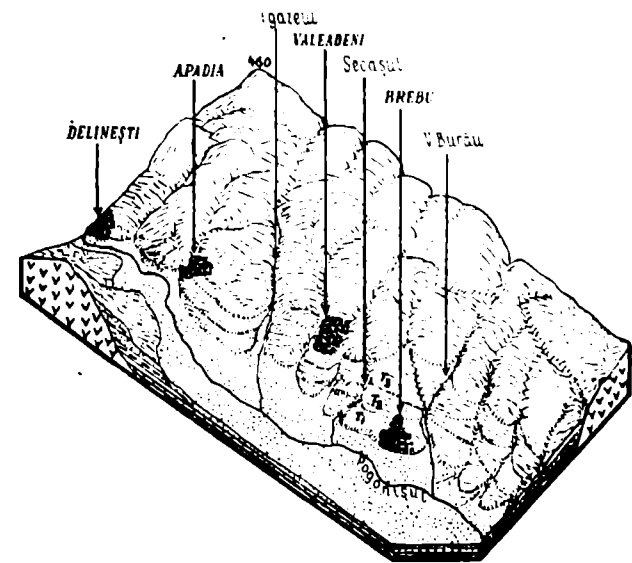


Fig. 6. — Bloc diagramă înfățișând partea de sud-est a depresiunii Brebu.

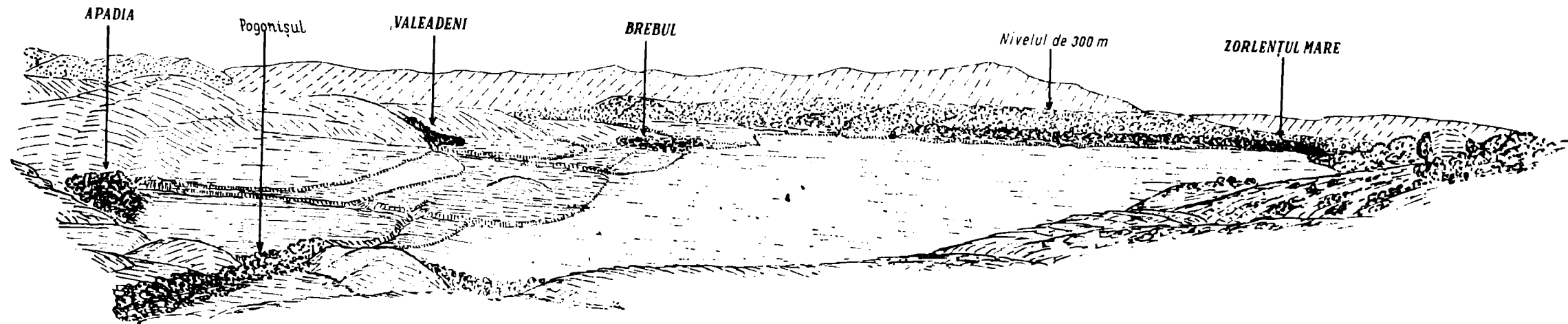


Fig. 7. — Sud-estul depresiunii Brebu. Se observă terasele și nivelul de 300 m lăsat în bană în bană în dealurile Dereștilor).

rialul loessoid de pe terase. El a nivelat și a rotunjit formele pe care le acoperă. Această fișie are cea mai mare dezvoltare în zona șei Brebu-Ezeriș.

Datorită deplasării spre dreapta a cursului Pogonișului terasele au fost lăsate pe partea opusă, adică pe stînga. Cu toate acestea trebuie să arătăm, că de la Zorlențul Mare spre nord există fragmente de terasă și în special din cea inferioară. Mai mult decît atît, întreaga suprafață situată la nivelul celor doi martori de eroziune, Clisora Mică și Clisora Mare, la aproximativ 250 m, ar putea să reprezinte nivelul, bine dezvoltat, al terasei medii. Lipsa celei mai recente terase în această parte trebuie legată de încrustarea Pogonișului în epigeneza de la Dezești și deci reducerea posibilităților de eroziune laterală și divagare a cursului care să dea naștere unor trepte morfologice de acest fel.

5) Partea cea mai joasă, dar și cea mai nouă a depresiunii o formează *lunca* Pogonișului, dezvoltată chiar de la ieșirea acesteia din cristalin și pînă la Dezești, unde valea se strîmtează din nou între prelungirile Tilvei Mari pe stînga și Clisorei Mari pe dreapta. Are o suprafață de circa 15 km², iar altitudinea absolută cuprinsă între 230 m, lîngă Delinești, și 190 m, lîngă Dezești. Panta generală este de aproximativ 2,5‰, deci foarte mică, ceea ce permite apelor sale care meandreează mult, să spele cînd un mal cînd altul și să-și dezvolte lunca uneori pe stînga alteori pe dreapta cursului. Puțin dezvoltată între Delinești și Apadia, și avînd un caracter monolateral, ea se lărgeste începînd de aici. Lățimea cea mai mare 1—1,5 km o are între satele Zorlenț și Brebu; în rest, se menține sub 1 km.

Caracterele morfologice permit diferențierea luncii în două: a) lunca de lîngă rîu — sau lunca joasă, și b) lunca înaltă.

a) Mai extinsă în suprafață decît lunca înaltă, lunca de lîngă rîu este constituită în cea mai mare parte din aluviunile fine aduse de afluenți sau lăsate de Pogoniș după inundații. O suprafață destul de întinsă din lunca joasă o ocupă zona mlăștinoasă a cărei altitudine este în general mai mică decît a luncii din imediata apropiere a Pogonișului.

Tabloul pe care ni-l prezintă lunca în toate amănuntele lui: lățime mare, pantă foarte mică, curs ce meandreează foarte puternic, șuvițe subțiri de apă în care se despletește cursul actual, cursuri părăsite, inundații ce acopăr suprafețe mari și o zonă mlăștinoasă întinsă, arată că valea Pogonișului este o vale îmbătrînită, fapt ce trebuie pus în legătură cu epigeneza de la Dezești care a determinat, spre amonte, evoluția atît de avansată a bazinului Pogonișului.

Puțin ridicată deasupra albiei minore aproximativ 0—0,50 m ea este supusă totdeauna inundațiilor ce se produc după ploile mari sau primăvara după topirea zăpezilor. Ele nu se datoresc atît Pogonișului, cît mai ales aportului de apă adus de valea Strejești și de Igazeu, venit prin cristalin tocmai din depresiunea Tîrnovei. La inundații apele se ridică cu 0,50—1 m, staționează cîteva zile, după care retrăgîndu-se, lasă un depozit nisipulos, pe mari suprafețe din luncă. De cele mai multe ori, la viituri, apele se canalizează spre locurile mai joase curgînd pe direcția vechilor cursuri, prin șanțurile ce mărginesc șoseaua, sau chiar traversînd drumurile din apropiere pe care le distruge. Pentru a salva fineața localnicii au săpat un șanț de scurgere care de cele mai multe ori este astupat de aluviuni, devenind nefolositor. O suprafață destul de întinsă din lunca joasă este

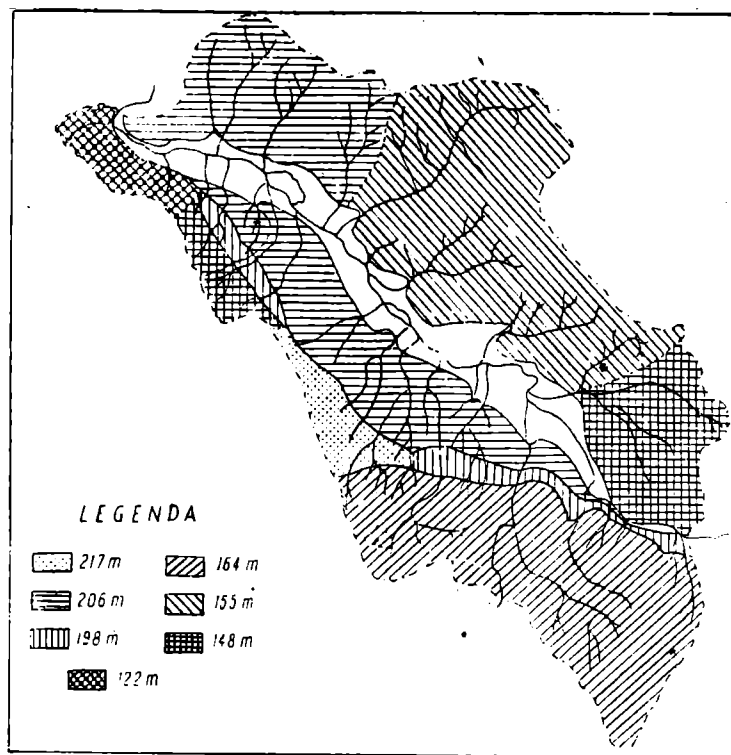


Fig. 8. — Ritmul fragmentării reliefului.

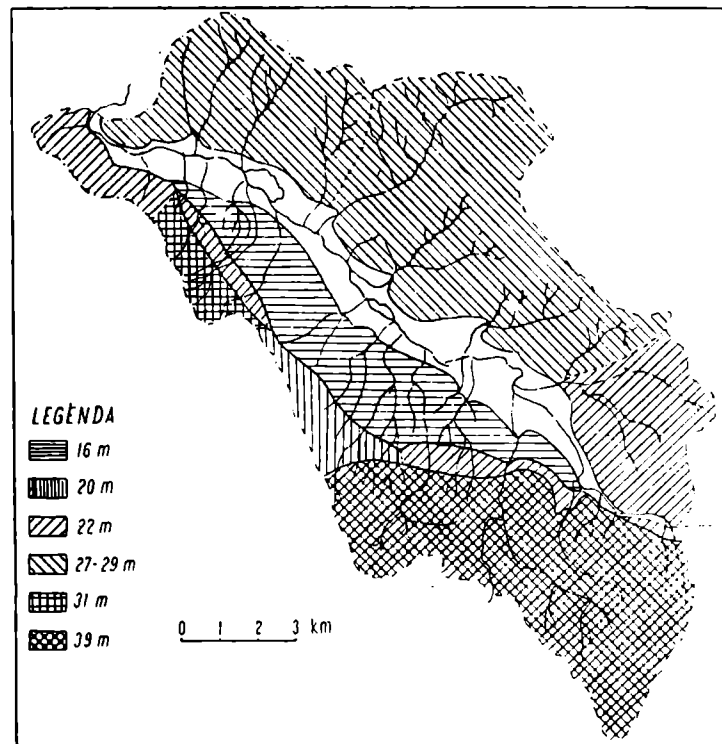


Fig. 9. — Harta adâncimii fragmentării reliefului.

ocupată de zona mlăștinoasă situată în general la o altitudine mai joasă decât lunca din imediata apropiere a Pogonișului. Singurele accidente de teren ce se întîlnesc sînt martorii de eroziune aflați la capătul sud-estic al luncii între satele Delinești și Apadia înainte de confluența văii Strejești cu Pogonișul. Ei sînt formați din șisturi cristaline și domină lunca cu 7—8 m.

b) Lunca înaltă, mai puțin dezvoltată, este constituită din fragmente de terasă de luncă situate în special pe stînga văii. Pe dreapta Pogonișului nu o întîlnim decât într-un singur loc și anume: pe stînga văii Ștefii la confluența cu Pogonișul. În general se ridică cu 2 m deasupra luncii joase și este alcătuită din material aluvionar, fiind rar inundabilă. Ea e folosită de obicei ca loc de culturi, fineață sau grădini de zarzavat. Uneori chiar așezările omenești au preferat aceste locuri cu toate că lunca este rar inundabilă (este vorba de sălașe).

Tot în lunca înaltă, încadrăm și materialul venit de pe pante stabilit la baza acestora sau adus de către ape și depus în conuri ce parazitează o parte a luncii. Cele mai multe sînt mici ca întindere; ceva mai dezvoltate sînt conul văii Strejești acoperit de material fin, nisipo-lutos și conul Igazeului destul de plat și deseori supus inundațiilor ce invadează culturile instalate pe el. Uneori conurile de dejecție dau prin îngeminare glacisuri, terasate ulterior de apele de inundație. Cel mai mare este cel de pe stînga Pogonișului de la Dezești.

Adîncimea diferită la care se găsește pinza de apă în cele două porțiuni ale luncii a condiționat dezvoltarea anumitor soluri și asociații vegetale. Solurile aluviale recente, rezultat al depozitării materialelor aduse de Pogoniș, ocupă o mare suprafață din luncă; acestora li se adaugă lăcoviștele. În lunca înaltă predomină solurile aluviale mai evolute în care nisipul și argilele se combină în proporții diferite.

Prin condițiile fizico-geografice care o caracterizează, partea joasă a depresiunii Brebu poate fi transformată ușor într-o întinsă zonă legumicolă, foarte productivă, în vederea aprovizionării centrelor industriale din bazinul mijlociu al Bîrzavei. Și aceasta se poate îndeplini cu atît mai ușor, cu cît în această parte avem de-a face cu un climat submediteranean, favorabil dezvoltării culturilor timpurii.

IV. FRAGMENTAREA RELIEFULUI

Acțiunea rețelei hidrografice permanente și temporare ce se exercită asupra unui complex geologic, a dus la diferențierea reliefului din care este constituită rama înconjurătoare a depresiunii Brebu. Fragmentarea lui este diferită, iar caracterele fragmentării au fost deduse prin interpretarea și compararea celor trei hărți, întocmite pe baza formulelor de studiu ale lui V. N. C e n ț o v : harta ritmului fragmentării reliefului (fig. 8), harta adîncimii fragmentării reliefului (fig. 9) și harta pantelor medii (fig. 10).

Dacă aceste trei hărți redau situația fragmentării reliefului cu o oarecare aproximație, ele rămîn totuși cel mai bun mijloc de comparare a diferitelor zone de relief deosebite ca aspect morfologic.

Din compararea valorilor medii obținute pentru fiecare porțiune a regiunii, reiese că porțiunile a-i căror indici morfometrici au cele mai

reduse valori coincid cu fundul depresiunii: terasele, zona șei Brebu-Ezeriș și zona de acumulare piemontană. Felul în care se succed valorile medii ale fiecărui sector îi confirmă caracterele morfologice generale specifice fiecărei regiuni.

Pentru această parte văile mai distanțate între ele (ritmul fragmentării variază între 198 și 217 m) și mai puțin adâncite (în medie de 16 m în terase, 20 m în șaua Brebu-Ezeriș și 22 m în zona piemontană) au

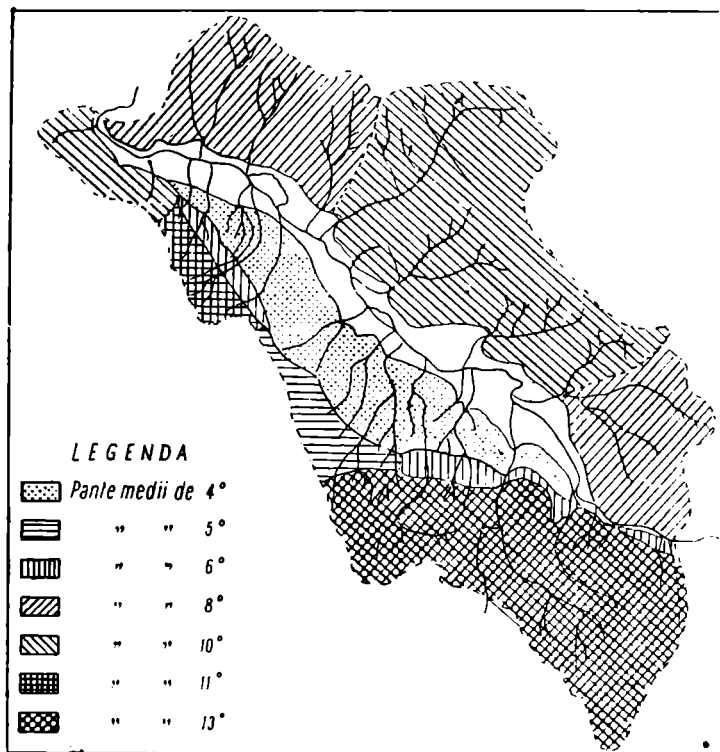


Fig. 10. — Harta pantelor medii.

și pante medii mai reduse (valoarea lor medie crește de la 4° pentru terase, la 5° pentru regiunea înșeuării și la 6° în zona piemontană).

Valori apropiate de acestea prezintă și porțiunea de pe dreapta Pogonișului, situată între Zorlențul Mare și Dezești. Ea are un caracter de maturitate avansată. Văile, mult evolute au panta profilului longitudinal redusă, astfel încât în prezent acțiunea râurilor se limitează la acumulare. Profilul versanților, prelung și concav, indică aceeași evoluție avansată. Interfluviile au fost reduse la șirul de culmi rotunjite, care separă văi largi cu lunci bine dezvoltate. Adâncimea lor medie este de 27 m, iar pantele au valori ceva mai mari decât în porțiunile precedente și anume 8°.

Partea estică a depresiunii Brebu, deși constituită din aceeași alternanță de roci sedimentare, prezintă cu totul alte caractere. Porțiunea

cuprinsă între Zorlențul Mare și Valea Calului este mai fragmentată (ritmul reliefului este aici de 155 m) iar văile tinere, cu caractere puternice torențiale, dau unor sectoare aspectul regiunilor de bad-lands. La aceasta a contribuit, în bună măsură, despăduririle intense efectuate aici și folosirea irațională a terenurilor în pantă.

Văile s-au adâncit în medie cu 29 m (ajungînd chiar la 39 m), iar media pantelor este în jur de 10°.

Dacă restul versantului drept al Pogonișului, constituit în majoritatea lui tot din roci sedimentare, nu prezintă caractere asemănătoare cu cele descrise mai sus, aceasta se datorește simbului cristalin care formează Măgura-Poiana și care a permis o dezvoltare mai mare a rețelei hidrografice. Valoarea ritmului fragmentării reliefului (148 m) este foarte apropiată de aceea a regiunilor banatitice, unde dezagragările au favorizat dezvoltarea unei dese rețele hidrografice (ritmul fragmentării este în medie de 122—150 m). Văile sînt în general scurte, dar au avut condiții favorabile de puternică adîncire. Numeroasele ogașe care atacă cu furie materialul dezagregat au contribuit la formarea aceluiași aspect de „bad-lands”. Valorile medii ale celor trei indici morfometrici arată că regiunea banatitelor este foarte mult apropiată de cea cristalină (adîncimea fragmentării reliefului este de 31 m, iar panta medie de 11°). Cele mai mari valori însă aparțin zonei cristaline, unde rețeaua hidrografică are un caracter permanent și este în continuu alimentată de numeroși afluenți. Pantele convexe au o valoare ce variază între 13 și 18°, iar adîncimea văilor trece, în medie, de 39 m.

Din cele expuse pînă acum rezultă că depresiunea Brebu, cu toate că are o suprafață redusă, luată împreună cu rama deluroasă înconjurătoare, prezintă o mare varietate de relief. Aceasta este în funcție atît de existența diferitelor formațiuni geologice, deosebite ca vîrstă și constituției litologice, cît și a evoluției rețelei hidrografice, care a acționat puternic asupra acestor formațiuni. Acțiunea de modelare exercitată asupra unui complex de roci a dus la diferențierea reliefului în care raportul între rocă și formă este evident.

Am arătat că întreaga depresiune a fost sculptată în nivelul de 300 m. Resturile sale formează rama depresiunii și ele există de jur împrejur, indiferent de formațiunile în care a fost tăiat. O diferențiere clară a reliefului înconjurător s-a produs după ce a început adîncirea depresiunii propriu-zise, cînd nivelul de eroziune existent a fost distrus mai mult sau mai puțin, în raport direct cu roca respectivă. În același timp oscilațiile nivelului de bază general, din timpul adîncirii văii Pogonișului, au contribuit mult la definitivarea caracterelor actuale ale fundului depresiunii.

În urma evoluției regiunii și a acțiunii complexe a rețelei hidrografice din timpul cuaternarului, am putut deosebi:

— o zonă înaltă sau rama dealurilor ce înconjoară depresiunea, apărută prin acțiunea de sculptare, de fragmentare a înălțimilor inițiale de către o bogată rețea hidrografică, și

— o zonă joasă, sau însăși depresiunea Brebu, cu prelungirile ei către Ezeriș și Dulău, formată prin acțiunea de eroziune și acumulare a rețelei hidrografice permanente și temporare.

A. *Zona înaltă* nu este unitară. Fiind constituită din formațiuni geologice diametral opuse din punctul de vedere al durtății și comportării la eroziune, au existat condiții favorabile dezvoltării unei puternice

eroziuni diferențiale. În acest fel am putut distinge trei porțiuni, sau trei subraioane morfologice, deosebite ca aspect (altitudine, fragmentare, procese actuale etc.), care coincid în același timp cu cele trei formațiuni geologice existente aici.

1) Înălțimile de la sud de Pogoniș fac parte din subraionul cristalin al munților Tîrnovei, care constituie treapta joasă a munților din masivul Semenici. Formată fiind din șisturi cristaline — micașturi — caracterele acestei porțiuni sînt date de forme rotunde, înălțimi sub formă de cupole, pante convexe, cu înclinări accentuate (pantele medii au valori peste 13°), văi adînci și densitate mare a rețelei hidrografice permanente. Pe marginea sa nordică, spre Pogoniș, nivelul de 300 m este bine păstrat.

2) Subraionul vestic sau dealurile Dezeștilor face parte din unitatea mai mare a dealurilor Arenișului. Fiind constituite din banatite — în special din granodiorite — sînt mai fragmentate decît cele cristaline de la sud. Intensitatea fragmentării este însă mult mai redusă. Văile, mai puțin adînci, au pante mai puțin accentuate decît cele din cristalin.

Din cauza despăduririlor intense, mai ales din partea de nord a dealurilor Dezeștilor, eroziunile și dezagregările în granodiorite s-au dezvoltat puternic. În acest sens am deosebit :

a. *Microraiionul sudic*, mai înalt și mai puțin fragmentat, păstrează bine suprafața nivelului de 300 m. Fiind puțin despădurit procesele actuale sînt reduse.

b. *Microraiionul nordic*, puternic despădurit, este lăsat pradă degradărilor de teren. O mare parte din suprafața sa, mai ales în apropierea satului Dezești, a căpătat un aspect de „bad-lands”. Materialul rezultat din dezagregarea granodioritului formează la baza înălțimilor conuri lipsite complet de vegetație.

3) La est, rama înaltă a depresiunii o formează dealurile Zorleniciorului (partea de est a subraionului Buziaș-Mitnic situat între Pogoniș și Timiș).

Din depozitele sedimentare care constituie aceste dealuri, apare un singur simbur de cristalin în dealul Măgura Poiana (434 m). Eroziunea a atacat puternic rocile friabile, fragmentînd regiunea într-o serie de dealuri joase, variate ca aspect. Procesele actuale sînt active. Alunecările și eroziunile se întîlnesc oriunde în porțiunea dintre Delinești și Zorlenicior. Cu cît înaintăm de la Delinești spre nord se observă o acțiune din ce în ce mai puternică a eroziunii. Astfel s-au deosebit trei microraiioane: în care procesele actuale au caractere și intensități diferite :

a. *Microraiionul nordic*, cu văi largi și culmi șterse, versanți domoli și procese erozionale foarte reduse. Energia reliefului redusă și pantele cu înclinare în medie sub $8-9^\circ$, indică o evoluție înaintată a reliefului. Toate suprafețele sînt folosite pentru culturi.

b. *Microraiionul central*, puternic fragmentat, cu pante accentuate lipsite de vegetație, este distrus de alunecări și eroziuni active. În întregime prezintă un stadiu avansat de degradare cu aspect de „bad-lands”. Sînt necesare măsuri grabnice de împădurire și stăvilire a degradărilor.

c. *Microraiionul sudic* păstrează bine nivelul de 300 m. Simburele de cristalin din Măgura Poiana a împiedicat avansarea rapidă a eroziunii, ca în porțiunea de la nord. Cîteva slabe alunecări și eroziuni indică un stadiu incipient al degradărilor.

Hărțile ritmului fragmentării reliefului și adâncimii fragmentării reliefului arată clar diferențele dintre microraiioanele acestei regiuni.

B. *Zona joasă sau fundul depresiunii*, s-a format prin alternanța fazelor de eroziune și acumulare ale rețelei hidrografice, în special ale Pogonișului, din timpul cuaternarului.

Această subunitate face parte din zona mai mare depresionară, situată între valea Pogonișului și valea Bîrzavei. Caracterele ei sînt date de cele trei microraiioane, situate la diferite altitudini, în condiții deosebite.

a. *Microraiionul jos*, sau lunca Pogonișului, supusă inundațiilor și acoperit în mare parte de mlaștini, dă văii un aspect de accentuată îmbătrînire.

b. *Microraiionul teraselor*, asimetric dezvoltat, constituie o treaptă distinctă între celelalte subunități ale depresiunii.

c. Puțin dezvoltat este *microraiionul acumulărilor piemontane*. Cele două fragmente fac trecerea între terase și zona colinară.

d. Ca o subunitate cu totul aparte am deosebit *șaua Brebu-Ezeriș*, a cărei evoluție trebuie pusă în legătură cu aceea a rețelei hidrografice din prima parte a cuaternarului. În afară de aceasta ea are un aspect cu totul deosebit și o funcție specială ceea ce face ca să se deosebească de subunitățile din jur.

CONCLUZII

1. Din analiza formelor de relief, a situației apelor subterane, a regimului râurilor și a așezării ei față de zona industrială Reșița, depresiunea Brebu poate și trebuie să devină una din zonele de aprovizionare cu produse agricole și în special legumicole a centrelor industriale de la vest. Intreaga ei suprafață folosită în mod rațional s-ar caracteriza prin existența cîtorva porțiuni bine precizate, în cadrul cărora se pot practica anumite culturi, în funcție de condițiile specifice fiecăreia :

— *Lunca*, cu o suprafață de circa 15 km², azi în mare parte înmlăștinită și acoperită de fînețe, poate fi transformată în totalitate într-o zonă legumicolă de prim ordin, în vederea aprovizionării cu legume și zarzavaturi proaspete, în primul rînd a pieței Reșiței. Amenajarea cursului Pogonișului în acest scop este posibilă. Transformarea acestei lunci ar contribui la aprovizionarea cu legume a Reșiței. Calea ferată Caransebeș-Reșița, care traversează depresiunea Brebu, asigură o legătură permanentă între centrul consumator și zona de aprovizionare.

— *Zona livezilor și culturilor de cereale* cuprinde atît terasele și zona piemontană, cît și interfluviile din dreapta Pogonișului din microraiionul de la nord-est de Zorlențul Mare și cel de la nord de Delinești. Aici putem deosebi două subzone: a) aceea a teraselor în care predomină culturile de cereale deci o subzonă cerealier-pomicolă; b) subzona piemontului și interfluviilor în care accentul trebuie pus pe pomicultură și apoi pe cereale și fînețe. În acest sens trebuie dusă o acțiune de refacere a livezilor de la Zorlențul Mare și Valeadeni și totodată extinderea livezilor de cireși în porțiunea Delinești-Zorlencior (fig. 11).

— *Zona pășunilor și pădurilor* ocupă porțiunile înalte și pantele rotunjite ale cristalinelui. Printr-o folosire și amenajare rațională a pășunilor se poate intensifica creșterea animalelor, asigurîndu-se în felul acesta pentru Reșița o parte din necesarul de produse lactate.

2. În ultimul timp s-a intensificat desțelenirea unor terenuri rezervate fînețelor, în vederea recoltării rădăcinilor unei graminee — *Cryso-pogon* (sadină) — din care se confecționează perii. De o bicea aceste fînețe se găsesc pe pante. Desțelenirea lor nu numai că nu aduce un randament mai mare prin valorificarea rădăcinilor recoltate, dar, o dată cu desțelenirea, se dă libertate de acțiune spălărilor și proceselor erozionale și deci

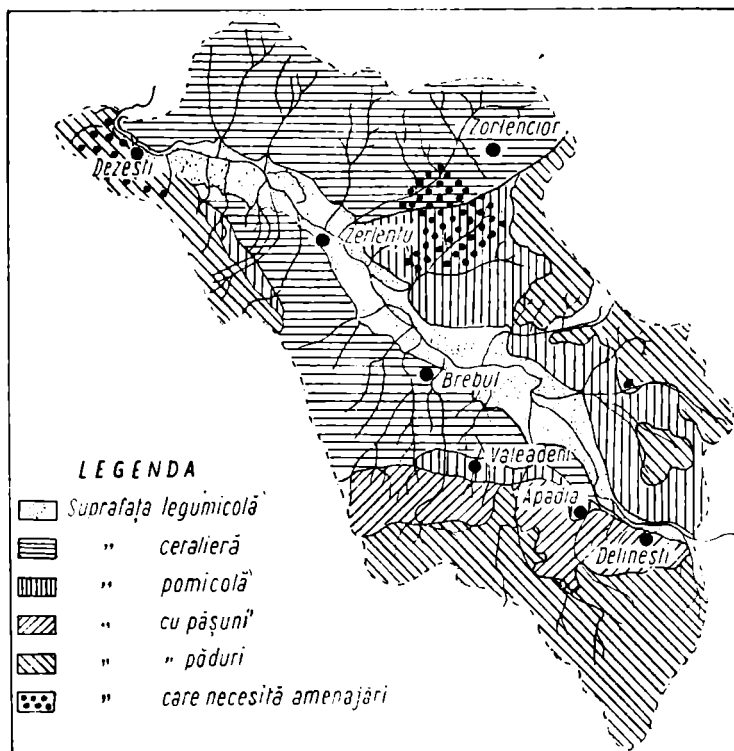
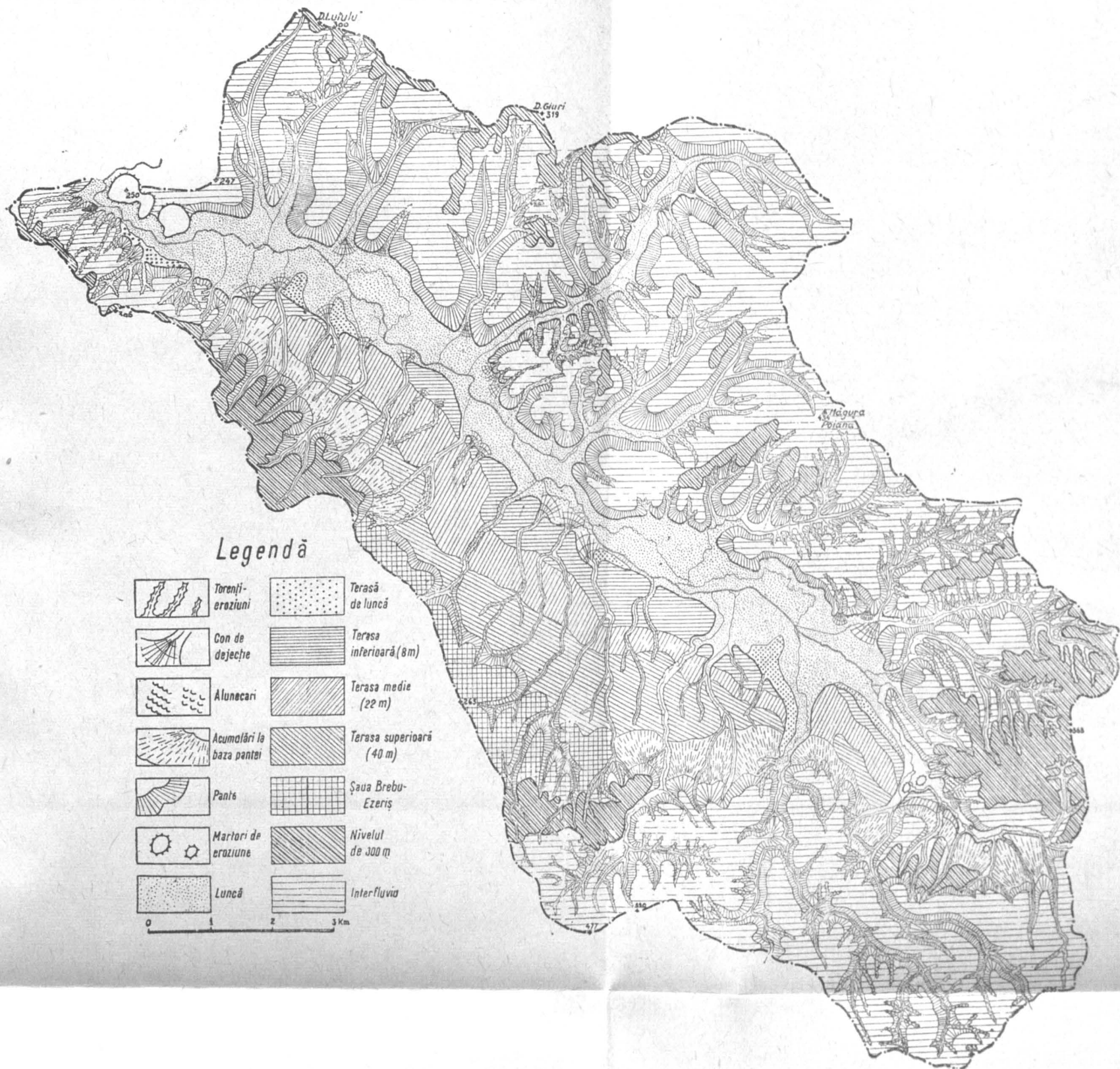


Fig. 11. — Harta referitoare la propunerile în legătură cu utilizarea terenului.

dezvoltării incipiente a degradărilor de teren. Pentru aceasta sînt necesare o serie de măsuri în vederea opririi acțiunii de desțelenire a pantelor și lăsare a lor pradă eroziunii.

3. Pentru porțiunile afectate de alunecări sau supuse eroziunii active, porțiuni cu aspect de „bad-lands” sînt necesare împăduriri. Aceste porțiuni se situează între valea Glodului și valea Ștefii (la est de Zorlenț), între valea Calului și Valea Malului, precum și la nord de Delinești. Cu aceeași atenție trebuie privite văile afluențe Pogonișului, de la vest și nord-vest de Zorlenț ca și zona puternic degradată de la Dezești (la nord de localitatea Dezești pe malul stîng al Pogonișului).

4. Un mare inconvenient îl prezintă problema transporturilor. Șoseaua care merge de-a lungul văii Pogonișului este impracticabilă pentru automobilele de orice categorie. Legătura dintre Delinești, Apădia, Valeadeni,



Legendă

	Terenți-eroziuni		Luncă
	Con de dejecție		Terasă de luncă
	Alunecări		Terasă inferioară (8 m)
	Acumulări la baza pantei		Terasă medie (22 m)
	Pante		Terasă superioară (40 m)
	Mărci de eroziune		Șaua Brebu-Ezeriș
	Interfluvia		Nivelul de 300 m

0 1 2 3 Km

Fig. 12. — Harta geomorfologică a depresiunii Brebu.

Zorlenț și Dezești se face foarte greu. Porțiunile drumurilor care intră în zona de luncă devin impracticabile, datorită inundațiilor, chiar pentru transporturile cu tracțiune animală. Aceste porțiuni necesită ridicarea în rambleu, iar podurile existente o revizie generală (fig. 12).

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ПОГОНИША КОТЛОВИНА БРЕБУ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Котловина Бребу, длиною около 20 км, окруженная холмами, расположена в среднем бассейне Погониша, между небольшим дефиле на восток от Делинешти и эпигенезисом Дезешти. Она представляет собой нечто иное, как резко выраженное расширение долины Погониша в месте, где вступают в контакт три геологические формации: кристаллические породы (при посредстве низкой ступени гор Семеник), извержения банатита при посредстве холмов Дезешти и пановские осадочные отложения (при посредстве холмов Зорленчору). Неотектонические процессы не оказывают здесь особого влияния, и изменение рельефа происходит под обычным влиянием колебаний основного уровня и различных проявлений эрозии существующих горных пород.

Окружающая холмистая зона сформирована из закругленных вершин и тянется приблизительно на уровне 300 м, представляя собой уровень денудации, очень обширный на северной периферии гор Семеник. Выше его располагается другой уровень в 450 м, прорезанный в старых осадочных формациях и в кристаллических породах.

Вся котловина асимметрична: правый откос проходит непосредственно между восточными холмами и дном котловины; левый, более сложный, носит следы эволюции котловины (предгорная зона наносов и террасы). Хорошо развитые три террасы между Ападией и Большим Зорнецулом расположены этажами в 7—8, 20—22 и 40—45 м над поймой Погониша. Самую низкую часть котловины Бребу образует пойма Погониша, занимающая площадь приблизительно равную 20 км². Эта широкая пойма, с весьма незначительным уклоном и со многими болотами и старицами, доказывает явно выраженную законченность формирования долины Погониша, что должно быть поставлено в связь с эпигенезисом Дезешти. Благодаря физическим условиям, характеризующим географию низкой части котловины Бребу, она может быть легко превращена в обширную зону овощеводства с целью снабжения центров промышленного района Решицы. И это можно сделать тем легче, что в этом районе климат напоминает присредиземноморский.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

- Рис. 1. — Карта подразделений котловины Бребу и террасы профилей.
 Рис. 2. — Профили вдоль вершин между долинами Погониша, Таула и Бырзавы.
 Рис. 3. — Поперечные профили по долинам Бырзава и Погониш.
 Рис. 4. — Поперечные профили по долине Погониша.
 Рис. 5. — Террасы Погониша в районе села Бребу.
 Рис. 6. — Блок-диаграмма, изображающий южную часть котловины Бребу.

- Рис. 7. -- Юго-восточная часть котловины Бребу. Заметны террасы и уровень в 300 м, прорезанный в банатитах (холмы Дерешти).
 Рис. 8. — Темп расчленения рельефа.
 Рис. 9. — Карта глубины расчленения рельефа.
 Рис. 10. — Карта средних склонов.
 Рис. 11. — Карта, относящаяся к предложениям в связи с использованием местности.
 Рис. 12. — Геоморфологическая карта котловины Бребу.

OBSERVATIONS MORPHOLOGIQUES DANS LE BASSIN DU POGONIȘ. DÉPRESSION DE BREBU

(RÉSUMÉ)

La dépression comprise au sein des collines de Brebu est située sur une longueur d'environ 20 km, dans le bassin moyen du Pogoniș, entre le petit défilé qui se trouve à l'Est de Delinești et l'épigénèse de Dezești. Elle ne représente rien d'autre qu'un élargissement accentué de la vallée du Pogoniș au contact des trois formations géologique que l'on y rencontre : le cristallin (par les bas échelons des monts du Semenic), l'éruptif banatique (par les collines de Dezești) et le sédimentaire pannonien (par les collines de Zorlencioru). La néotectonique n'y a pas d'influence spéciale, son modelage se produisant sous l'influence ordinaire des oscillations du niveau de base et de la différence de comportement à l'érosion, des roches existantes.

La zone des collines des alentours est formée de sommets arrondis qui s'alignent sur 300 m tout autour, représentant un niveau de dénudation très étendu, à la périphérie septentrionale des monts Semenic. Au-dessus de ce niveau, il s'en trouve un autre, de 450 m, découpé dans les formations sédimentaires anciennes et dans le cristallin.

L'ensemble de la dépression est asymétrique : le versant droit sert de passage direct entre les collines de l'Est et le fond de la dépression ; le versant gauche, plus complexe, porte les traces de l'évolution de la dépression (zone de piedmont d'accumulation et des terrasses). Les trois terrasses, bien développées entre Apadia et Zorlențul Mare, s'étagent, à 7—8 m, 20—22 m et 40—45 m, au-dessus de la prairie du Pogoniș. La partie la plus basse de la dépression de Brebu est la prairie du Pogoniș, d'une superficie d'environ 20 km². Large, remplie de marécages et de lits abandonnés et ayant une très faible pente, cette prairie dénote une maturation accentuée de la vallée du Pogoniș, maturation que l'on doit mettre en relation avec l'épigénèse de Dezești. Grâce aux conditions physico-géo-graphiques qui la caractérisent, la partie basse de la dépression de Brebu peut être facilement transformée en une zone légumicole étendue pouvant approvisionner les centres de la région industrielle de Reșița. Et cela d'autant plus aisément que, dans cette région, on a affaire à un climat de nuance sub méditerranéenne.

EXPLICATION DES FIGURES

- Fig. 1. — Carte des sous-unités de la dépression de Brebu et les terrasses des profils.
 Fig. 2. — Profils le long des crêtes entre les vallées du Pogoniș, du Tău et de la Bîrzava.
 Fig. 3. — Profils transversaux des vallées de la Bîrzava et du Pogoniș.

- Fig. 4. — Profils transversaux de la vallée du Pogoniș.
 Fig. 5. — Les terrasses du Pogoniș, aux alentours du village de Brebu.
 Fig. 6. — Diagramme-block représentant la partie SÈ de la dépression de Brebu.
 Fig. 7. — Le Sud-Est de la dépression de Brebu. On observe les terrasses et le niveau de 300 m découpé dans les banatites (collines de Derești).
 Fig. 8. — Le rythme de la fragmentation du relief.
 Fig. 9. — Carte de la profondeur de la fragmentation du relief.
 Fig. 10. — Carte des pentes moyennes.
 Fig. 11. — Carte contenant les propositions en vue de l' utilisation du terrain.
 Fig. 12. — Carte géomorphologique de la dépression de Brebu.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea A. I., *Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fer — Bocșa Montană (Jud. Caraș-Banat)*. Anuar. Inst. geol. al Rom., 1930, vol. XV, p. 3.
2. Ficheraux R., *Bazinul Beiușului*. Bul. Soc. geogr. (1932), 1933, t. LI, p. 300—301.
3. — *Nivelele de bază panonice în masivul Bihorului*. Bul. Soc. geogr. (1928), 1929, t. XLVII, p. 355 — 357.
4. — *Munții Apuseni*. Volum jubillar „Transilvania” (1918 — 1928), București, 1929, p. 161 — 182.
5. Martonne E. m. de, *Excursiunea a II-a*. Lucr. Inst. geogr., Cluj, 1922, vol. I.
6. Popescu-Voitești I., *Evoluția geologico-paleografică a pământului românesc*. Rev. Muz. Geol. Mineral. Cluj, 1935, vol. V, nr. 2.
7. Tufescu V., *Stadiul cercetării planformelor de eroziune din România*. Volumul „Cursuri” 1945 — 1946, București, 1947, p. 97 — 101.
8. — *Romnii din Banat și raporturile lor cu populația alogenă. Contribuțiuni de antropogeografie și etnografie*. Bul. Soc. geogr. (1941), 1942, t. LIX, p. 143 — 239.
9. Vergez-Tricom G., *Regiunile naturale și unitatea Banatului Românesc*. Volum jubillar „Transilvania” (1918 — 1928), București, 1929, p. 183 — 197.
10. Cențov V. N., *Comorfometriceskije pokazateli na gheomorfolohiceskoi korte melkogo maștaba*. Problemi gheomorfologhii, Izdatelstvo Akademii Nauk SSSR, Moscova, 1948.

DEGRADĂRI DE TEREN ÎN VALEA SUCEAGULUI (RAIONUL CLUJ)

DE

MARIA CĂLINESCU

Transformările prin care a trecut statul nostru de democrație populară, în drum spre socialism, au scos la iveală o serie de probleme total neglijate în trecut, dînd o nouă orientare și cercetărilor științifice, din toate domeniile de activitate.

În această direcție, studierea terenurilor degradate, prin denudări, șiroiri, alunecări, prăbușiri etc. constituie o problemă importantă, atît prin extensiunea acestora în anumite regiuni ale țării, cît și prin aspectul economic.

Fenomenele de degradare pun în pericol nu numai producția agricolă și forestieră, ci și diferitele lucrări de interes obștesc (căi de comunicație, poduri, așezări omenești etc.).

Se impun deci o serie de măsuri de conservare a solului, în toate regiunile în care sînt posibile degradările; de asemenea sînt și mai necesare lucrările de revalorificare a terenurilor deja degradate.

Procese de modificare a scoarței superficiale terestre sînt, în general, o urmare a acțiunii agenților subaerieni. La activitatea lor se mai alătură și aceea a omului care, prin distrugerea vegetației și greșita folosire a terenurilor, înlesnește și provoacă apariția degradărilor.

Mai trebuie adăugat și faptul că degradările sînt favorizate de pantele abrupte, de friabilitatea rocilor, de lipsa vegetației și de folosirea irațională a diferitelor categorii de terenuri. Numai acest complex de factori nu explică însă caracterele variate ale degradărilor, trebuind să se țină seama și de masivitatea reliefului care imprimă, în bună măsură, ritmul de eroziune.

De asemenea, acțiunea erozivă a apelor este ajutată mult de variațiile de temperatură și, în special, de îngheț și dezgheț care favorizează dezagregările, furnizînd importante cantități de materiale ușor transportabile, sub formă de aluviuni.

Enumerarea sumară a celor de mai sus, ne explică îndeajuns cauzalitatea acestor fenomene negative, care ridică probleme deosebit de importante pentru economia țării. În funcție de această cauzalitate trebuie căutate și remediile cele mai potrivite.

Lucrarea de față urmărește să prezinte un aspect al acestor degra-dări, în vecinătatea orașului Cluj, pe teritoriul comunei Suceag, unde ele au fost studiate mai îndeaproape.

Comuna Suceag este situată în partea de apas a orașului Cluj, pe valea cu același nume, tributară Nadășului.

Se încadrează spre nord de valea Nadășului, spre sud de dealul Mel-cilor și dealul Hoiia, spre vest de regiunea colinară a Viștei, iar spre est de dealul Cusugin (328 m). Se află situată la altitudinea medie de 540 m, relieful învecinat atingînd valoarea maximă de 650 m, iar cea minimă de 350 m, deasupra nivelului mării Adriatice.

În ceea ce privește structura geologică valea Suceagului se încadrează în formațiunile terțiare ale eocenului mijlociu, caracteristice regiunii, imediat învecinate Clujului. Ca formațiuni geologice mai tipice predomină stratele de Cluj, în care apar calcarele grosiere, exploatate destul de intens, cu alternanțe de argile, marne și chiar tufuri dacitice, în partea de răsărit a bazinului.

Direcția generală de cădere a stratelor este spre nord-est. În zona de luncă se întîlnesc bogate aluviuni, precum și sol coluvial.

Din punct de vedere morfologic bazinul văii Suceagului se include în unitatea geografică cunoscută sub denumirea de „dealurile Clujului”, caracterizată prin numeroasele sale forme structurale care se pot urmări cu ușurință în regiunea studiată, fiind strîns legate de prezența platoșei de calcar grosier. Frecvența umerilor din bazinul Nadășului și din zona de izvoare a văii Suceagului, trădează existența a cel puțin două nivele geomorfologice.

În cursul inferior al Nadășului se întîlnesc și două terase : una de 4—6 m și alta de 12—14 m altitudine relativă. Deși apar sporadic, sincroni-zarea lor se poate face destul de ușor cu cele ale văii Someșului Mic la Cluj. În punctul de confluență valea Suceagului și-a alcătuit un vast con de dejecție datorită caracterului său de torențialitate. Pe traseul acestui con și a întregului torent se produc revărsările în timpul marilor viituri.

Versanții văii, care au o pantă generală de 25—30°, prezintă numeroase forme de alunecări și prăbușiri. Explicarea lor se leagă de frecvența formațiunilor argiloase, favorabile de obicei dezvoltării acestor fenomene.

Evoluția formelor morfologice din valea Suceagului este într-o strînsă dependență de aceea a văii Nadășului. Ținînd seama de faptul că valea Nadășului, deși intens evoluată, datorită debitului mai redus, n-a reușit încă să-și echilibreze profilul longitudinal după acela al Someșului Mic, este firesc ca și valea Suceagului să apară suspendată.

În ceea ce privește clima, dat fiind faptul că Suceagul se găsește situat în imediata apropiere a orașului Cluj, vom utiliza datele cunoscute pentru această stațiune. De altfel ele concordă, iar unele mici diferențieri s-ar putea datora numai condițiilor speciale de microclimat. Zona studiată se încadrează în regiunea climatică Dfb (transcarpatică). Temperatura medie anuală, urmărită în perioadele 1896—1915 și 1926—1940, se menține la Cluj în jur de 8° (8°,3). Oscilații mari de temperatură întîlnim uneori în luna iulie, cînd se ajunge pînă la +35°C, iar în lunile mai reci și cu ierni extreme, ca de exemplu în 1929, temperatura coboară pînă la —35°C. Amplitudinea anuală este egală cu 23°,7. Media de iarnă —2°,7; primă-vara 8°,7; vara 18°,3; toamna 8°,9.

Urmărind variația precipitațiilor, în același interval de timp, se constată că media anuală a acestora atinge la Cluj 636,3 mm. Cele mai abundente precipitații se constată vara (270,1 mm) și cele mai reduse în lunile de iarnă (77,9 mm).

Vânturile mai frecvente sînt cele de nord-est, ca ramificații ale Cri-vățului, care bat mai ales iarna. Mai trebuie semnalată frecvența în timpul verii a vînturilor de vest cu caracter mai blînd și bogate în precipitații. Deși valea este scurtă, totuși nu lipsesc vînturile locale sub formă de brize.

Valea Suceagului are un profil longitudinal accentuat. Variația de pantă de la izvor pînă la confluența cu Nadășul este de 48 m/km, ceea ce dovedește caracterul său torențial. În cuprinsul văii se întîlnesc numeroase rupturi de pantă structurale, în legătură mai ales cu orizonturile rezistente de calcare. Cu întregul ei complex de torenți și afluenți prezintă o densitate medie de 0,50 m/km². Debitul văii Suceagului este foarte mic și variabil, așa că nu poate fi utilizat în scopuri practice.

Tipul de sol este brun-roșcat de pădure, iar pe virfurile Ciuha și Legheleu sînt frecvente rendzinele formate pe calcare. În lunca văii Suceagului întîlnim un bogat sol aluvial rezultat din denudarea versanților.

Bazinul văii Suceagului este cuprins în zona silvostepii, provenită din despădurirea vechilor păduri. Pe versanții văii întîlnim terenuri agricole și finețe în care predomină gramineele. Culmile dealurilor sînt în parte acoperite cu păduri de stejar asociate cu carpen și o serie de arbuști (păducel, alun etc.). Este de relevat faptul, că pădurile au fost în mare parte distruse de către om, ceea ce a favorizat degradarea terenurilor.

După ce am văzut factorii principali care determină degradarea terenurilor, precum și aspectele fizico-geografice ale văii Suceagului, vom căuta să studiem, pe mici unități, formele de degradări și intensitatea lor. După „Studii și cercetări” publicate de Institutul de cercetări silvice¹⁾, am utilizat următorii indici de eroziune :

— Pentru soluri de pădure nepodzolite :

Eroziune de gradul I

Soluri cu eroziune imperceptibilă (neaparentă)

Eroziune de gradul II

Soluri cu eroziune slabă pînă la moderată. S-a pierdut pînă la 50 % din orizontul cu humus.

Eroziune de gradul III

Soluri cu eroziune puternică. S-a pierdut mai mult de 50 % din orizontul cu humus, pe alocuri apare la zi orizontul intermediar A/C sau B.

Eroziune de gradul IV

Eroziune foarte puternică. A fost erodată cea mai mare parte a orizontului intermediar A/C sau B. Pe alocuri orizontul C apare la zi.

Eroziune de gradul V.

Eroziunea excesivă. A fost distrus și s-a pierdut întregul strat de sol ; apare la zi roca mîmă. În care se poate continua eroziunea în suprafață (roci moi).

După configurația actuală a reliefului, din valea Suceagului, întreaga regiune a fost împărțită în trei unități : bazinul superior, bazinul mediu și bazinul inferior, în funcție de care vom face și descrierea fenomenelor de degradare.

¹⁾ 1953, seria I, vol. XIII.

1) *Bazinul superior* se întinde de la obârșia văii și pînă la confluența acesteia cu pîrăul Grădinii, porțiunea ce poartă denumirea de valea Șargu și reprezintă de fapt adevărata zonă de colectare a apelor, provenite din ploi și topirea zăpezilor.

Eroziunea solului este foarte variată pornind de la spălările superficiale și pînă la ogașe. Intensitatea deosebită a fenomenelor se explică prin diferențele de pantă, de expoziție, de sol și de utilizare a terenurilor. Pe versantul stîng, începînd chiar din cumpăna de ape dealul Batori, pantele cresc treptat, de la 5—10° pînă la 15—20°, în zona cu expoziție sudică și sud—vestică. Pe culme predomină ca soluri rendzinele formate pe substrat calcaros înierbate parțial și slab erodate (eroziune de gradul II). Porțiunea este utilizată ca teren agricol, ceea ce contribuie la spălarea mai ușoară a solului fertil. Spre aval, pînă la limita bazinului, tot pe același versant panta variază între 7 și 30° avînd o expoziție sudică. Pe măsură ce se accentuează înclinarea sa (15—25°) crește și eroziunea, atîngînd gradul IV. În partea superioară orizontul *B* constituie stratul arabil, cu o grosime de 20 cm nestructurat. Orizontul *C* prezintă slabe infiltrații de humus pe circa 10—15 cm, precum și resturi de calcar nedezagregat; în partea inferioară, unde panta este mai mică (15—12°) solul este coluvial, iar la 10° eroziunea scade la gradul II.

Substratul petrografic al întregului versant este alcătuit din calcar grosier. În porțiunea de șa dintre dealul Batori și dealul Mortonușa panta variază între 20 și 5°, avînd expoziție vestică, pentru zona care privește bazinul Suceagului. Alături de fenomenele de eroziune este prezentă aici și coluvionarea. Covorul vegetal ierbos este în curs de consolidare, pe un teren provenit din despăduriri mai vechi.

Dealul Mortonușa de pe partea dreaptă a văii are în general același aspecte ca și dealul Batori prezentînd însă o eroziune ceva mai accentuată, de gradul III. Se întîlnesc și aici numeroase resturi de calcare. Terenul este folosit pentru izlaz, la degradarea lui contribuind în bună măsură pășunatul irațional. Spre aval versantul are expoziție nordică și nord—nord—vestică și pante încadrate între 15 și 20°. Solul dominant este brun-roșcat de pădure în care se întîlnesc numeroase fragmente de calcar grosier. Eroziunile ating gradul IV, chiar și acolo unde panta este sub 20° și solul slab coluvionat. Pe suprafețele despădurite recent, procesul de degradare nu trece de gradul II. Sînt destul de frecvente șiroirile și ogașele. Terenul este terasat artificial prin arăturile făcute în lungul curbelor de nivel. În zona cu excepție nord-vestică panta prezintă alunecări, unele vechi și destul de masive, altele recente și în stadiul incipient. Prezența unui izvor cu debit permanent face ca o parte a suprafeței să fie întotdeauna umedă. Sporadic apar cîteva ravene, reprezentînd eroziunea cea mai activă (gradul V).

2) Aceeași diferențiere a procesului de eroziune o întîlnim și în *bazinul mediu* al văii Suceagului care este cuprinsă între confluența cu pîrăul Grădinii și limita nordică a satului. Versantul stîng este ușor ondulat, avînd expoziție sudică. Panta se menține în partea superioară între 30 și 40° scăzînd spre bază la 10°. Se întîlnește o eroziune de gradul IV în porțiunea cu pantă de 40 și 30° și de gradul III în cea cu pantă de 15 și 10°. Solul este brun-roșcat de pădure. Orizontul *A* lipsește, eroziunea ajungînd pînă la *B* și chiar *C*. Pe teren se întîlnesc resturi de calcar grosier. În unele porțiuni se află slabe infiltrații de humus, puternic tasate

prin pășunare. Către piciorul pantei solul este coluvionat cu materiale provenite din zona superioară. Suprafața înierbată și stabilă este folosită ca izlaz. Roca mumă, alcătuită din calcar grosier, prezintă dezagregări pe adâncime de aproximativ 70 cm. Versantul drept se deosebește de cel stîng prin prezența ravenelor. Are expoziție nordică și nord-vestică și pante variate, ajungînd în unele porțiuni la 20—35°, iar în altele menținindu-se în jur de 10°.

În funcție de acestea și eroziunea este mai activă (gradul III și IV) sau mai puțin activă (gradul II). În cîteva puncte apar alunecări care tulbură poziția normală a orizonturilor de sol, alunecări cauzate de stratul de argilă înfilnit la aproximativ 3 m profunzime. Solul este brun-roșcat de pădure cu orizontul superficial pe alocuri bogat în humus, pe care s-a fixat covorul vegetal ierbos. Cîteva petice de pădure protejează foarte evident pătura de sol. Suprafețele cele mai accentuat erodate se întind în lungul ravenelor, a căror frecvență este aici destul de mare.

3) *Bazinul inferior* prezintă eroziuni mai slabe în raport cu zonele descrise pînă în prezent. Pe versantul drept aceste eroziuni apar sporadic și pe suprafețe restrinse, acolo unde pantele ating 20—30°, avînd intensități care variază între gradul II și III. Pe cel stîng procesul de degradare încă nu s-a semnalat. Solul, format pe calcare, parțial înierbat, este folosit în prezent pentru izlaz din care cauză prezintă numai fenomene de tasare.

Aspectul degradărilor în talvegul Suceagului și afluenților ei

Valea Suceagului se întinde pe o lungime de 5,600 km. De la obîrșie și pînă la confluența cu primul ogaș de pe stînga, fundul albici este înierbat și lipsit de fenomene de eroziune. În continuare, pînă la punctul de confluență cu primul ogaș, de pe partea dreaptă, fundul este numai parțial înierbat și pe alocuri mlăștinos, ceea ce dovedește că este pe punctul de a atinge pinza freatică. În aval, pînă la valea Grădinii, eroziunea este evidentă și se pot urmări tendințe de adîncire a talvegului, malurile căpătînd aspect abrupt și manifestînd pe alocuri începuturi de alunecare. În partea inferioară sînt foarte frecvente depunerile care formează un vast con de împrăștiere, acoperit actualmente în întregime de covorul vegetal ierbos. Valea și-a croit prin acest con un nou canal de scurgere în care se manifestă destul de activ eroziunea laterală și tendința de împotmolire în punctul de vărsare.

De la izvor și pînă la prima confluență malurile văii Suceagului au pante reduse (1—5°), consolidate și complet acoperite cu vegetație. Între prima și a doua confluență malurile sînt slab erodate numai la baza lor. În rest sînt protejate de ierburi și vegetație lemnoasă (sălcii, soci, salcîmi etc.). Pînă la valea Grădinii și de aici pînă la vărsare ele sînt abrupte și numai parțial prinse de vegetație. La viituri apa iese din mătă și inundă satul, podul de cale ferată Oradea-Cluj, podul de pe șoseaua Cluj-Mera, ale căror deschideri nu permit scurgerea normală a apelor.

Valea Budăului este tributară pe dreapta văii Suceagului avînd o lungime de numai 1,800 km. De la obîrșie manifestă tendința de eroziune intensă avînd fundul adîncit, ceea ce dovedește că profilul său longitudinal nu este echilibrat cu acela al văii Suceagului. Pe traseul mijlociu valea

a fost parțial amenajată și slujește în prezent ca arteră de comunicație locală. În zona de confluență fundul se adâncește din nou în strinsă legătură cu evoluția văii Suceagului. Malurile sale sînt în general abrupte și destul de adînci în raport cu lungimea, ceace denotă caracterul său torențial precum și faptul că manifestă o eroziune intensă în timpul

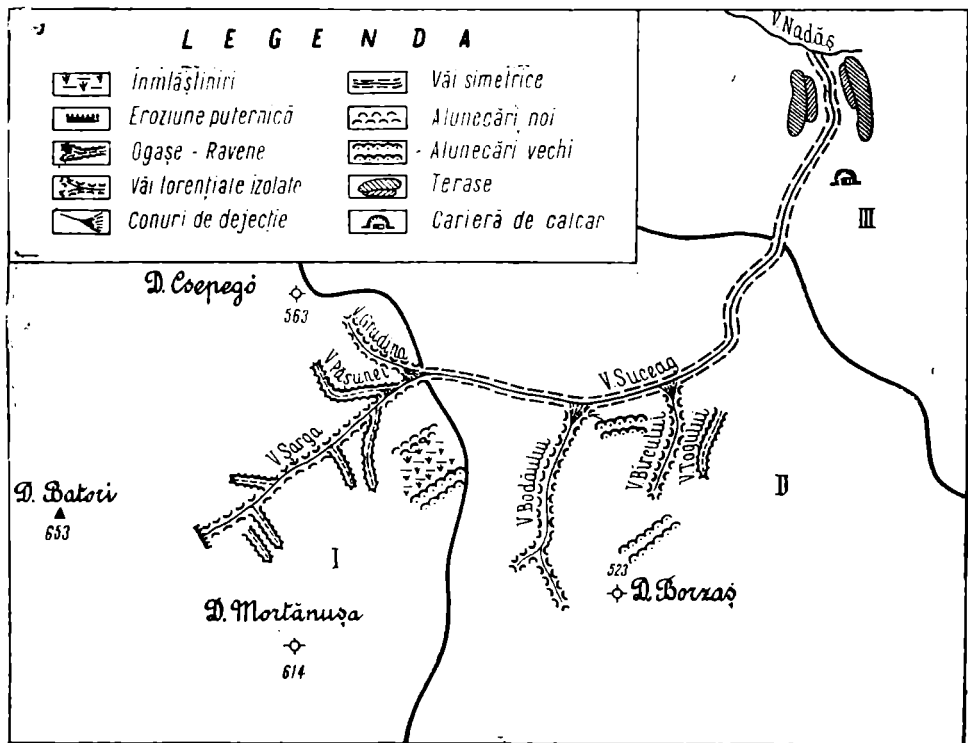


Fig. 1. — Harta geomorfologică a văii Suceag - raionul Cluj (Intocmită de Maria Călinescu).

averselor. Deși în porțiunea inferioară ele ating chiar 3 m înălțime, la viituri nu sînt excluse uneori inundațiile.

Văile Grădinii și la Pășuni sînt mici (300 și 450 m) și nu au apă decît în timpul topirii zăpezilor sau în timpul ploilor. Profilul longitudinal în trepte indică procesul incipient de formare a lor. Nu putem vorbi deocamdată despre versanți propriu-ziși întrucît acești torenți încă nu și-au croit un organism clar.

Aceleași trăsături le prezintă văile Bircului, Togului, și Fundăturii, a căror lungime se menține între 400 și 650 m. Influența lor negativă se resimte în timpul averselor cînd contribuie nu numai cu cantități importante de apă, mărînd și debitul Suceagului, dar mai ales cu numeroase aluviuni (bolovănișuri calcaroase) pe care le transportă și le depun peste terenurile de culturi.

Bazinul actual al văii Suceagului s-a îmbogățit cu o serie de ravene, cea mai mare parte din ele luînd naștere în anul 1940, an deosebit de

ploiis pentru regiunea Clujului. Continua lor adâncire constituie un pericol permanent, întrucît pe măsură ce trece timpul se reduc din ce în ce mai mult suprafețele productive ale terenurilor din jur.

Acțiunea torenților s-a resimțit și asupra drumului de exploatare care leagă comuna Suceag de Gilău și care pe alocuri a fost adîncit în așa măsură, încît a devenit impracticabil.

Posibilități de amenajare a regiunilor degradate

Terenurile degradate din regiunea studiată se datoresc, în cea mai mare parte, despăduririlor (aproximativ 300 ha) și transformării lor în loturi agricole sau izlazuri, care au fost pășunate intens.

Despădurirea este expresia cea mai clară a lipsei de prevedere a societății și ea a caracterizat regimul burghezo-moșieresc, lacom de câștiguri mari. Coastele se degradează pentru că, desgolite de învelișul vegetal (amortizorul loviturilor), de rețeaua de rădăcini (sistemul de baraje) și de pătura moartă (buretele acumulator) primesc direct loviturile precipitațiilor și dacă mai intervine pe același loc și pășunatul, ruina este asigurată.

Ca să se pună stavilă acestui fapt trebuie să acționăm împotriva cauzelor, împotriva forțelor mereu vii.

În regiunea Suceag eroziunea de suprafață în terenurile agricole a ajuns la orizonturile *B* și *C*, stratul cu humus fiind în cea mai mare parte spălat de ape. Pe vîrfurile Ciuha și Leghelcu solul se menține dar este foarte subtire. O bună parte din terenuri au fost părăsite, nemaiputînd fi folosite pentru culturi. Pășunile sînt și ele parțial erodate și brăzdate de numeroase cărări făcute de vite, cu surpări între cărări și pe alocuri cu alunecări superficiale.

Suprafața totală a bazinului Suceag este de 369,51 ha, repartizată, în funcție de utilizarea sa, după cum urmează ¹⁾: pășune sau izlaz — 132,20 ha, diverse culturi — 217,45 ha, păduri — 8,18 ha, alte terenuri — 6,18 ha, ravene — 5,50 ha.

Pe terenurile cultivate, în majoritate cu plante prășitoare, șiroirile formate în urma ploilor torențiale au erodat orizontul cu humus, datorită texturii nisipoase a solului predominant și destrucției acestuia prin lucrări agricole pe pante mari. Eroziunea în suprafață a evoluat repede, iar pe alocuri s-a transformat în eroziune de adîncime reprezentată prin lungimi și lărgimi diferite.

Izlazurile reprezintă circa 20% din suprafața bazinului de recepție, majoritatea lor provenind din despăduriri.

Față de situația actuală se propun lucrări de împădurire, restricții la pășunat și înlocuirea plantelor prășitoare cu plante perene. De asemenea, trebuie executate lucrări pentru prevenirea și înlăturarea inundațiilor provocate de valea Suceagului, în timpul ploilor torențiale, mai ales că acestea amenință nu numai o serie de așezări și terenuri de cultură, ci și calea ferată Cluj—Oradea. Cele mai potrivite amenajări, în acest scop, ar fi barajele transversale pe torenți și cleionajele de pantă.

¹⁾ Datele statistice ne-au fost puse la dispoziție de către Ocolul silvic - Cluj.

Este necesar a se remedia răul de la început. Totdeauna cînd avem de-a face cu torenți mici sau ravene a căror eroziune este puțin avansată, instalarea pădurii devine posibilă fără sprijinul unor lucrări de corecție prea importante.

Intrucît în regiunea comunei Suceag, așa cum rezultă din expunerea de mai sus, majoritatea terenurilor degradate se pot recîștiga pentru economie fără eforturi prea mari, se impune începerea necondiționată a lucrărilor de amenajări. Numai în felul acesta se poate remedia o situație care în viitorul apropiat ar putea cauza aici adevărate dezastre economice

A N E X E

Analiza degradărilor pe parcele

Eroziune de gradul V

Eroziune excesivă. A fost distrus și s-a pierdut întregul strat de sol; apare la zi roca mîmă în care eroziunea în suprafață se poate continua (roci moi).

După configurația actuală a reliefului văii Suceagului, întreaga regiune a fost împărțită în mai multe suprafețe notate cu diferiți indici.

Suprafața A

Versantul are o expoziție sudică și sud-sud-estică. Panta reliefului de la vîrf spre bază este de 30-20 15-10°.

Se întîlnește o eroziune de gradul IV în porțiunea cu panta de 30 — 20° și de gradul III în cele cu panta 15 — 10°. Solul este brun-roșcat de pădure. Orizontul A lipsește, eroziunea ajungînd pînă la orizontul B și chiar C. Pe teren se întîlnesc resturi de calcar grosier. Efervescenta se produce de la suprafață în părțile cu eroziune de gradul IV și la circa 20 cm adîncime la cele cu eroziune de gradul III. În unele porțiuni se află slabe infiltrații de humus, puternic tasate prin pășunare. Versantul inferior al parcelei are un sol coluvial, cu material provenit din partea superioară. Suprafața este înierbată și stabilă fiind folosită ca izlaz. Substratul petrografic este alcătuit din calcar grosier dezagregat de 70 cm.

Suprafața B

Versantul este ușor ondulat avînd o expoziție sudică. Panta reliefului se menține în partea superioară între 30 și 40°, iar spre bază are 10°.

În porțiunea cu panta de 30 — 40° eroziunea este de gradul IV. Pe sol se întîlnesc fragmente de calcar grosier nedezagregat, iar efervescenta se produce la suprafață. Substratul petrografic fiind alcătuit din calcar grosier este exploatat prin cariere.

În suprafața cu panta de 10° întîlnim un sol coluvial bogat în humus. Terenul se folosește ca izlaz. Este puternic tasat prin pășunat.

Suprafața C

Pe acest versant panta variază între 7 și 30°; are o expoziție sudică. Eroziunea este de gradul IV. În partea superioară a versantului, orizontul B constituie stratul arabil, cu o grosime de 20 cm fiind nestructurat. În partea inferioară a versantului, unde panta este mai mică, de 15°, solul este coluvial, întrebunîndu-se pentru agricultură.

Substratul petrografic este alcătuit din calcar grosier dezagregat.

Suprafața D

Versant cu panta de 25 — 10° și expoziția sudică și estică. În porțiunea de pantă cuprinsă între 25 și 12° eroziunea este de gradul IV. Orizontul C prezintă slabe infiltrații de humus pe circa 10 — 15 cm, precum și resturi de calcar nedezagregat. Efervescenta se face de la suprafață.

Baza pantei (de 12°) este puțin coluvionată, iar cea de 10° ne înfățișează o eroziune de gradul II. Substratul petrografic al acestei suprafețe este format din calcar grosier. Terenul se folosește pentru culturi agricole.

Suprafața E(I)

Este un versant slab înclinat avînd panta de 15° în zona cu expoziție nordică și de 5 — 15° în zona cu expoziție sudică. Panta crește ușor numai spre sud-vest unde atinge 20°. Eroziune de gradul II. Predomină rendzinele formate pe substrat calcaros, înierbate parțial și ușor erodate. În prezent este utilizată ca teren agricol.

Suprafața F(I)

Versant cu expoziție nordică și nord-vestică. Panta este mai accentuată variînd între 15 — 30°. În zona cu expoziție nord-vestică terenul este acoperit cu alunecări. Pe porțiunea

cuprinsă între 20 și 30° inclinare de pantă, solul este brun-roșcat de pădure, cu fragmente de calcar, iar eroziunea atinge gradul III. Se înregistrează eroziuni de gradul IV acolo unde panta este sub 20°, iar solul slab coluvionat. Folosița actuală a terenului : culturi și fânețe.

Suprafața G (I)

Prezintă aspect de versant cu expoziție nordică și nord-nord-vestică și cu pante variind între 15 și 20°. Solul dominant este cel brun-roșcat de pădure în care se întâlnesc numeroase fragmente de calcar grosier. Eroziunea atinge gradul III și IV. Pe alocuri apar șiroiri și ogașe. Terenul este terasat artificial prin arăturile făcute în lungul curbelor de nivel.

Suprafața H (?)

Versant cu pantă între 5 și 30° și cu expoziție variată : nordică, nord-estică, sud-estică, sud-sud-vestică. Solul este alcătuit din rendzine formate pe substrat calcaros, orizontul cu humus avînd maximum 20 cm grosime. Eroziune de gradul III pe cea mai mare parte a suprafeței. Sporadic apar și eroziuni de gradul IV și chiar de gradul V, mai ales de-a lungul ravenei Bodăul. Terenul se folosește în prezent pentru culturi agricole și parțial pentru izlaz.

Suprafața I (I)

Versant cu expoziție estică, avînd pante care variază între 10 și 30°. Eroziune de gradul III. Pe alocuri apar alunecări vechi, destul de masive. Prezența unui izvor cu debit permanent face ca o parte a suprafeței să fie întotdeauna umedă. Solul în general nemierbat este folosit ca izlaz pentru porci.

Suprafața K

Are expoziție nord-vestică înglobîndu-se în categoria versanților, cu o pantă de 10 – 30°. Covorul vegetal este intens dizlocat datorită numeroaselor cărări provenite din pășunatul abuziv și neorganizat. Se înregistrează eroziuni de gradul III și unele alunecări consolidate. Pe aproximativ 50 % din suprafața orizonturile de sol sînt amestecate din cauza alunecărilor.

Terenul este acoperit parțial de livezi care au contribuit la frînarea alunecărilor. Este necesar însă să se interzică pășunatul pe întreaga suprafață.

Suprafața L (II)

Are aspect de versant cu expoziția nord-vestică și cu o pantă care descrește progresiv de la 35 și pînă la 10°. Solul brun-roșcat de pădure este slab înierbat, brăzdat de cărări și cu eroziune de gradul III. Se folosește în prezent pentru izlaz, dar rentabilitatea sa este foarte redusă.

Suprafața M (II)

Versant în expoziție nordică și nord-vestică și cu o pantă cuprinsă între 30 și 5°. Este utilizat ca izlaz și prezintă eroziuni mai reduse, de gradul II, datorită faptului că a fost despădurit recent.

Suprafața N (I)

Versant cu expoziție nordică și cu o pantă de 15°. Eroziuni de gradul II, mai rar de gradul III s-au produs recent prin folosirea ca izlaz a unei zone de defrișare. Ca la majoritatea cazurilor enumerate pînă acum, substratul petrografic este calcaros. Solul, nemierbat, este ușor erozibil.

Suprafața O (I)

Prezintă aceleași trăsături ca și unitatea imediat superioară, avînd numai o expoziție nord-estică și o eroziune ceva mai accentuată, de gradul III. Se întâlnesc numeroase resturi de calcare. Terenul este folosit pentru izlaz.

Suprafața P (II)

Este un versant cu pante mai domoale (10°) și cu expoziție nord-vestică. Pe solul brun-roșcat de pădure, cu un orizont superficial destul de bogat în humus, s-a fixat un covor vegetal ierbos stabil în care eroziunea este incipientă (gradul II). Terenul este utilizat ca izlaz.

Suprafața Q (II)

Are expoziția nord-vestică și pante destul de accentuate variind între 35 și 10°. În funcție de acestea și eroziunea este mai activă (gradul III și IV). Pe alocuri apar alunecări care au tulburat poziția normală a orizonturilor de sol. Terenul este acoperit parțial cu pădure și în această regiune solul este protejat. În rest utilizarea sa pentru pășunat a dus la degradări mai accentuate.

Suprafața R (III)

Versant nord-estic cu panta de 30 – 20°. Eroziune de gradul IV. Covorul vegetal ierbos este întrerupt de numeroase cărări făcute de vite. Substratul petrografic : calcar grosier.

Suprafața S (III)

Prezintă aspect de versant ușor ondulat, cu expoziție nordică și cu eroziune de gradul II-III. Solul, format de calcare, parțial înierbat este utilizat în prezent pentru izlaz, din care cauză prezintă fenomene de tasare. Panta de 15°.

Suprafața T (III)

Versant ondulat, cu pantă de 15° și cu expoziție nordică, prezintă eroziune de gradul II. Solul stabil, parțial înierbat, este folosit pentru izlaz.

Suprafața U

Versant inferior cu pantă de 20 — 5° și cu expoziție vestică. Alături de fenomenele de eroziune este prezentă și coluvionarea. Pătura vegetală, ierboasă este în curs de formare.

Suprafața V

Versant cu pantă de 10 — 15° și expoziție nordică. Solul netierbat prezintă eroziuni de gradul III.

Suprafața X

Se înglobează în categoria versanților cu pante accentuate (40 — 20°). Are expoziție nord-estică. Solul dominant este cel brun-roșcat de pădure. La aproximativ 3 m profunzime se află un strat de argilă. Eroziunea superficială atinge totuși numai gradul II, iar cea de adâncime este inexistentă, datorită faptului că terenul este împădurit.

Suprafața Y

Versant inferior cu pante de 10 — 15° în care solul prezintă cantități apreciabile de humus în orizontul superior. Eroziunea nu prezintă un proces prea pronunțat.

Suprafața Z

Înglobează ravenele 5 și 6 precum și valca Sarga. Pantele și expozițiile variază în funcție de traseul și de adâncimea ravenelor. Eroziunea foarte activă atinge gradul V.

ДЕГРАДАЦИЯ ГРУНТА В ДОЛИНЕ СУЧАГА (КЛУЖСКИЙ РАЙОН)

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В настоящей работе автор описывает виды деградации грунта на территории села Сучаг, вблизи города Клужа, исследованные в верхнем, среднем и нижнем бассейнах долины по степени эрозии.

Возникновение и эволюция деградации объясняется крутыми склонами (до 40°), рыхлостью пород (глина), отсутствием растительности и нерациональным использованием различных категорий грунта (использование некоторых участков земли, под пастбища).

В верхнем бассейне эрозия почвы носит весьма разнообразный характер, начиная от поверхностных смылов и до ложбин (эрозия II—V категорий) и балок; в среднем бассейне часто встречается эрозия III и IV категорий, а в нижнем бассейне эрозия носит менее интенсивный характер.

Деградация отмечается также в тальвеге долины и ее притоков.

Ввиду существующего положения вещей, автор предлагает произвести работы по облесению, ограничить пастьбу, заменить пропашные культуры многолетними травянистыми и произвести технические работы.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1 — Геоморфологическая карта долины Сучаг, Клужского района (составлена Марией Оălinescu).

DÉGRADATION DU TERRAIN DANS LA VALLÉE DU SUCEAG (DISTRICT DE CLUJ)

(RÉSUMÉ)

L'auteur expose les aspects de la dégradation du terrain dans la commune de Suceag, située aux alentours de la ville de Cluj, aspects étudiés en fonction de leur degré d'érosion dans le bassin supérieur, moyen et inférieur de la vallée du même nom.

La formation et l'évolution de ces dégradations sont dues aux pentes rapides (jusqu'à 40°), à la friabilité des roches (argiles), à l'absence de végétation et à l'utilisation irrationnelle des différentes catégories de terrains (utilisés comme pâturage communal).

Dans le bassin supérieur, l'érosion du sol est très variée, à commencer par les ablations superficielles jusqu'aux rigoles (érosions des II^e—V^e degrés) et aux ravins. Les érosions des III^e et IV^e degrés sont fréquentes dans le bassin moyen; enfin, le bassin inférieur présente des marques d'érosion assez faibles.

Des dégradations sont également signalées dans le thalweg de la vallée et de ses affluents.

Compte tenu de la situation présente, l'auteur propose des travaux de reboisement, des restrictions au pâturage, le remplacement des cultures à binage par des plantes pérennes et, enfin, l'exécution de travaux techniques.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte géomorphologique de la vallée du Suceag, district de Cluj (dressée par Maria Călinescu).]

BIBLIOGRAFIE

1. G. V I l s a n, *Procese elementare în modelarea scoarței terestre*. București, 1946.
2. . . . *Îndrumări tehnice în silvicultură*. Ministerul Silviculturii, București, 1949.
3. C. D. C h i r i ț ă și C. C e u c a, *Metode de cercetare și cartare a terenurilor degradate după grade de eroziune și tipuri stadiale*. București, 1953.
4. . . . *Atlasul climatologic al R.P.R.* București, 1950.
5. . . . *Colecția de Buletine meteorologice ale României*. București.
6. L. A. K o r e ț k a i a, *Eroziunea solului*. Editura de stat, București, 1951.
7. . . . *Spravocnik puteșestvennika i kraeveda*. Izd. Geogr. lit., Moscova, 1950, vol. II.

CONSIDERAȚII GEOMORFOLOGICE ASUPRA NISIPURILOR DIN CÎMPIA TECUCIULUI

DE

AL. OBREJA

Istoricul cercetărilor. Problema suprafețelor acoperite cu nisipuri în țara noastră este puțin studiată de geografi. Cele mai multe observații fizico-geografice și îndeosebi morfologice se datoresc geologilor, botaniștilor sau pedologilor. Asupra nisipurilor din Cîmpia Tecuci, informații generale și mai vechi se întîlnesc în lucrările următorilor autori: I. Simionescu (18); Sava Atanasiu, I. Atanasiu (1) și M. Răvăruț (17). Contribuții mai importante însă, asupra originii și morfologiei acestor nisipuri, au adus: N. Al. Rădulescu (16), C. I. Chiriță (6) și N. Florea (10). Lucrările acestor ultimi autori reflectă observații prețioase de teren și unele încercări de raionare geomorfologică. Studiile de teren pe care noi le-am efectuat în anii 1948, 1950 și 1953, au urmărit, în prealabil, precizarea originii acestor nisipuri, caracterele lor morfologice și hidrologice. Evoluția acestui complex nisipos a fost apoi privită în raport cu *structura reliefului* terasei pe care s-au depus, cu geologia regiunii înconjurătoare și cu evoluția rețelei hidrografice locale. Nota de față, aduce deocamdată numai unele precizări și considerații asupra genezei și morfologiei complexului nisipos din Cîmpia Tecuciului.

I. REPARTIȚIA GEOGRAFICĂ A NISIPURILOR ȘI STRUCTURA TERASEI

Suprafața ocupată de complexul nisipurilor din Cîmpia Tecuciului, de la Ungureni, Matca și pînă la Hanul Conachi, atît sub forma lor consolidată (fixe), cît și mobilă se ridică la aproximativ 15,5 km² (10). După N. Florea ele se desfășoară pe o lungime de 39 km și o lățime variabilă, între 0,5 și 5,5 km. Grosimea depozitelor crește de la cîtiva cm pînă la peste 10 m în axul orografic al nisipurilor din sectorul Blăjierilor.

Ceea ce trebuie remarcat este faptul că, dintre apele țării noastre, numai Dunărea în Oltenia posedă acumulări nisipoase masive și care depășesc pe cele de pe stînga Bîrladului inferior. Depozitele nisipoase ale Bîrladului însoțesc podul terasei a II-a (16 — 20 m) a acestei ape, larg desfășurată la sud de linia Ungureni-Matca. În sectorul nordic, zona

nisipurilor se bifurcă spre cele două văi, Bîrlad și Corozel, atingînd lățimea lor maximă, după care, se îngustează treptat spre Hanul Conachi, unde se pierd sub aluviunile noi ale Siretului.

Nisipurile mobile ocupă o zonă mult mai spre sudul complexului, între pădurea Torcești și Hanul Conachi, iar sporadic apar și în valea Bîrladului, la est de Tecuciul Nou, pe valea Corozelului și la est de pădurea Drăgănești (fig. 2). Nisipurile mobile ocupă o suprafață mult mai restrînsă, apreciată fiind la 1600 ha (10).

Terasa a II-a (de Cernicari), pe podul căreia sînt suprapuse aceste complexe nisipoase, prezintă de la nord spre sud o alcătuire geologică deosebită. La punctul *Rateș*, în dreptul orașului Tecuci, în carierele deschise lângă șosea, se observă o alternanță de pietrișuri și nisipuri cu structura torențială din care s-a recoltat o faună de mamifere extrem de bogată, formată din: *Elephas primigenius*, *Bos priscus*, *Rhinoceros tychorinus*, *Cervus* etc., o faună deci de climat rece sau temperat.

La sud de Cernicari, nisipurile devin masive, torențiale, dînd — prin aspectul lor fizic — numele satului „Malul alb”. Către Drăgănești și Barcea, în complexul nisipurilor, se intercalează argile și prundișuri pînă la sud de confluența Corozelului cu riul Bîrlad. Acest fenomen duce la apariția unui orizont acvifer pe fața terasei la mică adîncime. Mai spre sud, către Ivești și Liești, în structura terasei, domină un lehm cu nisip argilos la bază și care suportă pinza freatică, ce alimentează fîntînile din satele de pe acest nivel. Depozitele mai grosiere în nord și mai fine spre sud, indică prezența unei terase de *origine deltaică*, fluvio-lacustră, care înclină spre valea Siretului și Bîrladului.

II. ORIGINEA NISIPURILOR DIN CÎMPIA TECUCIULUI

În concepția autorilor care s-au ocupat de acest complex nisipos, la majoritatea stăruie originea *eoliană a nisipurilor*¹⁾ (6), (10), (17), iar la unii și aceea *fluvială* (10), (16), (18). Problema originii nisipurilor este importantă și de ea depinde caracterizarea justă, genetică a reliefului specific acestui landsaft. După observațiile făcute și din datele sondajelor pe care le posedăm, originea și morfologia nisipurilor din Cîmpia Tecuci, nu mai poate fi legată exclusiv de agentul eolian.

Vechile păreri, care în literatura existentă²⁾ (11) atribuie o origine eoliană nisipurilor de pe stînga Dunării (Oltenia), celor de pe dreapta Argeșului, Ialomiței, Călmățului, Buzăului și R. Sărat, trebuie revizuite.

Referitor la valea Bîrladului, I. Simionescu are pentru prima dată intuiția originii fluviale a nisipurilor de aici, încă din 1903, cînd afirmă: „explicarea provenienței e ușor de dat cunoscîndu-se constituția geologică a regiunii. Toți afluenții Bîrladului trec prin dealuri formate numai din nisip” (18)³⁾. Într-adevăr, *platforma pliocenică a Moldovei sudice* este alcătuită dintr-un complex de nisipuri, gresii și argile, care, după cum observă M. G. Filipescu (9), a dus la îmbătrînirea prematură a rețelei hidrografice prin procese de înnisipări pe cursul văilor.

¹⁾ Atanasiu Sava, *Geologie generală*. Curs. București, 1931—1932.

²⁾ Ibidem.

³⁾ p. 8.

Bîrladul, de la Crasna spre sud îndeosebi, cuprinde în albia majoră mari cantități de aluviuni nisipoase, depuse sub formă de scruntare, conuri de dejecție etc.

N. A. I. Rădulescu (16) consideră dunele de la confluența Bîrladului, ca aluviuni părăsite de acest riu în urma abaterii sale spre vest.

În cursul de *Geologie generală*, din 1931—1932, Sava Atanasiu socotea nisipul dunelor din România ca provenit din „luncile rîurilor ce le însoțesc”, iar cele de pe stînga Bîrladului din materialul adus de vîntul de sud-vest.

C. I. Chiriță (6) studiind din punct de vedere forestier nisipurile din sectorul Hanul Conachi, ajunge la concluzia că ele aparțin, datorită materialelor uniforme, *depunerilor eoliene*. În sondajele de mică adîncime (4—5 m), Chiriță găsește însă material lehm-nisipos de origine aluvionară.

În 1949, M. Răvăruț (17), ocupîndu-se de vegetația nisipurilor, le consideră ca o *depunere numai de origine eoliană*, materialele fiind aduse aici de vînturile de vest și nord-vest.

Recent, N. Florea aduce o importantă contribuție la cunoașterea originii și morfologiei acestor nisipuri, legînd în primul rînd geneza nisipurilor respective de fruntea *platformei* — cum o numește el — dintre Ungureni și satul Matca. Autorul recunoaște însă, că o parte din materiale provin și din aluviunile Bîrladului, depuse sub formă de dune pe actuala terasă (10).

În tratatele de geografie fizică, ale lui E. M. de Martonne (13), nisipurile dunelor fluviale sînt considerate ca aluviuni părăsite de rîuri. V. G. Bondarciuk, într-o lucrare de geomorfologie (3), subliniază că nisipurile de origine aluvionară ca izvor al acumulării formelor eoline sînt răspîndite în terasele fluviale, și că originea nisipurilor caracterizează totdeauna formele reliefului nisipos.

B. A. Feodrovici consideră că factorii principali în depunerea nisipurilor și a loessurilor (apa și vîntul), fac ca aceste depuneri să fie greu de separat în depozite „pur acvaticе” sau „pur eoline” (8).

În lumina acestor considerații generale, sprijiniți pe datele unor foraje și analize granulometrice sau mecanice, încercăm precizarea originii și morfologiei nisipurilor din acest cuprins.

Analizele mecanice efectuate de C. I. Chiriță pe o dună mobilă la sud de Hanul Conachi, indică „nisip mare” (0,5—0,2 mm) în proporție de 28,95% apoi nisip cu dimensiunea 0,1—0,002 mm în proporție de 25,59%. Prin sondajele efectuate de autor la 4—5 m adîncime, se constată o creștere a procentului de argile (cu dimensiunea granulară < 0,002 mm), devenind treptat „nisip lehm”, premergător deci depunerilor nisipoase (6).

Analiza granulometrică efectuată de noi la Institutul agrotehnic din Iași, cu sprijinul asistentului V. Butnaru, asupra nisipurilor de la nord de gara Hanul Conachi, ne arată următoarea situație: *nisip grosier* (0,2 mm) în proporție de 35%, *nisip mijlociu* (între 0,2 și 0,06 mm) în proporție crescută de 60,4%, restul fiind fragmente de nisip cuarțos consolidat și cristale de cuarț. În nisipurile mobile de la estul satului Ivești am găsit *nisip grosier* (2 — 0,2 mm) 39,45%, *nisip mijlociu* (0,2—0,06 mm) în proporție de 58,45%, restul fiind fracțiuni de nisip fin sau fragmente

de nisip consolidat. La microscop, cristalele de cuarț apar colțuroase, nemodelate și deci puțin remaniate de vînt, deși probele au fost luate din zona nisipurilor mobile.

N. Florea constată în lucrarea sa (10) că atît analiza granulometrică, cît și *textura* acestor nisipuri, variază în raport cu relieful. La nord și în centrul regiunii se distinge o *textură nisipoasă*, ce trece treptat spre margini și sud în una *nisipo-lutoasă*. Prezența nisipurilor în relieful pozitiv și a elementelor argiloase în depresiuni și margini, pe lîngă alte date morfologice, ne întăresc și mai mult convingerea în existența *originii fluviale a nisipurilor*, remaniate în secundar și parțial de acțiunea *coliană*.

În raionarea morfologică și genetică a acestui complex deci, trebuie ținut seamă de ambii factori (apă și vînt).

Sonda în silozul *Barcea*, efectuat la 21,50 m adîncime în inima nisipurilor și terasei, vine, pe lîngă cele de mai sus, în sprijinul acestei teze (fig. 1).

În profil se observă de la sol spre adîncime: 2 m sol, 10 m nisip uscat galben, nestratificat la partea superioară, nisip argilos și stratificat la partea inferioară, ceea ce trădează originea sa aluvială. De la 12 pînă la 14,5 m pietriș, nisip argilos cu prima pînză acviferă.

De la 14,5 m pînă la 16 m urmează o argilă galbenă, nisipoasă, tare, ce susține orizontul freatic. Între 16 și 20,5 m este un orizont de pietriș mare de rîu, ce cuprinde al 2-lea orizont acvifer bogat și exploatabil, susținut de la 20,5 m în jos de argile stratificate.

Complexul de pietrișuri și argile aparține deci terasei a II-a, iar nisipurile sînt mai tinere decît acest relief. S-ar putea admite, că atît nisipurile, cît și pietrișurile superioare să aparțină depozitelor mai noi decît cele de terasă.

Un element nou în datarea și raionarea complexului de nisipuri îl constituie și terasa de 5—6 m a pîrăului *Corozel*. Pietrișurile și nivelul respectiv, rețază nisipurile vechi, înscrind pe fața terasei a II-a (de *Cernicari*), această formă de relief, mai tînără decît nisipurile fixate. Asupra acestei probleme vom reveni însă în cele ce urmează.

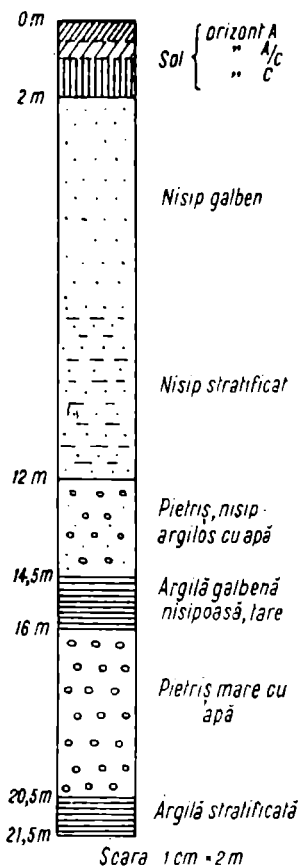


Fig. 1. — Foraj în nisipurile de la *Barcea*.

scriind pe fața terasei a II-a (de *Cernicari*), această formă de relief, mai tînără decît nisipurile fixate. Asupra acestei probleme vom reveni însă în cele ce urmează.

III. NISIPURILE DIN CÎMPIA TECUCI ȘI RAIONAREA LOR MORFOLOGICĂ

Relieful regiunilor cu nisipuri este considerat în geomorfologie ca cel mai nestabil dintre toate formele morfologice, datorită lipsei de aderență a particulelor din această rocă.

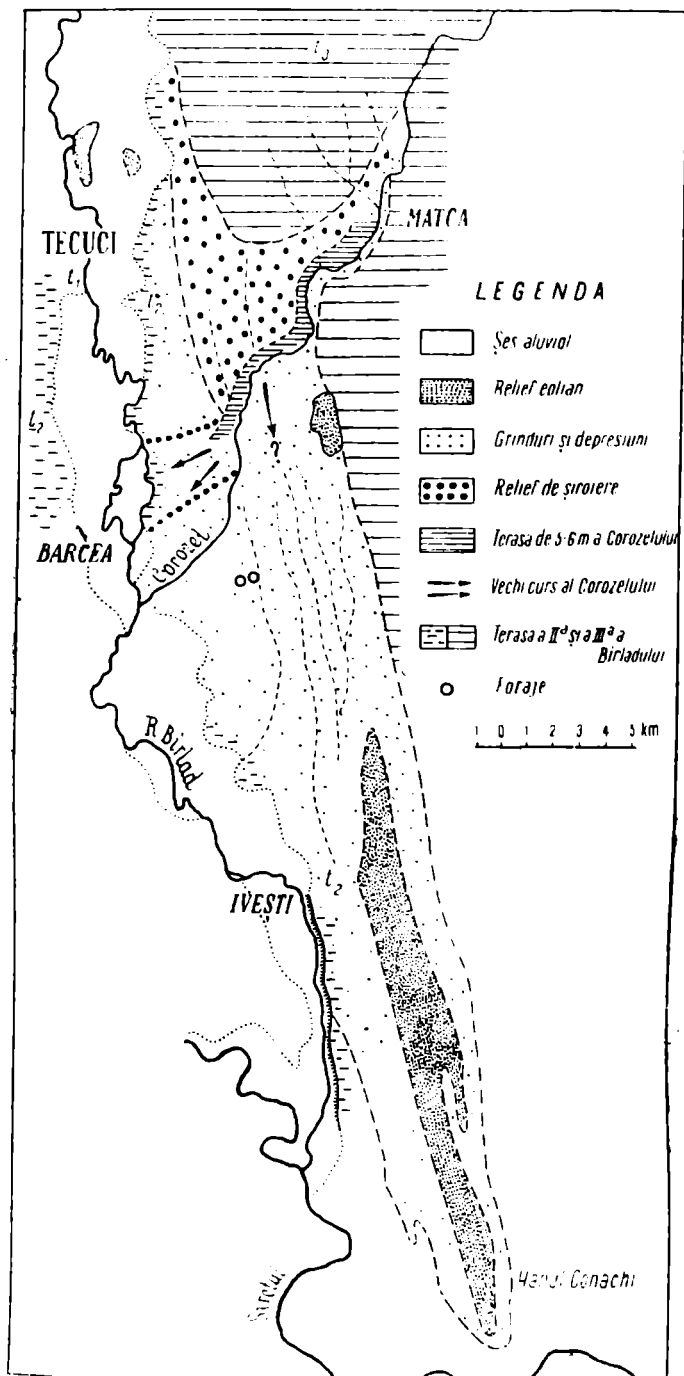


Fig. 2. — Nisipurile din Cîmpia Tecuciului. Schiță geomorfologică (întocmită de Al. O b r e j a).

Geografii consideră (13), (15), că *ceea ce caracterizează un relief nisipos* este tocmai lipsa de individualitate a formelor, care pretutindeni apar estompate. Într-adevăr, într-un climat arid, relieful nisipurilor este ușor dezorganizat, ajungînd repede la o fază înaintată de evoluție, față de un climat semiumed sau umed, unde liniile de relief nu sînt hotărîte exclusiv de factorul eolian. I. S. Sciukin recunoaște, că în regiunile mijlocii se întîlnesc la un loc tipuri de dune continentale, longitudinale, transversale și parabolice (19).

M. St. Ionescu-Balea conchide, în studiul asupra dunelor din Oltenia, că aceste forme sînt orientate de la vest spre est, în raport cu vîntul și cu direcția Dunării, iar materialul mai grosier se află mai aproape de fluviu (11). Autorul pune accentul însă pe factorul eolian în morfologia nisipurilor din Oltenia.

Relativ la raionarea morfologică a complexului nisipos din Cîmpia Tecuciului, studii de amănunt nu există. Pentru prima dată în 1931, N. A. Rădulescu (16) încearcă o compartimentare generală a dunelor, îndeosebi în trei grupe de relief și anume: 1) *grupul Hanul Conachi*, între calea ferată și Siret; 2) *grupul de la Șerbănești*, cu suprafața disimetrică și 3) *grupul cel mare de la Liești-Ivești*. Autorul remarcă dune mai bine conservate spre nord, precum și faptul că dunele nu posedă o singură direcție.

În 1952, N. Florea (10) raionează nisipurile în *fixe* și *mobile*, făcînd și unele aprecieri asupra reliefului de dune, prezent după autor în acest tip de relief peste tot în zona nisipurilor. Într-adevăr, în acest complex se disting două tipuri de nisipuri: unele mai răspîndite și *consolidate* și altele *mobile* sau în curs de fixare, care se deosebesc sub raport morfogenetic de primele. De aceea noțiunea de „dună” trebuie acceptată într-un sens restrîns și atribuită raionului cu nisipuri mobile și mai puțin nisipurilor fixate, unde a acționat agentul fluvial, creînd astfel, *grinduri* și nu dune.

Nu putem nici într-un caz atribui climatului întregul relief nisipos, mai ales că ne lipsesc datele asupra climei epocilor trecute în care s-au depus nisipurile. Analizînd relieful complexului de nisipuri, noi am desprins o morfologie specifică nisipurilor consolidate și alta în domeniul nisipurilor mobile (fig. 2).

1. *Morfologia nisipurilor consolidate*. Aceste nisipuri sînt evaluate la 13 500 ha (N. Florea) cu un relief ondulat în interfluvii și depresiuni, orientate NNW-SSE. Înălțimea creștelor trece de 10 m, iar dimensionarea dintre crește variază de la 200—300 m pînă la 1 km, ca de exemplu la est de Barcea. La sud de fruntea terasei înalte „de Ghidigeni”, între Matca și Tecuci, fenomenele de șiroire au înscris forme în care apare pregnant rolul morfologic al eroziunii intermitente. Pe unele spinări s-au suprapus cîteva movile (tumuli) preistorice, cum sînt Movila Cernicari, Movila Mare etc. Spre sud de Cernicari și apa Corozelului, undulările nisipurilor, în forme pozitive și negative, urmăresc consecvent valea Bîrladului, avînd un caracter longitudinal. Văile Beșicuța, Robilor și Arcaciu înscriu forme negative largi și în care apar fîntîni cu cumpănă. Pînă aproape de Ivești, acest relief *eroziv-acumulativ* este acoperit cu o manta de sol *eluvial*, groasă de aproximativ 2 m, format la suprafață dintr-un orizont (A) din seria cernoziomului, apoi un orizont (AC) de culoare brună-roșcată

și apoi un lehm de peste 1 m (C). Acest fapt, duce la o conservare a reliefului nisipos preexistent. Este singurul sector favorabil agriculturii, mai ales că lehmul are un rol impermeabil încât ține apa la suprafață. În depresiunile intermediare, particulele mai fine și argilele ocupă un procent mai mare. Uneori ele creează un substrat impermeabil ce formează ochiuri de apă, după cum se observă lângă biserica din Bucești.

Sectorul nisipurilor consolidate de la nord este creat deci prin acumulările torențiale din fruntea terasei de Ghidigeni, prin aluvionările liniare ale Bîrladului și Corozelului, care le-au depus sub formă de *grinduri fluviatile*, părăsite apoi prin deplasarea Bîrladului spre vest și prin adîncirea talvegului său.

Aici dunele, trebuie privite ca un element cu totul secundar, ca o remaniere eoliană parțială.

Acest raion cu nisipuri fluviiale vechi (preistorice) a fost secționat ulterior oblic de apa Corozelului. Acest pîrâu, peste albia sa majoră lată de 100—120 m, în sectorul nisipurilor, înscrie un *nivel de terasă joasă* de 5—6 m altitudine relativă peste talveg. Pietrișurile terasei Corozelului maschează astfel vechile nisipuri pînă la aproximativ 3 km în amonte de confluența cu Bîrladul. De aici spre vărsare, nisipurile acoperă acest nivel de terasă. În trecut Corozelul a curs spre Barcea, dovadă unele urme de pietrișuri, iar apoi și-a deplasat cursul spre sud, pe direcția actuală, formînd o vale adîncă, fără terase în cuprinsul nisipurilor mai tinere dinspre șesul Bîrladului. Terasa Corozelului este deci un indiciu principal în a atribui nisipurilor acestui raion o vechime mai mare ca a terasei de mai sus. Atît terasa, cît și nisipurile, sînt deci tinere și aparțin perioadei post-loessiene. Terasa de 5—6 m altitudine relativă a Corozelului trebuie considerată deci, sincronă cu terasa I „de Tecuci” a Bîrladului, fiind de vîrstă postglaciară sau postloessiană. Prezența acestei terase peste nisipurile respective, înlătură și rolul pe care l-ar fi avut climatul actual în schițarea reliefului nisipurilor mai vechi.

După origine deci, o mare parte din nisipurile fixe de la nord de Corozel s-ar putea considera ca fiind furnizate prin fenomenul de șiroiere din fruntea terasei a III-a „de Ghidigeni” și numai în parte, pe zonele laterale, de aluviunile Bîrladului și pîrăului Corozel. Sectorul sudic, cu masa nisipurilor mobile, este o urmare a aluviunilor depuse de Bîrlad și Corozel, remaniate apoi de factorul eolian.

Înălțimile maxime ale acestui relief în profil transversal urmăresc în genere atît sectorul central, cît și axul nisipurilor mobile (57 m sud de pădurea Barcea, 54 m nord de pădurea Torcești, 52 m la Blăjeriei de sus, 46 și 42 m în nisipurile mobile de la Ivești și Bucești). Ele prezintă o diferență de altitudine de 10 m față de podul terasei lipsit marginal de aceste depuneri.

Depresiunile dintre creste trebuie atribuite deci unui factor structural, ele ocupînd spațiul dintre grindurile fluviiale. În toponimia locală, ele poartă numele generic de „văi” (valea Țarinei, Rarăului, Beșicuței, Robilor, Arcaciului etc.).

Termenul de „grind” este însă localizat la periferia nisipurilor, la vest de Matca (grindul Căprioarei, Ulmului, Țarinei) și la est de Bucești, „dealul la Grinduri” după cum se reliefează și în harta 1/50 000.

Fără îndoială că, pe lângă acțiunea fluvială, influența vîntului dominant de nord, nu trebuie neglijată, căci ea este importantă, după cum

observă și T. Morariu în zona nisipurilor din Banat (14), unde se creează crovuri alungite sub acțiunea acestui agent.

2. *Morfologia nisipurilor mobile.* Nisipurile mobile, sau în curs de fixare, acoperă o suprafață de 1600 ha și ocupă sectorul sudic, cam de pe latitudinea satului Umbrărești. Ele ocupă mai mult latura estică pe o lungime de 18 km și o lățime ce variază între 0,5 și 1,5 km (10). Nisipurile mobile se mai întîlnesc, sub formă de insule, la est de pădurea Drăgănești, pe valea Birladului, la est de Tecuciul Nou și pe valea Corozel spre Matca. Acest raion nisipos, posedă o morfologie și origine deosebite față de compartimentul aluviunilor consolidate. Ca geneză, nisipuri mobile reprezintă remanieri eoliene, fie pe seama aluviunilor recente ale apelor locale, fie din nisipurile grindurilor mai vechi, suprapunîndu-se astfel peste relieful și faciesul geologic mai vechi (aluvionar). Asupra morfologiei lor, N. Al. Rădulescu remarcă într-o lucrare mai veche (16), că dunele de la Ivești-Șerbănești nu au o singură direcție, unele fiind în formă de „domuri”, altele în „zig-zag” și sînt datorite influenței eoliene. N. Florea (10) afirmă și el, că în nord aceste nisipuri prezintă numeroase „dîmburi” și dune în formă de „mobile” cu versanții lini spre nord.

În urma observațiilor făcute constatăm că microrelieful acestui sector nu este caracteristic deși în orografia întregului complex sudic, el ocupă cotele cele mai înalte, cu apa la mari adîncimi (între 10 și 21 m).

Tabloul nr. 1

Mediile anuale pe anotîmpuri ale vitezei vîntului și zilelor de calm absolut la Tecuci și Birlad, între 1936 și 1945¹⁾

Localitatea	Iarna		Primăvara		Vara		Toamna		Medie anuală	
	Viteza medie m/sec	Zile de calm absolut	Viteza medie m/sec	Zile de calm absolut	Viteza medie m/sec	Zile de calm absolut	Viteza medie m/sec	Zile de calm absolut	Viteza medie m/sec	Zile de calm absolut
Tecuci	2,0	20,5	2,6	8,6	2,0	11,0	1,7	17,4	2,1	14,4
Birlad	1,0	23,0	1,4	17	0,9	25	1,0	27	1,1	23

Microrelieful nisipurilor nestabile, constă într-adevăr dintr-o mare varietate de forme pozitive și negative. Între formele pozitive de relief predomină tipul de dune sub formă de mobile, valuri scurte, dîmburi sau ondulări transversale, iar în dreptul satului Bucești am întîlnit și forme de barcane de mici dimensiuni (50 m între brațe); toate aceste forme au versantul lin spre nord și nord-vest. În multe locuri, trunchiul arborilor este îngropat în bună parte, fapt ce dovedește nestabilitatea acestor nisipuri. Deplasarea nisipului fin se observă și în culturile de pepeni care, prin luna august, prezintă fructul acoperit în mare parte de acest material spulberat de vînt. La Hanul Conachi nisipurile au fosilizat solurile și au acoperit trunchiurile vechii păduri de *Quercus robur* în avansarea lor spre est (6). Spre sud, neregularitatea formelor pozitive crește și e datorită componentelor locale (vînturilor de vest, sud sau nord-vest) frecvente în sezonul cald și uscat. Roza vînturilor construită pentru orașul Tecuci,

¹⁾ După A. Cișman și N. Boțan.

indică frecvența vînturilor și nu tăria lor, care pare a influența orientarea dunelor. Tăria vînturilor actuale însă (după scara Beaufort) (4), aparține sectorului nord-vestic¹⁾ (7), după care urmează nordul și vestul (4) (tabloul nr. 1).

Atît climatul de stepă (B.S.ax), cu temperaturi medii anuale de + 10°, precipitații sub 500 mm, cît și indicele de ariditate 20—24, ușurează acțiunea agentului eolian (5) care a axat dunele pe direcția NNV-SSE, și nu pe direcția nord-sud.

Pe dunele nisipurilor mobile s-a creat indirect un climat local semi-deșertic datorită puternicii radiații solare.

Excavațiile sau formele de relief negative, închise sau deschise, sînt în acest domeniu produse atît prin deflația eoliană, cît și de spălările apelor temporare. Apa fiind mai aproape de suprafață cu solul mai bogat în humus, prezintă prin natura și umiditatea lor puncte de concentrare a vegetației. În unele depresiuni „tip Valea Rea” (6) solul levigat și apa stagnantă sînt condiții improprii vegetației. În general însă, formele negative sînt caracteristice vegetației arborescente cu specii de *Populus* (*alba*, *tremula*, *nigra*), *Betula* (*pendula verrucosa* Ehrh.) sau *Quercus robur*.

Zona nisipurilor mobile cu soluri incipiente de nuanță brună, cuprinde numeroase specii *arenarii*, rare pentru flora țării (după M. R ă v ă r u ț), precum și elemente de interes zoogeografic (*Eremias arguta deserti*, *Coluber gen Caspius*, specii de ortoptere, lepidoptere etc.), fapt care a impus ca o rezervație naturală regiunea Hanul Conachi, din 1940 (2), (17).

Pe lângă numeroasele suprafețe împădurite, care au fixat în parte aceste nisipuri, mai sînt încă spații care trebuie consolidate. Omul utilizează astăzi aceste porțiuni pentru culturi de pepeni, podgorie și livadă.



În concluzie, nisipurile din Cîmpia Tecuci prezintă un dublu interes : științific și practico-economic.

Geomorfologic, noi am stabilit un raion cu nisipuri *fixe*, de origine fluvială cu un relief pozitiv de *grinduri* cu nisipul stratificat la bază, ce trece în prundișuri de rîu. Nisipurile cuprind la bază un nivel freatic superior, urmat în depozitele terasei de-al doilea nivel freatic, cu caracter ușor ascendent în traseul forajului.

Formele negative, depresionare, cu caracter de *văi*, sînt datorite atît eroziunii normale a apelor intermitente, cît și deflației eoliene.

Peste acest complex se așterne pătura solurilor cu cele trei orizonturi, între care cel argilos este ușor impermeabil, fapt important pentru agricultura din acest cuprins. Acest complex de nisipuri este deci, de vîrstă postloessiană, mai vechi ca terasa Corozelului ce le secționează.

Raionul nisipurilor mobile, remaniat în secundar de vînt, cuprinde o topografie și relief de *tip eolian*, în curs de stabilizare. Relieful de dune este suprapus pe vechiul relief de acumulare fluvială a Bîrladului, pe vechile *grinduri*.

Excavațiile umede sau cele de „tip Valea Rea”, unele închise, sînt efectul eroziunii torențiale și deflației eoliene.

¹⁾ Atanasie Sava, *Geologie generală*. Curs. București, 1931—1932.

Solurile din acest cuprins sînt incipiente de tip cernoziomic, lipsite de substanțe coloidale și fără coerență. Umiditatea acestor nisipuri provine din infiltrarea precipitațiilor atmosferice, iar în timpul verii, și prin condensarea vaporilor din atmosferă (după concepția A. F. L e b e d e v).

Practico-economic, domeniul complexului nisipos din Cîmpia Tecuciului a pus și pune încă probleme speciale. Un studiu amănunțit asupra microreliefului pantelor, microclimatului, hidrologiei, solurilor etc. va pune bazele științifice pentru utilizarea rațională și deci, pentru o mai mare productivitate a acestor nisipuri, după exemplul oferit în acest sens de realizările din U.R.S.S. în zonele semiaride.

О ГЕОМОРФОЛОГИИ ПЕСКОВ РАВНИНЫ ТЕКУЧА

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

В настоящей заметке приводятся некоторые уточнения относительно происхождения и рельефа песков равнины Текуча, являющиеся результатом наблюдений на месте.

Согласно данным бурений, произведенных в нескольких местах, автор считает эти песочные отложения речными россыпями, обязанными своим происхождением как реке Бырлад, так и наносам от стекания потоков с передней части „Гидидженской террасы“. Основываясь на критериях генетического характера, автор намечает геоморфологическое районирование песчаного рельефа. Таким образом устанавливаются: морфологическое подразделение, связанное с рельефом отложений, нанесенных на севере потоками на лобной части „Гидидженской террасы“, подразделение с неподвижными песками и с рельефом прибрежных „пригорков“ и выветриваемые котловины. Участок зыбучих песков с рельефом дюн, образованных ветром, занимает южную часть и является рельефом, нанесенным на старые формации прибрежных пригорков и выветриваемые котловины.

Комплекс песков равнины Текуча представляет, кроме научного также и практически-экономический интерес; поэтому следует предпринять более подробное изучение микорельефа, склонов микроклимата, гидрологии и почв указанной местности.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1.—Бурение в песках Борчи.

Рис. 2.—Пески равнины Текуча. Геоморфологический чертеш (составлен А. Обрежа)

CONSIDÉRATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES SUR LES SABLES DE LA PLAINE DE TECUCI

(RÉSUMÉ,

Des observations faites sur place ont permis à l'auteur de cette Note d'apporter quelques précisions sur l'origine et le relief des sables de la Plaine de Tecuci.

D'après les données fournies par les forages, ces dépôts de sable sont considérés comme des dépôts fluviaux, dus tant à la rivière de Birlad

qu'à des processus de ruissellement sur le front de la „terrasse de Ghidigeni". Se fondant sur des critères génétiques, l'auteur esquisse une division géomorphologique du relief sablonneux. Il établit ainsi une sous-unité morphologique, liée à un relief de ruissellement dans le Nord, sur le front de la „terrasse de Ghidigeni", une sous-unité à sables fixes, à relief d'îlots de sable fluviaux et de dépressions d'érosion éolienne. Le compartiment des sables mobiles, au relief de dunes formées par l'agent éolien, occupe le secteur méridional, étant un relief superposé aux anciennes formations d'îlots de sable fluviaux.

Le complexe des sables de la plaine de Tecuci présente également un intérêt pratique et économique, à côté de son intérêt scientifique. C'est pourquoi on doit approfondir les études sur le microrelief, les pentes, les microclimats, l'hydrologie et les sols de la région respective.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Forage dans les sables de Barcea.

Fig. 2. — Les sables de la plaine de Tecuci. Esquisse géomorphologique (dressée par Al. Obreja).

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Contributions à la géologie des Pays Moldaves*. An. Inst. geol. rom., 1940, vol. XX.
2. Băcescu M. *Citeva interesante date herpetologice pentru fauna României și unele propuneri de rezervații naturale în legătură cu ele*. Rev. „V. Adamachi", 1937, nr. 3.
3. Bondarciuk G. V., *Geomorfologia zonelor cu climat în arid, 1949*. Studii de geografie 1952, vol. II.
4. Cișman Al. și Boțan N. V., *Considerațiuni asupra posibilității de folosire a energiei vântului în România*. Rev. „V. Adamachi", 1940, nr. 1—2.
5. Cernescu C. N., *Facteurs de climat et zones de sol en Roumanie*. București, 1934.
6. Chiriță I. C., *Nisipurile de la Hanul Conachi din punct de vedere naturalist și forestier*. I.C.E.F., 1937, nr. 3.
7. Cernescu N. și Bucur N., *Rezultate obținute la cartarea solurilor din jud. R. Sărat*. Dări de seamă ale Inst. geol. rom., 1948—1949, vol. 36.
8. Feodorovici A. B., *Spravočnik puțestvennika*. Moscova, 1950, vol. II.
9. Filipescu G. M., *Îmbătrânirea prematură a rețelei hidrografice din partea sudică a Moldovei dintre Prut și Siret și consecințele acestui fenomen*. Natura, 1950, nr. 5.
10. Florea N., *Contribuții la cunoașterea nisipurilor din Câmpia Tecuci*. Bul. Științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, t. IV, nr. 4, octombrie-noiembrie-decembrie 1952, p. 971.
11. Ionescu-Balea St. M., *Les dunes d'Ollénié*. Rev. géogr., Paris, 1923, t. XI, fasc. II.
12. Langhe K. O., *Podzemne vod na službe sojalističeskogo hoziaistva*. Moscova, 1950.
13. Martonne E. M., de, *Traité de géographie physique*. Paris, 1940, vol. II.
14. Morariu T., *Citeva considerațiuni geomorfologice asupra covoșurilor din Banat*. Rev. geogr., 1945, an. II.
15. Popp N., *Raporturi geografice între formă, rocă și structură*. Volumul „Cursuri" București, 1945—1946.
16. Rădulescu Al. N., *Dunele de la confluența Brladului*. Milcova, 1931, nr. 2.
17. Răvăruiț M., *Contribuțiuni la flora și vegetația nisipurilor dela Matca, Ivești, Hanul Conachi, jud. Tecuci*. An. Acad. Rom., 1949, seria A, t. II, mem. 29.
18. Simionescu I., *Contribuții la geologia Moldovei dintre Siret și Prut*. Acad. Rom., București, 1903.
19. Sciukin S. I., *Opti klasiifikații formt reliefa*. Voprosi gheografii, Moscova, 1946. culegerea I.

CITEVA OBSERVAȚII GEOMORFOLOGICE ÎN BAZINUL HIDROGRAFIC AL RÎMNEI

DE

I. DONISĂ

Izvorînd din culmea subcarpaților care constituie limita de est a Vrancei, Rîmna străbate depresiunea cu același nume, traversează o porțiune din partea de nord-est a Cîmpiei Romîne și se varsă în Putna.

Plecînd de la vărsare în amonte, pe stînga rîului, limita bazinului hidrografic trece prin apropierea Rîmnei, de-a lungul Oreavului, apoi pe culmea dealurilor : Cîrnituri, Teiului Săpat, Deleanu, Mutului, Chetroi, vîrfurile Alunului, Lacului, dealurile : Botului, Blajinului, Fața Oii ; vîrfurile Gîrbova, dealurile Carpenului și Lăstunii, apoi prin nordul localității Dumitrești, merge aproape în linie dreaptă pînă în satul Bordești și se îndreaptă spre Rîmna pe care o urmează la o distanță foarte mică pînă la vărsare.

Astfel așezat, bazinul hidrografic al Rîmnei se mărginește spre vest și nord cu bazinul Milcovului, iar spre sud cu cel al Rîmnîcului.

În limitele actuale, bazinul Rîmnei are suprafața de 342 km².

Nu au fost efectuate pînă acum studii care să se ocupe în mod deosebit de bazinul Rîmnei, dar se găsesc unele observații asupra acestuia, în lucrările cercetătorilor : E m m. de M a r t o h n e, R. S e v a s t o s, G. h. M u r g o c i, G. h. V î l s a n, L. M r a z e c, S t. M a t e e s c u, N. A. I. R ă d u l e s c u și M. P a u c ă.

Cercetările în această regiune le-am efectuat împreună cu I o a n P e n c u, în cadrul Institutului de cercetări geografice al R.P.R. Scopul urmărit de noi a fost cunoașterea cadrului fizic al regiunii în vederea utilizării raționale a terenului prin introducerea măsurilor agrotehnice înaintate.

De la vest spre est, bazinul hidrografic al Rîmnei (fig. 1) străbate următoarele unități geomorfologice : 1. regiunea subcarpatică ; 2. depresiunea intracolinară a Rîmnei ; 3. complexul piemontan pericarpatic ; 4. lunca Siretului.

1. *Regiunea subcarpatică*. Această regiune este constituită dintr-o serie de înălțimi orientate aproape nord-sud, prezentînd următoarele altitudini : vîrfurile Alunului 857 m, vîrfurile Lacului 828 m, Gîrbova 974 m. Din acestea pleacă spre est o serie de culmi ca niște contraforturi în care

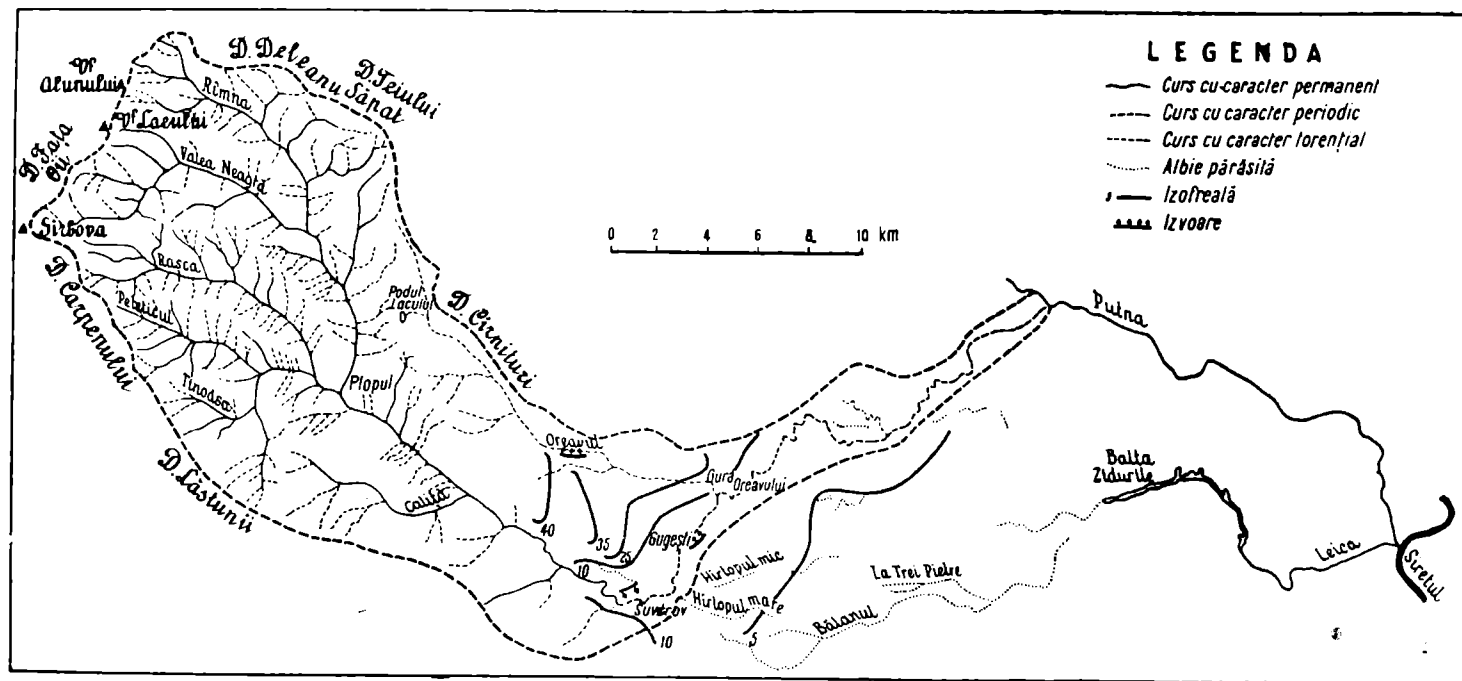


Fig. 1. — Harta hidrologică a bazinului râului Rîmna (întocmită de I. Donișă și I. Pencu)

eroziunea diferențială și-a imprimat caracterele. Rocile din această zonă aparțin mediteraneanului și sarmațianului și sînt reprezentate prin marne, gresii, nisipuri, calcare marno-gresoase și bancuri de gresie dură. Tectonica acestor depozite este complicată, încît unele înălțimi reprezintă sinclinale strivite cum este de exemplu vîrfurile Lacului, unde în partea de vest direcția stratelor este nord 20° est și înclinarea 37° est, iar mai la est, direcția este nord 15° est și căderea 76° vest.

2. *Depresiunea intracolinară a Rîmnei.* Străjuită spre vest de culmea subcarpatică, iar spre est de înălțimile piemontane, apare ca un uluc depresionar foarte bine conturat. Această depresiune a fost semnalată de St. Mateescu ca o suprafață de eroziune a Rîmnei. N. Al. Rădulescu (6) propune ca această suprafață de eroziune împreună cu cea de la Vizantea-Părosu, să fie înglobate sub numele de bazinul de eroziune intracolinară Dumitrești-Cîmpuri, după numele satelor de la extremități. Totuși, în lucrarea sa el păstrează numele dat de către St. Mateescu. Substratul geologic al acestei depresiuni este format din faciesul nisipo-argilos al pliocenului. De la vest spre est se succed în fișii paralele meoțianul, pontianul și dacianul, alcătuite din gresii, nisipuri și argilă. În dacian, pe valea Rașca în amonte de pîrăul Calului, apare un strat de lignit inferior gros de 0,3—0,5 m, între argile nisipoase și nisipuri cu truvanți. Un strat asemănător apare și la vest de satul Tîritu. Spre est urmează levantinul cu faciesul argilo-nisipos. Căderea stratelor se face către sud-est și scade ca valoare înspre est — 40° sud-est la Rîpa Mare de pe Valea Neagră, 34° în aval de confluența dintre Valea Neagră cu Rîmna, 8° la Gura Caliței. Faciesul și tectonica acestor strate imprimă caractere specifice reliefului depresiunii. Rețeaua hidrografică densă face ca interfluviile să fie reduse la creste înguste, care atunci cînd sînt orientate vest-est prezintă frumoase forme de eroziune diferențială. Caracteristica acestei regiuni o formează însă relieful de cueste și chiar hogback-uri, care sînt orientate spre vest, precum și suprafețele structurale cu căderea către est. În orientarea lor se introduce o ușoară schimbare din dreptul satului Popu, încît în aval cuestele privesc spre vest-nord-vest. Faciesul argilos și prezența suprafețelor structurale cu înclinare mare determină o puternică dezvoltare a alunecărilor de teren; pachete întregi de strate alunecă pînă în albia rîului. Sînt foarte dezvoltate de asemenea și alunecările pe pantă morfologică, îndeosebi pe versantul stîng al văii. Frecvente și puternice sînt scurgerile de gloduri ca cele de la nord de satul Popu, precum și fenomenul de soliflucțiune.

Valea Rîmnei este o vale asimetrică, versantul stîng fiind mult mai abrupt, caracter pe care îl prezintă toate văile orientate mai mult sau mai puțin după direcția stratelor. În lungul Rîmnei se află o terasă de 3—4 m care e dezvoltată mai bine de la Gura Caliței în aval și îndeosebi pe dreapta rîului. Această terasă e des parazitată de deluvii de alunecare. Spre amonte terasa ia caracter de terasă în rocă și se restrînge ca dezvoltare încît în bazinul superior se observă numai în dreptul afluențelor ca un nivel de pietriș corespunzător celui din baza terasei. Datorită prezenței numeroaselor strate de nisip intercalate între argile, pinzele de apă subterană se află la diverse nivele și sînt puse în evidență de către izvoare și zone umede; unele pinze sînt captate în fîntîni. De exemplu la Odobaşca pe același versant sînt fîntîni și izvoare la altitudini diferite. În terasa de luncă, apa apare la nivele diferite, la distanțe mici. Aceasta se

datorește prezenței argilelor care nu permit o circulație normală a apelor subterane. Aproape peste tot apa e bună la gust, afară de satul Plopu, unde e sălcie.)

Rețeaua hidrografică prezintă o mare densitate, dar în bună parte are un caracter temporar. Rîmna primește cei mai importanți afluenți de pe partea dreaptă și aceasta e firesc întrucît curge prin partea de est a depresiunii. Astfel primește pe Valea Neagră, care izvorește de sub

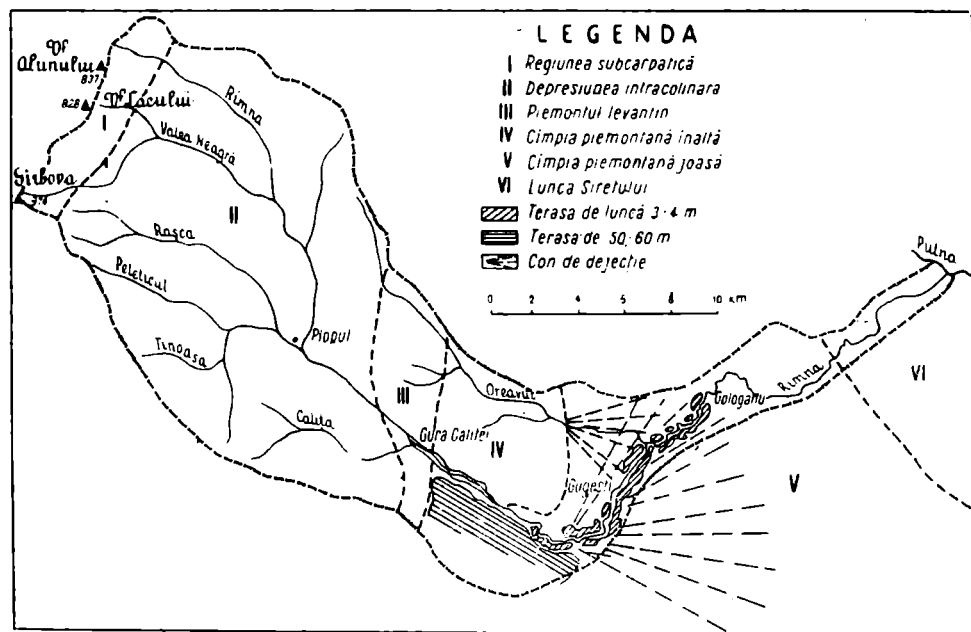


Fig. 2. — Harta geomorfologică a bazinului râului Rîmna (întocmită de I. Donișă și I. Pencu).

Gîrbova, apoi la Cocoșari primește pe Rașca, ale cărei izvoare se află sub dealul Carpenului și care la Dealul Lung se unește cu Peleticul; la Gura Calitei, Rîmna primește pe Calita. Pînă la satul Cocoșari, Rîmna curge pe direcția NNW — SSE, iar de aici pînă la ieșirea din depresiune curge pe direcția NV — SE. În cadrul depresiunii, Rîmna are un curs permanent și transportă un important debit solid. Unii din afluenții principali seacă (de exemplu Rașca în vara anului 1952). În timpul ploilor se observă importante creșteri ale nivelului Rîmnei, uneori cu 3—4 m.

În satul Podul Lacului este o baltă datorită acumulării apelor de ploaie îndărătul unui monticul de alunecare. În august, după o perioadă de secetă, suprafața ocupată de apă era de 400—500 m², dar această suprafață nu suferă variații prea mari deoarece surplusul de apă se scurge în Oreavu. Faptul că nu seacă, se datorește alimentării din apele subterane (fig. 1).

3. *Complexul piemontan pericarpatic*¹). Este situat la est de depresiunea Rîmnei și prin aspectul său a atras încă demult atenția cercetătorilor.

¹) Martiniuc G., *Subcarpații moldovenești*, Comunicare prezentată la I. C. G. al R. P. R., Filiala Iași, 1946.

Părțile mai înalte erau socotite ca o culme subcarpatică externă, iar părțile mai joase erau considerate ca făcând parte din Cîmpia Romînă. C. Martiniuc distinge în acest complex 3 zone: piemontul levantin, cîmpia piemontană înaltă și cîmpia piemontană joasă.

Piemontul levantin este reprezentat prin dealul Măgurii cu versantul său estic pînă în jurul curbei de nivel de 300 m. Aceasta reprezintă o suprafață structurală grefată pe levantinul în facies de Cindești.

Cîmpia piemontană înaltă este cuprinsă aproximativ între curbele de nivel de 300 și 120 m, iar limitele ei coincid cu cele ale podgoriei. E. m. de Martonne (1) o consideră ca un fel de glacis care unește coastele de vîrstă terțiară cu cîmpia de vîrstă cuaternară. Gh. Vîlsan (7) o numește Cîmpia înaltă a Rîmnicului, arătînd că e brăzdată de canioane adînci de 10—15 m. O porțiune din această zonă, în dreptul satului Tărchești, este cartată de către N. Al. Rădulescu (6) ca terasă medie, iar zona de la Bordești este cartată ca terasă superioară. În cadrul cîmpiei piemontane înalte se disting trei trepte: una între 120 și 140 m, a doua între 160 și 190 m și ultima între 200 și 300 m. Existența acestor trepte pare a fi mai generală, întrucît ele au fost semnalate în raionul Focșani de către C. Martiniuc¹⁾, iar V. Sficlea²⁾ le-a identificat în raionul Panciu numind această zonă piemont terasat.

Constituția geologică a acestor trepte e pusă în evidență atît de către eroziunea Rîmnei, care le traversează, cît și de eroziunea liniară care a creat văi adînci de tip canion. Astfel în dreptul Tărcheștilor se observă următoarea succesiune de roci începînd de sus în jos: solul, un strat puternic de material loessoid cu desfacere prizmatică verticală, un strat mai gros de nisipuri argiloase, apoi petrișuri cu o structură încrucișată, din nou nisipuri și apoi petrișuri cimentate. În malul Oreavului se întîlnesc aceeași alcătuire din material loessoid, nisipuri și petrișuri, dar în materialul loessoid se observă două dungi brun-roșcate, care par a fi soluri fosile citate și de Gh. Vîlsan (7). În valea Bulibașei apare de asemenea material loessoid, care conține un strat de petrișuri, precum și un sol fosil. Pe valea Rîmnei, în această zonă înaintea nivelului cîmpiei joase ca o terasă care scade în altitudine relativă de la 10—12 m la 6—7 m, la Cotul Bumbacului. Pe această terasă se observă urma unui braț părăsit al Rîmnei. Și în această regiune terasa de luncă este dezvoltată. Pe dreapta Rîmnei apare o terasă de con înaltă de 50—60 m, care coboară în pantă și la est de Suvorov trece la nivelul cîmpiei joase. Această terasă se supra-pune celor 3 trepte și malul drept al Rîmnei apare mai înalt. Nivelele corespunzătoare terasei de luncă apar și pe valea Oreavului. Suprafața piemontului levantin și a cîmpiei piemontane înalte sînt supuse eroziunii liniare și drumurile în pantă tind să devină râpi torențiale. Sînt prezente și alunecări foarte puternice pe versantul Rîmnei și Oreavului. Datorită structurii petrografice se face simțită lipsa de apă în această zonă. Pinza de apă este interceptată în fîntîni la adîncimi mari: în Tărchești la 54 m, în Runcu la 42 m, iar în Popești la 32—35 m. Aceași pînză de apă e pusă

¹⁾ Martiniuc C., Safca M., Donisă I. și Davidescu C., *Observații geomorfologice și hidrologice în raionul Focșani*. Comunicare prezentată la I.C.G. al R.P.R., Filiala Iași, la 27 decembrie 1953.

²⁾ Sficlea V. și Barbu N., *Observații geomorfologice asupra raionului Panciu*. Comunicare prezentată la I.C.G. al R.P.R., Filiala Iași, la 31 martie 1954.

în evidență de izvoare în albia Oreavului în dreptul satului Popești. Cu cât coborîm spre est, scade adîncimea la care se află pînza de apă. În timp de secetă fîntînile nu seacă complet, însă în urma perioadelor ploioase nivelul apei urcă în unele fîntîni chiar cu 10 m. Din punct de vedere chimic, apa subterană este neutră. Apele de suprafață în această regiune au un curs intermitent, avînd apă numai în urma ploilor, provocînd uneori inundații (de exemplu Rasoiiul în Popești).

Cîmpia piemontană joasă constituie partea cea mai estică a complexului piemontan pericarpatic. Limita de vest este în jurul curbei de nivel de 120 m, putînd fi reprezentată printr-o linie care ar trece pe la vest de Gugești. Spre est această cîmpie se întinde pînă în lunca Siretului. În această zonă se distinge clar conul de dejecție al Oreavului, care se întinde pînă în satul Gura Oreavului. Referindu-se la Rîmna, G. h. Vîl-s a n (7) pune la îndoială formarea unui con de dejecție, dar acest con este o realitate. Existența lui poate fi constatată pe teren și este indicată atît de adîncimea pînzei de apă subterană, cît și de zonele umede de pe laturile sale. Suprafața conului e netedă și această netezime nu este tulburată decît de prezența unor vîlcele adînci de 2—3 m și largi de 10—12 m care reprezintă vechi cursuri ale Rîmnei, cum sînt: Hîrtopul Mare, Hîrtopul Mic și Bălanul. În lungul rîului se dezvoltă terasa de 3—4 m, care este semnalată și de G. h. Vîl-s a n (7). La baza acestei terase se află un strat de pietriș cu elemente de bolovăniș compuse din gresii dure, cuarțite menilite, gresii calcareoase sarmatice fosilifere peste care urmează depozite nisipoase avînd intercalat și un sol fosil. Deasupra acestei terase se observă o alternanță de depozite nisipoase și argilo-marnoase în care sînt intercalate unul sau două orizonturi de sol de lăcoviște. G. h. Vîl-s a n (7) bazat pe prezența în loess a nivelelor de nisip și de depozite marnoase presupune existența unor lacuri fosile. Probabil, că aceste soluri de lăcoviște marchează faza de colmatare a acestor lacuri.

Puțin mai în aval de Gura Oreavului se observă o treaptă intermediară între terasa de luncă și suprafața cîmpiei. Chiar și în conul Oreavului se observă săpată o treaptă care ar corespunde terasei de luncă a Rîmnei. Terasa de luncă nu se continuă în tot lungul Rîmnei, ci dispăre odată cu intrarea rîului în lunca Siretului.

4. *Lunca Siretului*. Aceasta începe de la satul Gologanul spre est. Cea mai mare parte din suprafața ei este inundabilă fiind ferite de aceasta doar unele grinduri mai înalte ¹⁾. Pe suprafața luncii, rătăcesc la viituri apele Rîmnei îndreptîndu-se spre Balta Zidurile. Prezența conurilor de dejecție, precum și albia Rîmnei fac ca apa subterană să se afle la diferite adîncimi în diversele puncte. Astfel se observă, că între conurile de dejecție apa e la adîncimi mai mici, iar Rîmna se comportă ca un dren natural coborînd nivelul apei subterane. Astfel, la vest de Gugești, între conul Rîmnei și al Oreavului apa se află la 5—6 m adîncime, pe cînd în lungul Rîmnei pînza de apă e la 9—10 m, iar mai spre est adîncimea acesteia e de 4—6 m. Fîntînile situate pe conul Oreavului interceptează pînza de apă la 14 și chiar 25 m și izvoarele prezintă un accentuat caracter ascendent. În albia Rîmnei pînza de apă se manifestă prin prezența izvoarelor în dreptul localităților Suvurov și Gugești. Chimismul apelor subterane nu

¹⁾ Martiniuc C., Safca M., Donisă I. și Davidescu C. *Observații geomorfologice și hidrologice în raionul Focșani*. Comunicare prezentată la I.C.G. al R.P.R., Filiala Iași, la 27 decembrie 1953.

e uniform în cuprinsul acestei cîmpii piemontane, dar în general are caracter neutru. Sînt anumite zone unde apa e foarte sălcie. O asemenea zonă trece prin localitățile Slobozia, Ciorăști și Obilești.

În afară de pînza freatică, în cîmpie sînt semnalate și două pînze de apă captive: una la 101 m adîncime și alta la 237 m. Apa din pînza de la 101 m adîncime are caracter artezian urcînd pînă la 4—8 m deasupra solului. Apa aceasta are duritate de 18° germane. Apa din pînza de la 237 m adîncime se ridică numai pînă la 1 m deasupra solului.

Rețeaua hidrografică în cîmpia piemontană este redusă aproape numai la Rîmna și Oreavul.

O dată cu intrarea în cîmpia piemontană joasă, Rîmna suferă o importantă schimbare de direcție îndreptîndu-se spre nord-est. Acesta e unul din caracterele rîurilor Cîmpiei Romîne semnalat încă de G. r. C o b i l c e s c u. Rîmna e ultimul rîu spre nordul Cîmpiei Romîne, care mai prezintă acest caracter. G. h. V i l s a n (7) arată că acest cot al Rîmnei se poate datora captării executate de către o vilcea care înainta din cîmpie sau a apărut în urma unei mari viituri. Schimbarea de direcție suferită de Rîmna se datorește însă faptului, că apele acestui rîu au suferit o resfirare pe suprafața conului de dejecție și brațele din spre sud au fost părăsite. Captarea e puțin probabilă, întrucît în cîmpia piemontană joasă nu se observă manifestări ale eroziunii regresive care să fi dus la captare. Drumul pe care îl urmează Rîmna nu a avut însă întotdeauna aceeași înfățișare. Asupra aspectului său din trecut părerile sînt diferite și chiar contrarii. Astfel unii cercetători susțin existența unui curs longitudinal, iar alții susțin existența unui curs transversal. Caracterul longitudinal al rețelei hidrografice a fost presupus de către E. m. m. de M a r t o n n e (2) pentru Vrancea. S. t. M a t e e s c u (3) admite un curs longitudinal care a format bazinul intracolar al Rîmnei în cuaternarul inferior. Caracterul longitudinal al acestui rîu ar fi fost determinat de existența faliei pericarpatiche. N. A. l. R ă d u l e s c u (6) admite de asemenea cursul longitudinal al Rîmnei, dar arată că acest curs se continua spre nord cu actualul Milcov și că probabil Rîmnicul superior actual era un afluent al Rîmnei în acel timp. Aceasta era situația în Güntz și Rîmna se vărsa atunci în lacul șesului Dunării care era în dreptul curbei de nivel de 400m. În perioadele glaciare următoare, cursul longitudinal a fost fragmentat de către Milcov în partea de nord și de Rîmnic în sud prin captare. M. P a u c ă (5) afirmă însă, că rețeaua hidrografică în această zonă a avut un caracter transversal și mai accentuat decît în prezent. În rețeaua actuală el distinge 7 direcții de porțiuni de rîuri așezate una în continuarea alteia. Printre acestea sînt două care interesează bazinul Rîmnei și anume: direcția Zăbala superioară—o porțiune din Milcov—Valca Neagră, precum și direcția Valea Țipărului—pirăul Fetigului—valea superioară a Rîmnei. Acestea ar reprezenta vechi cursuri transversale care își datorau existența înclinării spre est a stratelor pe care curgeau. M. P a u c ă (5) admite că sarmatianul și pliocenul și în special pietrișurile de Cîndești în Vrancea au acoperit saliferul pînă la limita flișului. Pe măsură ce lacul pliocen se retrăgea, piraiele care coborau din munți își prelungeau cursul spre est și acestea erau cursuri transversale. Eroziunea puternică a îndepărtat sarmato-pliocenul și s-a ajuns la roci cu o tectonică mai complexă și cu durități diferite care au impus formarea de porțiuni longitudinale în cursul rîurilor.

Cursul Rîmnei a suferit însă și modificări mai recente, care se observă mai ușor. Așa este deplasarea spre nord-est cu părăsirea în cîmpie a unor vechi cursuri, care apar azi ca niște vilcele în care se adună apa provenită din precipitații. G. h. Vîl s a n (7) indică unul din aceste cursuri ca fiind: Hîrtopul Mare, Bălanul etc., fără a preciza mai mult. Se pare, că acest curs era răsfirat și un braț mergea într-adevăr prin Hîrtopul Mare, Bălanul, iar altul de la Hîrtopul Mare, Igneasca, la Trei Pietre și se unea cu Bălanul aproape de Obilești. De altfel și acum apele de ploaie adunate de Hîrtopul Mare se scurg prin cel de al doilea braț. De la Obilești Bălanul se îndreaptă spre nord-est prin balta Zidurile, care se continuă cu balta și pîraul Leica și se varsă în Putna imediat în amonte de confluența acesteia cu Siretul. Un alt curs părăsit trecea prin Hîrtopul Mic și se îndrepta tot spre balta Zidurile. Un curs, care nu a fost încă părăsit definitiv, pornește de la Gologanul și se îndreaptă tot spre balta Zidurile. La viituri apele Rîmnei încă folosesc acest curs și provoacă inundații în satul Gologanul, fapt care s-a încercat a se remedia prin construirea unui dig de pămînt. După cum vedem, toate aceste cursuri se îndreptau către aceeași zonă și nu este de mirare, căci în felul acesta se îndreptau spre Nămoloasa, spre zona de maximă scufundare a Cîmpiei Romîne.

CONCLUZII

1. Bazinul cuprinde diverse forme de relief de la culmea subcarpatică pînă la lunca Siretului.
2. În depresiunea Rîmnei se semnalează existența unui relief de cueste, suprafețe structurale, puternice manifestări de eroziune diferențială, alunecări de teren, scurgeri de gloduri și soliflucțiune.
3. În piemontul levantin și în cîmpia piemontană înaltă se manifestă o puternică eroziune liniară și alunecări de teren.
4. În cîmpia piemontană înaltă există trei trepte de terase: una la 120—160 m, a doua la 160—190 m și a treia la 200—300 m.
5. În cîmpia piemontană joasă se constată existența conurilor de dejecție ale râurilor Rîmna și Oreavul.
6. Pe conul Rîmnei sînt prezente niște vilcele reprezentînd vechi cursuri ale acestui rîu.
7. În dreptul satului Bordești există o terasă de 50—60 m, care se înclină puternic coborînd la nivelul cîmpiei joase.
8. În lungul Rîmnei există o terasă de luncă de 3—4 m, care de la Gura Caliței în amonte are caracter de terasă în rocă. În bazinul superior se observă în dreptul afluenților un nivel de pietriș corespunzător aceluia din baza terasei.
9. Trepte corespunzătoare terasei de luncă a Rîmnei se observă și de-a lungul Oreavului.
10. În depresiunea Rîmnei apele subterane se află la nivele diferite.
11. Întrucît în piemontul levantin și cîmpia piemontană înaltă apa subterană e la adîncimi mari (30—50 m), lipsa ei se face simțită foarte mult.
12. În cîmpia piemontană joasă pinza de apă freatică prezintă adîncimi mai mari în lungul Rîmnei (9—12 m) și mai mici în rest (4—6 m)

Aceasta arată că Rîmna se comportă ca un dren natural. Pe conul Oreavului pînza de apă se află la adîncimi mai mari (14—25 m). Aceeași pînză de apă apare sub formă de izvoare în lungul Rîmnei.

13. Se constată în cîmpia joasă existența unor pînze de apă captive cu debite importante.

14. Rețeaua apelor de suprafață prezintă o mare densitate în zona subcarpatică și în depresiunea Rîmnei, dar cea mai mare parte din această rețea are caracter temporar.

15. Rîmna prezintă două porțiuni distincte, atît ca direcție, cît și ca regim : de la izvoare pînă la intrarea în cîmpia joasă curge pe direcția NV-SE și are un curs permanent ; în cîmpia joasă curge spre nord-est și are un caracter periodic.

16. În cîmpia joasă Rîmna a părăsit vechi albiu dintre care una o mai folosește și acum la viituri mari.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ГИДРОГРАФИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ РЫМНЫ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Гидрографический бассейн реки Рымны включает участки следующих геоморфологических формаций : прикарпатской области, котловины Рымны, лежащей между возвышенностями, прикарпатского предгорного комплекса и поймы Серета. У каждой из этих формаций наблюдаются свои особенности и специфические пейзажи.

В прикарпатскую область входит ряд вершин, идущих в направлении почти с севера на юг, имеющих комплексную тектонику и аномалии рельефа.

Котловина Рымны, окаймленная возвышенностями, представляет собой низменный желоб, где преобладает ребристый рельеф с частыми оползнями пластов, стеканием грязи, смыванием почвы и проявлениями дифференциальной эрозии.

Предгорный прикарпатский комплекс включает : а) левантинское предгорье являющееся структурной поверхностью, б) возвышенную предгорную равнину, в которой заметны три ступени на разных высотах, и в) низкую предгорную равнину, на которой видны конусы выноса Рымны и Оряпа. На конусе Рымны находятся старицы этой же реки.

Пойма Серета — низкая зона, усеянная незатопаемыми пригорками.

Рымна представляет собой два участка, отличающихся один от другого как с точки зрения направления их расположения, так и с точки зрения их режима : от истоков и до входа в низкую равнину она течет с северо-запада на юго-восток, и ее течение постоянно ; по равнине она течет на северо-восток и носит периодический характер.

Горизонт грунтовых вод в различных геоморфологических единицах находится на разной глубине. Отсутствие воды особенно чувствуется в Левантинском предгорье и в возвышенной предгорной равнине.

В низменной предгорной равнине существуют два горизонта каптированных вод.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Гидрологическая карта бассейна реки Рымны (составил И. Донисă и И. Пяку).

Рис. 2. — Геоморфологическая карта бассейна реки Рымны (составил И. Донисă и И. Пяку).

QUELQUES OBSERVATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES EFFECTUÉES DANS LE BASSIN HYDROGRAPHIQUE DE LA RÎMNA

(RÉSUMÉ)

La bassin hydrographique de la Rîmna englobe des portions des unités géomorphologiques suivantes : la région subcarpatique, la dépression entre le lit majeur de la Rîmna, l'ensemble du piedmont péricarpatique et les prairies du Siret. Chacune de ces unités a des caractères propres et présente des paysages qui lui sont spécifiques.

La région subcarpatique renferme toute une série de hauteurs orientées presque Nord-Sud, à tectonique complexe et présentant certaines inversions de relief.

La dépression entre les collines de la Rîmna est un canal naturel de dépression où domine un relief de côtes présentant de fréquents glissements de couches, des coulées de boue, des phénomènes de solification et des manifestations d'érosion différentielle.

Le système du piedmont péricarpatique renferme : a) le piedmont levantin qui représente une superficie structurale ; b) la haute plaine de piedmont qui présente trois échelons de hauteurs différentes et c) la basse plaine de piedmont, au sein de laquelle on observe les cônes de déjection de la Rîmna et de l'Oreav. Sur le cône de la Rîmna se trouvent d'anciens lits abandonnés de cette rivière.

Le lit majeur du Siret constituent une zone basse, parsemée de bancs de sable non submergeables.

La Rîmna présente deux portions bien différenciées, tant par leur direction que par leur régime. Depuis ses sources jusqu'à son entrée dans la basse plaine, elle coule en direction Nord-Ouest — Sud-Est et son cours est permanent ; dans la basse plaine, elle coule vers le Nord-Est et son débit a un caractère périodique.

Les nappes d'eau phréatique se rencontrent à des profondeurs variables les diverses unités géomorphologiques. Le manque d'eau se fait sentir notamment dans le piedmont levantin et la haute plaine du piedmont.

Dans la basse plaine du piedmont il existe deux nappes d'eau captives.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte hydrologique du bassin de la Rîmna (dressée par I. Donisă et I. Păcu).

Fig. 2. — Carte géomorphologique du bassin de la Rîmna (dressée par I. Donisă et I. Păcu).

BIBLIOGRAFIE

1. Martonne Emm. de, *La Valachie*. Paris, 1902.
2. -- *Recherches sur l'évolution morphologiques des Alpes de Transylvanie*. Revue de géographie, 1906—1907, t. I.
3. Mateescu St., *Cercetări geologice în partea externă a curburii SE a Carpaților români*. An. Inst. geol. rom., 1926, vol. XII.
4. Murgoci Gh., *Raport asupra lucrărilor secției agrogeologice din anul 1906 — 1907* An. Inst. geol. rom., 1907, vol. I.
5. Paucă M., *Asupra rețelei hidrografice și morfologiei regiunii de la curbura de SE a Carpaților*. Rev. geogr. rom., 1942, fasc. I—II.
6. Rădulescu Al N., *Vrancea*. București, 1937.
7. Vîlsan Gh., *Cîmpia Română*. Bul. Soc. geogr., 1915. an. 36.

DIN GEOGRAFIA ISTORICĂ A BĂLȚILOR IALOMIȚEI ȘI BRĂILEI

DE

ION CONEA

Este curios că, deși termenul de luncă este atît de mult folosit de poporul nostru, el nu e folosit — totuși — tocmai pentru lunca cea mai mare și mai tipică din țara noastră, adică lunca Dunării. Într-adevăr, pentru aceasta termenul utilizat este acela de *baltă*. Peste tot, fie în Oltenia, la Bistreț, fie în Muntenia, la Greaca și Prundu — poporul spune *Balta* și nu *Lunca* Dunării — și numește „bălteni” pe locuitorii din satele de pe marginea sau din interiorul acestei... lunci, și nu „luncani” — ca în alte părți.

Geografii și geologii noștri au reținut, însă, și folosesc termenul de *Baltă* numai pentru partea din lunca Dunării cuprinsă între Dobrogea și Bărăgan — care începe la Călărași, unde Dunărea se desface în două, și se termină la Brăila, unde cele „două Dunări” se unesc și devin iarăși una, întreg restul, din amonte de Călărași și din avale de Brăila, fiind — pentru ei — luncă : Lunca Dunării (excludem din discuție, binîntele, Delta).

„Balta Dunării” e formată din două părți : 1) *Balta Ialomiței* (fig. 1), cuprinsă între Călărași și Vadul Oii (din jos de Hirșova), unde brațul Borcea se unește pentru foarte scurt timp cu Dunărea veche și 2) *Balta Brăilei*, cuprinsă între Vadul Oii și Brăila, unde Dunărea veche se reunește cu Dunărea nouă.

O luncă uriașă, care veșnic mustește de apă, prinsă între două stepe aproape în permanentă lipsă de apă, iată ce este Balta Dunării noastre dintre Călărași și Brăila și, totodată, mica noastră Mesopotamie sau Mejdurecie. Prin contrast cu teritoriile uscate din jur, condițiile de mediu geografic amfibiu din interiorul bălții nu numai că ies și mai puternic în evidență, dar ele capătă, totodată, și o valoare de geografie umană cu totul deosebită, cum vom vedea. Această valoare a condițiilor naturale ale Bălții Dunării — mai bine spus, această diferență de valoare în ce privește geografia populației, între Balta Dunării, pe de o parte, și cele două stepe din dreapta și stînga ei, pe de altă parte, s-a manifestat cu putere mai ales în trecutul istoric și, anume, cu atît mai cu putere, cu cît este vorba de perioade istorice mai vechi.

Şi dacă, în afară de acestea, vom mai ține seama și de faptul că atât stepa din stînga celor două bălți — adică Bărăganul —, cit și stepa din dreapta lor — adică Dobrogea — au jucat pe toată perioada migrațiilor, prin orientarea lor geografică nord-sud, rolul unor drumuri de trecere aproape fără întrerupere în direcția Peninsulei Balcanice, către Bizanț și Roma, atunci vom înțelege și mai bine de ce Balta Ialomiței și a Brăilei au jucat în tot acest timp, pentru populațiile autohtone, același rol pe care — desigur, în mult mai mare măsură decît ele — l-au jucat, în aceeași perioadă istorică, văile și depresiunile carpatice : loc de refugiu, de adăpost vremelnice și, deci, de conservare pentru acele populații.



Cele două bălți ale Dunării prezintă importanță și interes, mai întii prin înseși dimensiunile lor.

Astfel, Balta Ialomiței, cu o lungime de peste 90 km și cu o lățime care variază între 4 și 15 km, are o suprafață de circa 80 000 ha ; iar Balta Brăilei, cu o lungime de numai 60 km, dar cu o lățime care nu coboară niciodată sub lățimea maximă a Bălții Ialomiței, are o suprafață mai mare decît aceasta : peste 87 000 ha. Aceste suprafețe reprezintă, însă, numai teritoriul (pământ și apă) cuprins între brațele fluviului, adică ceea ce s-ar putea numi *luncile interioare* ale celor două Bălți. Nu trebuie uitat însă că, totodată, cele două bălți sînt însoțite — atât pe dreapta lor, dinspre Dobrogea, cît și pe stînga, dinspre Bărăgan — de largi fișii sau zone inundabile exterioare. Adăugînd suprafețele luncilor exterioare la cele interioare respective, obținem, ca suprafețe totale : 93 000 ha pentru Balta Ialomiței și peste 117 000 ha pentru Balta Brăilei. Astfel, fiecare din cele două bălți are, aproximativ, o suprafață egală cu suprafața mijlocie a unui raion administrativ din țara noastră.

Interiorul celor două bălți, adică suprafața cuprinsă între brațele fluviului este o nesfîrșită întrețesare de forme terestre și de forme hidrografice. Un dedal de gîrle și lacuri, pe de o parte, și de grinduri, tîpșane, popine sau grădiști etc., pe de altă parte. Balta Ialomiței are circa 7500 ha „luciu de apă” (lacuri permanente), adică aproximativ 9% din suprafața totală, iar Balta Brăilei — circa 14 000 ha luciu de apă, adică 16% din suprafața totală. Cu alte cuvinte, Balta Brăilei are o suprafață de apă permanentă interioară aproape de două ori mai mare decît Balta Ialomiței. Pe restul de peste 70 000 ha al Bălții Ialomiței și pe cel de peste 72 000 ha al Bălții Brăilei, stăpînesc alternativ — și pe durate inegale, în cursul unui an — cînd apele revărsate ale fluviului, cînd — mai ales — uscatul eliberat de aceste ape. Numai la inundațiile mari ale Dunării se întîmplă ca aproape întreaga suprafață a interiorului celor două bălți să fie acoperite de ape — și aceasta, numai pentru o scurtă durată de vreme. Rămîn atunci neacoperite numai grindurile, tîpșanele și popinele cele mai înalte. În perioada dintre cele două revărsări (prima : începutul primăverii și începutul verii ; a doua : în timpul toamnelor ploioase) pămîntul bălților eliberat de ape este o Mesopotamie acoperită de păduri de sălcii, de desigur de trestie și papură, de pășuni și finețe abundente, de culturi de cereale, etc. ca și de girlele (privalurile) și lacurile permanente, care fac din cele două mari Bălți ale Dunării romînești una din regiunile fluviale cele mai bogate în pește ale Europei, așa cum locurile bune de cultură din cuprinsul

lor oferă unul din solurile cele mai fertile, fecundat cu fiecare nouă inundare a fluviului. Sub acest din urmă aspect, comparația cu valea Nilului se împune oarecum de la sine, deși — bineînțeles — agricultura în cuprinsul celor două bălți ale Dunării noastre n-a cunoscut niciodată o extensiune și un nivel comparabile cu ale agriculturii antice din valea Nilului. O altă bogăție naturală a bălților a constituit-o, totdeauna, vinatul: pădurile lor sînt pline de animale și de păsări, așa cum le sînt bălțile și girlele pline de pește. Un om de știință, care și-a petrecut copilăria pe malul Bălții Ialomiței, scria acum un sfert de secol: „din punct de vedere economic, balta este un adevărat tezaur. Lemnul, stuful, papura sînt materiale de construcție nelipsite din satele riverane Dunării. Jepsile și lacurile numeroase permit un pescuit continuu și extraordinar de abundent. Pe grindurile acoperite cu un sol foarte fertil, fecundat la fiecare revărsare nouă a Dunării, se obțin — cînd nu le înecă fluviul — recolte foarte bogate. Vitele au vara pășune din belșug, iar iarna, cu „dărimăturile” de salce se hrănesc mai bine ca în grajd (1)¹.

Astfel, nu e de mirare că Balta Dunării a exercitat totdeauna, în trecutul istoric, o mare putere de atracție atît asupra populațiilor care au trăit *permanent* în jurul ei, cît și a celor care au cunoscut-o și folosit-o numai *în trecăt*, cum vom vedea.

Și aceasta, cum am spus, cu atît mai mult cu cît — pe lângă numeroasele resurse și bogății naturale — balta a mai oferit omului încă ceva: un adăpost statornic în vremurile tulburi și nesigure.

Cadrul geomorfologic al celor două bălți se caracterizează, între altele, printr-o puternică denivelare între podișul Dobrogei din dreapta lor (mult mai înalt) și cîmpia Bărăganului din stînga (mult mai joasă), ca și prin lipsa totală a teraselor în lungul malului dobrogean, în contrast cu prezența lor clară de-a lungul malului ialomițean. Astfel, la răsărit de Călărași, sub cîmpia Bărăganului înaltă de peste 40 m, se întinde de-a lungul brațului Borcea o terasă de o lățime apreciabilă și înaltă de 21—23 m, în fața căreia, dincolo de fluviu, podișul Dobrogei domină balta (înaltă de 10—11 m) cu o coastă fără urmă de terasă, înaltă de peste 100 m²). Este de la sine înțeles că aceste deosebiri morfologice și morfometrice între cele două maluri ale Bălții Ialomiței și a Brăilei au influențat diferit, în trecutul istoric, popularea atît a bălții însăși, cît și a malurilor ei.

Nu mai puțin trebuie reținut — sub aspectul geomorfologic — faptul că, în timp ce Balta Ialomiței are în cuprinsul ei un important număr de martori de eroziune — așa-numitele *popine* sau *grădiști* — Balta Brăilei este total lipsită de acestea³). Această deosebire geomorfologică între cele

¹) p. 129.

²) Denivelarea între Platforma Prebalcanică și Cîmpia Romîna s-a produs de-a lungul „cunoscutului sistem de falii, numite ale Dunării, care s-a produs în cretacic și s-a accentuat în terțiar și cuaternar”, iar lipsa totală a teraselor de-a lungul malului înalt din dreapta se explică „prin eroziunea laterală a Dunării, ca urmare a abaterii ei spre dreapta” (3) p. 21).

³) Lipsa martorilor de eroziune în interiorul Bălții Brăilei se explică prin aceea că terasa din care brațul Borcea a desprins numeroși martori de eroziune existenți azi în Balta Ialomiței se găsește, în dreptul Bălții Brăilei, scufundată sub oglinda apelor fluviului, deci îngropată sub aluviunile acestuia. Aceasta, ca o urmare a faptului că, în cadrul general de scufundare lentă a estului Cîmpiei Romîne, partea dinspre Brăila a acestei cîmpii, împreună cu Balta Brăilei însăși, au coborît mai repede și mai mult decît respectivele părți de cîmpie și baltă din dreptul brațului Borcea, rămase mai sus ((1) p. 91—93).

două bălți ne va explica, între altele, diferența de populare, provizorie sau permanentă, în trecutul istoric, a interiorului lor. Aproape toți martorii de eroziune din Balta Ialomiței se numesc fie *siliști* (de ex. *Siliștea Trâmșani*, imediat la est de Călărași), fie *grădiști* (ca, de exemplu, *Grădiștea Coslugenilor*, din dreptul satului ialomițean Coslugeni), ceea ce arată clar că ele toate au fost locuite într-un trecut istoric mai apropiat sau mai depărtat. Una din ele poartă interesantul nume, grăitor deopotrivă prin ambii lui termeni, de *Siliștea Grădiștii* (în dreptul satului Roseții Volnași de pe malul Borcei). Acest din urmă nume ne arată nu numai că respectivul martor de eroziune a fost cândva locuit, dar și că așezarea lui omenescă a avut un caracter de cetățuie, adică a fost întărită ¹⁾.

Iar dacă Balta Brăilei nu are astfel de „martori”, care să fi oferit omului primitiv posibilitatea de a se stabili aici, are — în schimb — grinduri „mai consolidate” decât Balta Ialomița ²⁾, grinduri care — probabil — vor fi oferit și ele, în trecutul istoric, vetre pentru așezările omului primitiv. Numai că — pentru descoperirea acestor probabile „vetre preistorice” din Balta Brăilei — încă n-au fost întreprinse nici un fel de cercetări.

În lumina tuturor celor expuse pînă acum, putem conchide că cele două bălți ale Dunării au constituit — pentru omul aflat pe treptele inferioare ale dezvoltării istorice, un ținut cu condiții optime de așezare, și nu atît în interiorul, cît mai ales pe malurile lor. Pe de o parte, balta i-a oferit hrana din bălțile și girlele ei — un „vinat” inofensiv, pe care chiar și femeile, bătrîni și copiii îl puteau cu ușurință „culege” — iar pe de altă parte, i-a oferit adăpostul pădurilor ei de sălcii și trestii, ca și punctele înalte, apărate de apă, ale popinelor ei interioare sau ale promontoriilor pe care uscatul vecin le trimite spre interiorul luncii inundabile. De pe popinele din interior sau de pe piscurile promontoriilor laterale, populațiile vechi și străvechi puteau priveghea lunca pînă departe, fiind la adăpost de inundații și de dușmani, fără ca — în același timp — să se depărtaze de hrana de toate zilele.



Balta în perioada orînduirii comunei primitive. Pînă astăzi nu au fost întreprinse prea multe cercetări arheologice în lunca și în cele două bălți ale Dunării. Totuși, săpăturile făcute sub conducerea lui V. Pîrvan, au arătat că atît interiorul, cît și malurile bălții, au fost intens locuite începînd cu milenii înainte de era noastră.

„... În ținutul bălților Dunării și Mostiștei, cuprinzînd atît malurile înalte ale fluviului, cît și însuși Balta Dunării cu insulele și tăpșanele ei, pe toată întinderea de la Oltenița la Gura Ialomiței, întîlnim o adevărată țară geto-dacă plină de așezări străvechi, începînd din vremea armelor și uneltelor de piatră, adică de acum 5000 de ani” (6)³⁾. După aceea „în vechile *grădiști* sau *popine* au existat așezări omenesti, care au stăruit și ființat mereu atît în prima mie de ani î. e. n., cît și — mai apoi — în

¹⁾ C. Brătescu (4) dă lista popinelor sau a grădiștelor din Balta Ialomiței și din regiunea de vărsare a Ialomiței în Dunăre (zonă de luncă, inundabilă). Această listă nu este însă completă. De pildă, lipsesc din ea cele două *grădiști* („Grădiștea dintre girle” și „Grădiștea „coicii”) pe care le arată în Balta Ialomiței, la nord-est de Felești, harta topografică 1 : 50 000. De asemenea, *Dicționarul geografic al jud. Ialomița* dă cîteva grădiști care lipsesc în lista lui C. Brătescu.

²⁾ Cel puțin așa afirmă G. Murgoci ((13), p. 116).

³⁾ p. 55.

epoca romană. Exemple de astfel de așezări avem la Grădiștea și la Pochina (Popina) din Balta Ialomiței. În această ultimă movilă, înaltă de circa 27 m, s-a găsit multă ceramică veche, care a fost trimisă la București” (2) ¹⁾.

Este foarte interesant să observăm că, pînă astăzi, urme de vechi așezări omenеști au fost găsite numai în Balta Ialomiței, și nu și în aceea a Brăilei. Faptul se explică, cum am mai spus, în primul rînd prin lipsa martorilor de eroziune în Balta Brăilei, martori care să fi oferit condiții de așezare identice cu cele oferite de „grădiștele” și „siliștile” din Balta Ialomiței. Totuși, e greu de presupus că în Balta Brăilei n-ar exista nici o urmă de vechi așezări omenеști; este de crezut, mai de grabă, că acestea nu au fost încă descoperite sau că, în mare măsură, ele au fost spălate de Dunăre. De asemenea, trebuie reținut faptul că în zona inundabilă exterioară a Bălții Brăilei și, în special, în regiunea de vărsare a Ialomiței în Dunăre (larga zonă inundabilă) se află numeroase înălțimi izolate — unele din ele purtînd chiar numele de „grădiște” — ale căror nume lasă a se înțelege că, odinioară, pe ele au existat așezări omenеști.

Astfel, satele Luciu și Piuă Pietrii, situate în zona de luncă inundabilă cuprinsă între gura Ialomiței și Balta Brăilei, sînt socotite printre „localitățile moderne cu urme antice” din țara noastră, tocmai pentru că pe un număr de *grădiști* din cuprinsul sau din raza lor au fost găsite urme de viață atît din epoca orînduirii primitive, cît și din cea selavagistă.

Balta în perioada de migrație a popoarelor. Am afirmat mai sus că, în epoca migrațiilor, Balta Ialomiței și Balta Brăilei au fost folosite de populația autohtonă riverană ca loc de refugiu și de adăpost, adică așa cum au fost folosite văile și depresiunile carpatice. Nu avem documente istorice scrise, care să ne arate clar și precis că, într-adevăr, așa s-au petrecut lucrurile. Avem, însă, argumente și dovezi indirecte, care pot fi considerate ca avînd valoarea documentului scris: numeroasele nume topice de *siliște* și *grădiște* din Balta Ialomiței și din regiunea de vărsare a Ialomiței în Dunăre. Și avem, după aceea, izvoare istorice scrise care, deși nu ne spun, anume, că *malurile* (mai exact, *hinterlandurile*) și *interiorul* celor două bălți erau locuite în epoca respectivă, dar ne dau totuși a înțelege nu numai că acestea erau într-adevăr locuite, dar și că se găseau într-o ridicată prosperitate economică.

Așa este, de pildă, vechea cronică rusă *Povest vremeniș let*, cunoscută sub numele de *Cronica lui Nestor*, care descriînd una din expedițiile lui Sviatoslav (cneazul Kievului) împotriva bulgarilor, arată că acesta, „începînd atacul, *supune mai întîi optzeci de orașe în lungul Dunării*”, . . . „apoi bate pe bulgari la *Silistra*, după care se întoarce. . . . spre gurile Dunării” (7) ²⁾.

Așadar: *supune „optzeci de orașe pe Dunăre”*, după care ajunge și se luptă la *Silistra*, de unde *se întoarce* la gurile Dunării. Aceasta înseamnă că acele „optzeci de orașe” erau pe *malurile Dunării din aval de Silistra*, adică pe *malurile bălții* și, mai departe, pe *malurile fluviului dinspre deltă*. Desigur, nu poate fi vorba de orașe în înțelesul modern al acestui cuvînt ci de niște „centre de schimb portuare și, probabil, centre de producție meșteșugărească” (8) ³⁾. Și nu e nevoie să fi fost chiar 80; e suficient să fi

¹⁾ p. 79

²⁾ p. 202.

³⁾ În *Istoria R.P.R.* (p. 64) vorbindu-se de cele „80 de centre” ale cronicii, se menționează că ele ar fi fost în Dobrogea (a se vedea, însă, interpretarea pasajului din cronică la G. V. I. s. a. n. *op. cit.*, p. 202—206) și duceau un comerț destul de viu cu Kievul, Bosnia, Bizanțul etc. (p. 65).

fost 40, și chiar 20, ca să înțelegem că, prin cele 20 sau 10 din ele, care reveneau celor două bălți (adică malurilor lor), acestea se găseau într-adevăr într-o activitate comercială și o prosperitate economică remarcabile. Putem fi ajutați, oarecum, să interpretăm just lucrurile și să nu ne mirăm prea mult de numărul celor „optzeci de orașe”, dacă vom deschide și vom citi, de pildă — în *Dicționarul geografic al iud. Ialomița*, scris acum 6 decenii, că numai pe malul stîng al brațului Borcea se găseau, către sfîrșitul secolului trecut, nu mai puțin de „16 mici schele”, adică mici porturi de descărcare și mai ales de încărcare de produse (bine înțeles, nu vrem nici să susținem, prin acest citat, că cele „80 de orașe” existente în secolul al X-lea pe Dunărea inferioară ar fi fost, toate, numai niște „mici schele” de „importanța” economică a celor de care vorbește numitul dicționar geografic). Și dacă faimosul Tîrg-de-Lîină de la gura Ialomiței este pomenit în documentele Țării Romînești abia cu începere din 1467, totuși este aproape sigur că, între cele „80 de orașe”, trebuie să se fi aflat și el, alături — desigur — de Brăila, Galați și multe altele, pe care nu le cunoaștem.

Toate cele de mai sus (expediția lui Sviatoslav, orașele de pe Dunăre, etc.) sînt fapte și realități din secolul al X-lea, mai precis din jurul anului 960.

Cronica rusă este confirmată de cronicarii bizantini ai secolului al XI-lea.

Într-adevăr, deși de la evenimentele povestite de cronica rusă — și petrecute în jurul anului 960 — trecuse mai mult de un secol și deși, în acest răstimp, pe malurile și la vadurile Dunării inferioare avuseseră loc invazii și se purtaseră numeroase lupte, fie între ruși și bizantini, fie între pecenegi și cumani, pe de o parte, și bizantini, pe de altă parte, totuși — avem știri precise că — între anii 1070 și 1080 — lanțul „orașelor de la Dunăre” era intact și prosper. Cronicarul bizantin M. A t t a l i a t e s, care descrie evenimentele ce se petrec după anul 1070 la Dunărea de Jos — avînd drept centru geografic Silistra — spune, între altele: „căci erau pe malul acestui fluviu numeroase și mari orașe, cu o populație vorbind tot felul de limbi” (7) ¹⁾.

Interesant este și acest amestec etnic, despre care ne vorbește M. A t t a l i a t e s, dar și mai interesantă este atestarea existenței acelor „numeroase și mari orașe” la Dunărea de Jos, care nu sînt altceva, cum se vede, decît aceleași orașe despre care, cu un secol înainte, spunea cronica rusă că erau în număr de 80.

Balta Ialomiței, „cetate” și *vatră de așezare peceneagă*. De la cronicarii bizantini ai secolului al XI-lea mai deținem și alte știri în legătură cu Balta Dunării și care interesează de aproape istoria societății omenești de pe teritoriul țării noastre.

B. P. H a s d e u spune într-un loc, în a sa *Istorie Critică*, vorbind despre rolul jucat de bălțile Dunării în perioada migrației popoarelor, că aceste bălți ale Dunării erau într-adevăr păduri ²⁾ propriu-zise, care constituiau adăposturi sigure barbarilor în timp de război. Vom vedea mai jos că spusele lui H a s d e u se verifică pe deplin, cel puțin în legătură cu Balta Dunării de lîngă Silistra (Balta Ialomiței).

¹⁾ p. 206.

²⁾ Cum se știe, lingviștii admit originea cuvîntului rom. „pădure” din lat. *paluden* (*palus udis*: baltă, mlaștină).

Un alt istoric român — N. Iorga — a susținut, pe de altă parte, că numele brațului Borcea (care limitează Balta Ialomiței dinspre Bărăgan) este, ca și numele de Turtucaia din apropiere, de origine cumană (10)¹⁾. Vom vedea că afirmația lui N. Iorga va fi confirmată prin cele ce vom expune mai jos.

Un alt fapt pe care trebuie să-l reținem înainte de a trece la problema specială ce vrem să expunem, este acela că pecenegii și cumanii — popoare turce — vorbeau aceeași limbă. Și, în sfârșit, trebuie să mai adăugăm că atât pecenegii, cât și cumanii au dus lupte grele cu bizantinii în secolul al XI-lea, în raza și sub zidurile Silistrei.

Încă de acum un sfert de secol, lingvistul german Gustav Weigand a arătat (9)²⁾ că toponimicele cu sufixul (*lui*), care se întâlnesc într-un număr destul de mare mai ales în sudul și estul țării noastre, sînt de origine cumană (sau peceneagă — adăugăm noi — deoarece, așa cum am spus, pecenegii și cumanii vorbeau aceeași limbă). Din această categorie de toponimice, cităm: Căluș, Geamartalul, Urlui.

Dar nici Gustav Weigand, și nici altcineva după el, n-a vorbit, pînă azi, despre existența unor toponimice pecenego-cumane în Balta Dunării.

Aceste toponimice, însă, există. Și ele trebuie să fie, desigur, mult mai numeroase decît acelea pe care le-am depistat noi pe hartă (pe foile topografice respective, la scările: 1 : 100 000, 1 : 50 000 și 1 : 20 000) și în dicționarele geografice ale fostelor județe Ialomița și Constanța. Iată-le pe acestea :

În Balta Ialomiței :

1. *Bărui*, lac în dreptul satului Dichiseni de pe malul stîng al Borcei.
2. *Brelui*, braț sau prival la sud-vest de Hirșova.
3. *Covurlui* (nume de origine cumană sau peceneagă unanim admisă), lac în mijlocul Bălții Ialomiței, în dreptul satului și lacului dobrogean Mirleanu³⁾.
4. *Călușui*, lac în dreptul satului Cocargeaua de pe malul Borcei.
5. *Mătălușui*, lac în dreptul aceluiași sat Cocargeaua și pe aceeași linie, pe hartă, cu lacul Covurlui.
6. *Miclui* (Miclui, pe foaia topografică 1 : 100 000, dar în *Dicționarul geografic al jud. Ialomița*⁴⁾ : *Milui*), de asemenea lac pe teritoriul satului Pietroiu de pe malul Borcei.
7. *Mislui*, braț (prival), care pleacă din lacul Covurlui spre nord-est.
8. *Mituzului* (probabil, *Mituzlui*), prival în dreptul satului dobrogean Cochirleni.

În Balta Brăilei n-am putut descoperi pînă azi, nici un astfel de toponimic. Există însă unul, clar, în cuprinsul zonei inundabile exterioare din estul Bălții Brăilei și anume, numele unui prival (braț) care iese din Dunăre pentru a intra din nou în ea. Acest toponimic : *Bedelui* — este confirmat, în ceea ce privește originea lui peceneagă (nu cumană), prin

¹⁾ p. 4—5.

²⁾ p. 70 și 103.

³⁾ Numele de Covurlui — unanim recunoscut ca element cumanic (peceneg) — este o dovadă pentru originea identică și a celorlalte. Aceste toponimice vin să confirme, totodată, și ipoteza mai veche despre „cumanismul” toponimicelor Borcea și Turtucaia (a se vedea mai sus).

⁴⁾ p. 211.

vecinătatea lui imediată cu *satul Peceneaga* de pe malul dobrogean al Dunării din acest loc.

Foarte interesantă este și gruparea (localizarea) geografică a toponimicelor pecenego-cumane din Balta Ialomiței înspre mijlocul și mai ales spre capătul sud-vestic al acesteia, adică în apropiere de orașele Călărași și Silistra.

Se știa de mult că pecenegii au forțat de nenumărate ori, mai ales în secolul al XI-lea, *trecerea Dunării spre Silistra* prin vadul din acel loc, numit azi „al cailor”. Lucrul este prea cunoscut, ca să mai insistăm asupra lui. Ceea ce voim, însă, este să punem în relief nu numai rolul strategic-militar pe care l-a jucat Balta Ialomiței în luptele dintre pecenegi și bizantini, ci și un altul, mult mai important : acela de a fi fost loc de așezare îndelungată pentru o populație *civilă* peceneagă, care a rămas aici pînă la asimilarea ei completă în masa populației autohtone înconjurătoare.

Cronicarul bizantin *Georgios Kedrenos* din secolul al XI-lea relatează despre pecenegii cei aciuați, spre mijlocul acestui secol, în partea de sud-est a Bărăganului nostru ¹, că ei obișnuiau să se ascundă din fața inamicului „în bălțile și mlaștinile Dunării” și că, odată, una din căpeteniile lor, *Kegen*, după ce „rătăci prin bălți”, învins fiind de rivalul său (tot peceneg) *Tyrah*, izbuti să fugă la Constantinopol... : „drept aceea — scrie *Kedrenos* despre *Kegen* — sosind acesta *lângă Durostos* și *închizîndu-se într-o insulă a Dunării*, spre a se feri de atac”... și mai departe : „*Kegen*, ascuns în Baltă, trecea Dunărea mereu și izbea pe negîndite pe pecenegii lui *Tyrah*” ²).

Întrebarea care se pune acum este următoarea : care erau acele „bălți” sau acea „baltă” a Dunării, în care se retrăgeau și de unde atacau pecenegii pe inamicii lor și pe care — așa cum reiese din chiar textele cronicarilor bizantini ai vremii — pecenegii au folosit-o regulat în asemenea scopuri.

N. Iorga (11) ³) a fost cel dintîi, care a presupus că insula sau balta de care vorbesc izvoarele bizantine ale vremii este „insula Borcea”. Ulterior, traducînd și adnotînd textul din *Kedrenos*, în care se vorbește despre luptele dintre *Tyrah* și *Kegen* în regiunea Silistrei, *C. Brătescu* (5), identifica, de asemenea, „Insula în care s-a închis *Kegen*” cu „balta dintre Borcea și Dunăre, la Călărași” ⁴).

Pînă astăzi această identificare rămînea a fi considerată mai mult ca o ipoteză, dat fiind faptul că lipsea documentul care s-o confirme drept certitudine.

Astăzi, însă, lista cu numeroasele toponimice în *(Lui)*, pe care am dat-o mai sus, vine să confere, numitei ipoteze, tocmai această putere de certitudine, care-i lipsea.

Dar, pentru geografia istorică a celor două bălți ale Dunării, ceea ce interesează și trebuie pus în evidență în primul rînd este faptul că ele se dovedesc a fi fost locuite de pecenegi *multă vreme* și nu numai pe *malurile*

¹) Numele de Bărăgan însuși este considerat ca fiind de origine pecenego-cumană. A se vedea *Archivum Europae Centro-Orientalis*. Budapesta, 1935, t. II, p. 266 și urm.

²) Citatele noastre după *Kedrenos* sînt luate din textul lui *C. Brătescu* (5) p. 145—154), traducere din *Georgios Kedrenos*.

³) p. 79, nota 2.

⁴) p. 146.

lor (dovadă în acest sens, pentru Balta Brăilei, sînt cele două toponimice : Peceneaga și Bedelui din estul ei), ci chiar și în interiorul lor (dovadă, pentru Balta Ialomiței, numeroasele toponimice : Mislui, Mătălui etc., a căror listă am dat-o).

Într-adevăr, aceste toponimice nu pot proveni în nici un caz de la acele armate pecenege, despre care cronicarii bizantini ne spun că se retrăgeau uneori în Balta Ialomiței, în timpul luptelor cu dușmanii, ci de la o populație peceneagă *civilă*, fixată aici în așezări stabile și atașată de aceste locuri pentru o lungă durată de timp, pînă ce ea a fost asimilată de populația autohtonă înconjurătoare. Altfel, adică altfel decît printr-o lungă locuire aici, încheiată cu asimilarea pecenegilor respectivi în populația mai numeroasă autohtonă, perpetuarea pînă azi a acelei toponimii nu are cum să fie explicată.

Balta în timpul lui Mircea cel Bătrîn și al urmașilor lui. Documentele istorice de după întemeierea statului feudal al Țării Românești aruncă lumină și asupra problemei Bălții Ialomiței. Întreagă această baltă este dăruită de către Mircea cel Bătrîn mănăstirii Cozia. La toate bălțile din interiorul (cuprinsul) mării Bălți a Ialomiței, începînd cu Săpatul (azi, lacul Călărași) ¹⁾ și cu marele iezăr Căbălul (la fel numit și astăzi), mănăstirea își avea „așezați” oamenii ei, ca să adune venitul mănăstirii, vama din pești și vama din stupi și gloabe și dușegubine și toate celelalte munci (14) ²⁾. În 1407, Mircea cel Bătrîn întărește mănăstirii Cozia „Săpatul cu hotarul pînă la gura Ialomiței și pînă la Cărare” (14) ³⁾. „Cărare” era un sat al Coziei situat la o apreciabilă distanță în sus de gura Ialomiței, pe valea acestui rîu. Astfel, mănăstirea Cozia stăpînea nu numai sate și bălți pe întreg malul și cuprinsul Bălții Ialomiței, ci avea și sate în largă luncă comună Ialomița-Dunărea din dreptul Hirșovei, ca și pe lunca Ialomiței în sus. Posesiunile întinse și veniturile mari — vamă de la pește, stupi, apoi gloabe etc. — au necesitat brațe de muncă tot mai numeroase și au făcut ca mănăstirea Cozia să efectueze chiar colonizări pe malul Borcei, adică să deschidă „slobozii”, sate noi, în care „oricine va vrea să meargă... din satele boerești mari și mici, să fie slobod de toate dăjdiile” (14) ⁴⁾. Este foarte interesant — în această privință — cazul satului Cărăreni, citat, în actele de donație ale lui Mircea către Cozia, alături de satul *Cărare*. El e dat ca fiind la baltă : „încă și la baltă satele Cărărenii și Lumineanii...”, pe cînd *Cărare* era situat la o distanță apreciabilă pe valea Ialomiței, spre vest ⁵⁾. Și cum satul Cărăreni apare în documentele ca fiind o slobozie „deschisă” de Cozia la gura Ialomiței în timpul lui Mircea (14) ⁶⁾ este clar că bazele acestei slobozii au fost puse de satul Cărare (posesiune și el a mănăstirii); în sensul că acesta a dat pe primii coloniști întemeietori ai satului Cărăreni; ulterior, au venit și țărani de pe alte moșii, așa cum reiese din porunca lui Mircea cel Bătrîn, ca „nimeni să nu oprească pe

¹⁾ Lacul Săpatul a fost identificat nu de mult cu lacul numit astăzi Călărași. La sud de acest lac se află azi o *jupșă* și un *grind* care perpetuează numele de Săpatul, fost al lacului Călărași.

²⁾ p. 51.

³⁾ p. 51.

⁴⁾ p. 52—53.

⁵⁾ Actualul sat Cosimbești de pe valea Ialomiței are un cătun *Cărare* (a se vedea *Dicționarul geografic al jud. Ialomița*, p. 79 și 155).

⁶⁾ p. 52—53.

oamenii care vor veni (care vor voi să vină) din satele boerești în satul Cărăreni de la gura Ialomiței, al mănăstirii Cozia" (14)¹⁾. În alte documente din aceeași vreme se vorbește și de un sat Giurgiu (orașul Giurgiu de mai târziu?) tot al mănăstirii Cozia. Și cum mai jos de gura Ialomiței, pe malul Dunării, avem și azi un sat vechi numit Giurgeni, care își are, foarte probabil, originea tot de pe vremea lui Mircea cel Bătrîn, este de presupus că acest Giurgeni a fost la început o colonie a aceluși Giurgiu, așa cum Cărărenii fuseseră, în primul rînd, o colonie a satului Cărare (derivațiile de nume Cărare-Cărăreni și Giurgiu-Giurgeni sînt un indiciu clar). Mai este și un alt sat al Coziei, cu nume derivat : Cornenii (Corneanii) amintit de asemenea ca fiind la Baltă. La început, el apare sub numele de *Cornul* (14)²⁾, pentru ca ulterior să devină (în documente) Cornenii. Nu este exclus, totuși, ca satul Cornul să fi fost altul decît Cornenii, iar acesta să fi fost o colonie a aceluia. Este de-a dreptul uimitoare această mare întindere a posesiunilor Coziei la *toată Balta, de la Săpatul la gura Ialomiței*. Aceasta presupune așezări omenești — ca și un drum între ele pe toată lungimea brațului Borcei, pînă la gura Ialomiței, de unde porneau convoaiele de care (telegi) pline cu pește sărat ale mănăstirii, spre trecătorile munților, către Transilvania. Erau ale mănăstirii nu numai toate apele (lacuri, japse și privaluri) bogate în pește din cuprinsul Bălții Ialomiței, ci și o bună parte din satele de pe malul ialomițean al acesteia. Unele din aceste sate vor fi fost extrem de mici — abia 10—15 gospodării — și ele nici nu erau numite în documente, ca unele ce erau considerate ca făcînd parte din satele mai însemnate, acestea fiind singurele numite. Într-un document din 1467, de la Radu cel Frumos, prin care acesta confirmă mănăstirii Cozia stăpînirea asupra „bălților și girlelor de la Săpatul, drept la Dunăre, dar pe apă și pe Dunăre în jos pînă la gura Ialomiței tot pe apă" (14)³⁾ sînt citate (deci existau la acea dată) următoarele sate în raza gurii Ialomiței : *Blagodești, Bordușani, Corneni, Făcăeni, Frățilești, Tîrgul de Lînă* (acesta era tîrg sau oraș), *Stîncea, Vlădeni*. Bordușani, Făcăeni, Frățilești și Vlădeni există și azi, așa cum există încă, dar cu nume schimbat, și Cărărenii⁴⁾ (azi Hagieni) și așa cum se pare că supraviețuiește și satul Cornenii (actualul sat Bobu dinspre gura Ialomiței, care „înainte purta numele de Corneanca"⁵⁾). Numai despre Lumineni nu știm dacă mai supraviețuiește sau nu.

În concluzie : numeroasele sate menționate ca existînd „la baltă" și la gura Ialomiței pe timpul lui Mircea cel Bătrîn — și existente, desigur, cu mult înainte — ne arată că balta, prin bogatele și variatele ei resurse naturale, a păstrat totdeauna o populație relativ deasă pe malurile ei. Iar relațiile de producție feudale din vremea și de după întemeierea statului Țării Romînești, cînd biserica era una din principalele pîrghii de susținere nu numai a capului statului, ci și a statului feudal însuși, au contribuit, prin uriașele domenii stăpînite de mănăstirea Cozia la Balta Ialomiței și prin „deschiderea" de noi „slobozii" pe malurile acesteia,

¹⁾ p. IX.

²⁾ p. 95.

³⁾ p. 141.

⁴⁾ *Dicționarul geografic al jud. Ialomița* (p. 99 și 155). Credem, de asemenea, că actualul sat Chioara, situat în lunca Ialomiței aproape de vărsarea acestui riu în Dunăre și lîngă care se află o grădiște numită azi Blagodeasa (*op. cit.*, p. 43) este continuatorul vechiului sat Blagodești.

⁵⁾ *Ibidem*, p. 44.

la popularea și mai intensă nu numai a acestor maluri, ci, probabil, și a interiorului bălții.

Balta, după secolul al XV-lea. După secolul al XV-lea, când condițiile de viață ale țărănimii iobage din Țara Românească și Moldova devin de-a dreptul insuportabile prin nesfârșitele dări și prestații apărute în condițiile suzeranității turcești, bejenia sau fuga de pe moșile boierești este folosită tot mai mult ca o armă de luptă împotriva singeroasei exploatari feudale. În aceste condiții, Balta Dunării joacă tot mai mult — deși în proporții mult mai reduse, desigur — același rol pe care l-au jucat Carpații: ea devine, ca și munții, o regiune foarte căutată, mai întâi pentru adăpostul „de alături” pe care ea îl oferea tuturor acelor care se așezau pe malurile ei și, după aceea, prin bogatele și variatele ei resurse naturale. Astfel, populația existentă pe malul bălții sporea neconținut, în afară de faptul că se întemeiau, concomitent, și așezări noi. Dar, pe lângă fugarii care se fixau pe malul de dincoace al bălții, mai erau unii care treceau balta în Dobrogea — unde, de multe ori, viața era mai suportabilă decât dincoace, „în țară”. Cei care treceau dincolo nu se aventurau însă în largul Dobrogei, ci rămâneau pe celălalt mal al bălții, folosind-o pe aceasta atît ca loc de refugiu și adăpost vremelnic, în timpul invaziilor și războaielor, cît și ca loc de pășune și fineață pentru vite, apoi ca loc de vînat și chiar de cultură (pe tăpșanele și grindurile mai înalte), resursele naturale ale bălții fiind, cum am mai spus, pe cît de bogate, pe atît și de multiple. Dar și de dincolo, din largul Dobrogei, fugea populația dincoace: se știe că, nu mult după instalarea turcilor în această provincie, interiorul Dobrogei s-a golit de populație, devenind aproape „o pustie”¹⁾. O parte din vechea populație a Dobrogei și-a căutat adăpost spre Balcanii de răsărit, o altă parte a trecut Dunărea în Țara Românească și Moldova²⁾, așa cum — în veacurile următoare — nemaiputînd suporta grelele condiții ale exploatarii feudale din aceste două principate, numeroși țărani iobagi aveau să-și caute scăparea fugind în Dobrogea. Așadar, deplasările de populație peste fluviu au fost, în evul mediu, în ambele sensuri sau direcții. Fie că fugeau din Muntenia sau Moldova în Dobrogea, fie că fugeau din Dobrogea în Muntenia sau Moldova, fugarii nu se depărtau — de obicei — prea mult de fluviu, ei se fixau, mai totdeauna pe malurile bălții. Astfel, unii terminau prin a se fixa pe malul ialomițean al bălții, iar alții — pe cel dobrogean, mărind satele vechi sau înființînd altele noi. Prezentîndu-ne procesul de trecere din Bărăgan în Dobrogea, peste baltă, al țărănimii iobage fugare, **V i c t o r M o r f e i**, originar de pe malul Bălții Ialomiței, scrie: fugarii „făceau mai întâi un *popas în baltă*, pînă cînd se puneau în curent cu viața de peste fluviu. Foarte adesea, refugiații făceau, în mic, culturi de cereale pe grinduri sau treceau pe malul dobrogean, anume pentru aceasta și apoi, recolta o dată strînsă, se retrăgeau iar în baltă, unde erau grupați în tîrle și sate. Urmau apoi încercări de stabilire în Dobrogea din partea celor mai îndrăzneți și, încet-încet, toți fugarii treceau Dunărea și întemeiau sate noi pe malul dobrogean al bălții” (1)³⁾.

¹⁾ Resturile armatelor creștine învinse în lupta cu turcii de la Varna nu aflară în stepa Dobrogei, în fuga lor spre vadul dunărean de la gura Ialomiței, decît un „desertum” ((3), p. 222).

²⁾ Aceasta nu contrazice cele ce am spus mai sus despre indolența administrativă turcă, care în secolele mai recente a făcut ca numeroși bejenari din Muntenia și Moldova să treacă în Dobrogea.

³⁾ p. 131.

Și autorul continuă : „cinci sate dobrogene de pe malul Dunării, cercetate de mine îndeaproape, s-au format exact în același chip, prin procesul amintit : *Topalu, Boascic, Seimenii Mari și Seimenii Mici, Asăneștii*” (1)¹⁾. Așa se va fi întemeiat, desigur, și satul *Stelniceni* — pe care hărțile din secolul al XVIII-lea îl indică pe malul dobrogean al Bălții Ialomiței²⁾ prin fugari din satul *Stelnica* de pe malul ialomițean al aceleiași bălți. Și așa s-au format încă multe altele. Un document de pe vremuri aminteste „...că mai sus scrisul sat a fost băjenit înainte vreme, în zilele lui Alexandru Voevod, toți peste Dunăre, în țara turcească” (12)³⁾.

În același timp, însă, se desfășura și procesul invers : populații fugite din Dobrogea întemeiau sate pe malul opus al bălții. Astfel, au fost semnalate mai de mult două sate pe malul ialomițean : *Sat-Noeni* și *Coslugeni* cu nume derivate din numele a două sate de pe malul dobrogean al bălții : *Satu-Nou* și *Coslugea* — dovadă sigură că cele de pe malul Borcei au fost întemeiate de locuitori fugiți din cele de pe malul dobrogean⁴⁾.

Sint, apoi, o serie de sate cu același nume pe ambele maluri ale Bălții Ialomiței : *Beilic, Cocargea, Ghizdărești, Mîrleanu, Oltina, Vaidomir*⁵⁾. Această identitate de nume, fără să indice direcția migrației, trădează, totuși, deplasări (schimb) de populații între cele două maluri ale bălții.

Încheiem aceste considerații, rezumînd : așa cum Carpații (mai ales Carpații Meridionali dintre trecătoarea Bran și izvoarele Cernei) sint flancați pe sub ambii lor versanți de un număr de așezări a căror populație își are, în mare măsură, originea în satele de sub versantul opus, tot așa și Balta Ialomiței este flancată pe ambele ei laturi de numeroase așezări, a căror populație este venită, total sau în mare parte, de pe malul opus. Fenomenul își are originea — atît pentru munți, cît și pentru baltă — mai întii în relațiile de producție ale orînduirii feudale, cînd țărănimea iobagă trecea neconținut, de pe un mal pe celălalt, în căutarea unei vieți mai suportabile.

În sfîrșit, o contribuție importantă la popularea celor două maluri ale Bălții Ialomiței și a Brăilei a fost și aceea a păstorilor carpatici, atît transilvăneni, cît și „munteni”, asupra cărora balta a exercitat totdeauna o puternică atracție, ca una ce oferea pînă și iarna, turmelor de oi, hrană bogată în „hălăciugurile” sau desigururile din cuprinsul ei.

Mulți dintre acești păstori, venind și rămînînd iarnă de iarnă cu oile în baltă, terminau prin a se căsători și a rămîne pentru totdeauna în Dobrogea sau Ialomița, în general, sau în satele de pe cele două maluri ale bălții, în special. Uneori, păstori transilvăneni au întemeiat chiar sate noi. Astfel de sate sint, de pildă, *Varos, Gîrlici* și *Ciobanul* de pe malul dobrogean al bălții.

Și este interesant de observat că ciobanii transilvăneni au contribuit nu numai la popularea tot mai intensă a malurilor Bălții Ialomiței, ci și — deopotrivă — la popularea celor două maluri ale Bălții Brăilei.

Se pare chiar că Balta Brăilei oferea condiții mai favorabile pentru iernatul turmelor ardeleno decît însăși Balta Ialomiței : „atracția Bălții

¹⁾ p. 131.


²⁾ *Volumul jubiliar „Dobrogea”*, București, 1928, I, I, p. 130 - 131.

³⁾ Apendice I (XIII).


⁴⁾ Fapt semnalat mai de mult de C. Brătescu ((13), p. 83).

⁵⁾ Pe hărțile din secolul al XVIII-lea sint arătate, la sud de Silistra, un sat Ciocănești și unul Buliga, corespunzînd celor două sate cu același nume, de pe malul Borcii.

Legenda

 Drumuri și poteci pe cuprinsul Bălții legînd satele de pe cele două maluri

Oltina, etc. - Sate cu aceleași nume pe ambele maluri

 Martori de eroziune sau grinduri înalte cu urme de vechi așezări („grădiști”, unele; „siliști”, altele,

Lac Miclui, etc. Toponimie pecenegă

0 5 10 Km

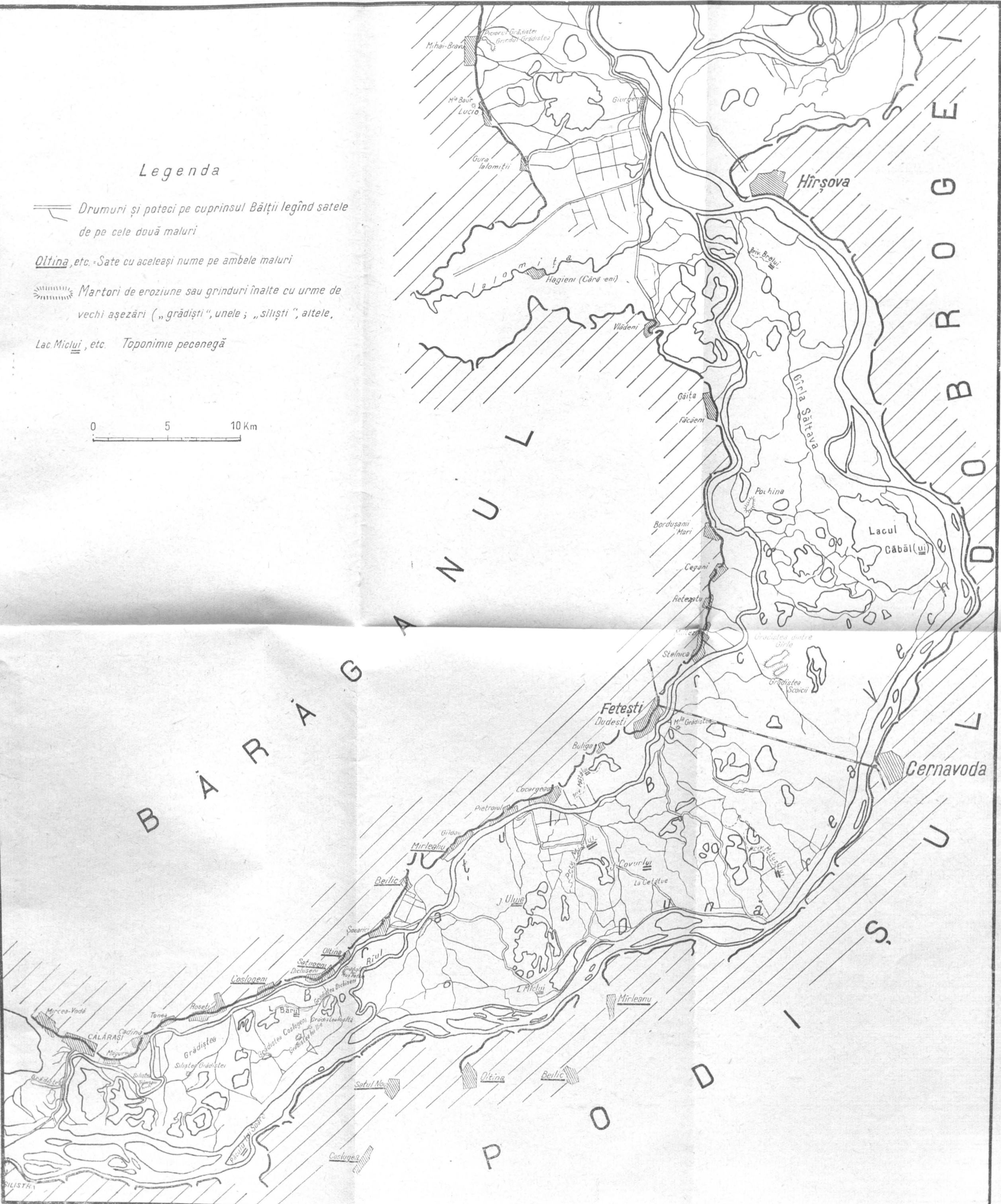


Fig. 1.— Balta Ialomiței.

Notă. În unele documente istorice recent publicate, chiar și numele celui mai mare lac din Balta Ialomiței (Căbăl — accentul pe prima silabă) e redat sub forma Căbăluș, ceea ce ar pleda pentru o origine pecenegă și a acestui nume. De aceeași origine, în plus, ar putea fi și toponimul Păcuș, purtat de 4 ostroave ale Dunării din dreptul localității dobrogene Ostrov din apropierea Silistrei.

Brăilei asupra ciobanilor ardeleni — spune G. h. Murgoci (13)¹⁾ — a fost mai puternică decât atracția Bălții Ialomiței. Se găsește în această baltă — continuă Murgoci — urme de vechi așezări și, în timpuri mai apropiate de noi, au luat ființă adevărate sate pe întinsele grinduri de la Ibiș, Vileiu, Stoenеști, Frecăței, Boul, Mucuroaia, Blasova, Titeova, Canalul Măcinului²⁾. . . Tot spre Balta Brăilei coborau păstorii dinspre munții Buzăului, Rîmnicului, Vrancei. Mulți locuitori din satele de pe malurile acestei bălți sînt de origine mocănească ardeleană sau sînt urmași de păstori coboriți de pe fațada sud-estică a Carpaților de la curbura³⁾.

N o t ă . Prezentul studiu în continuare se va publica într-un număr viitor.

ВОПРОСЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ БОЛОТИСТЫХ РАВНИН ЯЛОМИЦЫ И БРЭИЛЫ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Болотистая низменность Дуная, состоящая из двух частей: болотистой равнины Яломицы и Брэилы, является частью поймы Дуная, расположенной между двумя степями на юго-востоке РНР: Бэрэганом и Добруджей. Она начинается против городов Калараши (РНР) и Силистрия (Болгария), где Дунай разделяется на два рукава, и кончается в Брэиле, где «Старый Дунай» (правый рукав) соединяется с «Новым Дунаем» (левый рукав). На этом длинном пути, лишь в одном месте, а именно, немного ниже добруджского городка Хыршова, эти два рукава Дуная сливаются на коротком протяжении в одно русло, и это сужение делит болотистую равнину Дуная на две части: южную—болотистую равнину Яломицы, и северную—болотистую равнину Брэилы.

Болотистая равнина Дуная является междуречьем с водообильной территорией и постоянно выступающей на поверхность водой, расположенной между двумя постоянно засушливыми степями. Отсюда вытекает характер этой местности, резко отличающейся, по своей природе, от окружающих ее местностей. Отсюда также вытекает и большое ее значение как с точки зрения географического распределения народонаселения (в исторические времена и ныне), так и с точки зрения экономической.

В настоящем очерке автор рассматривает историческое значение болотистой равнины Дуная, то есть роль, которую она сыграла в историческом прошлом человеческого общества этой части территории Румынии.

Болотистая равнина Дуная всегда сильно привлекала население окружающих ее местностей, не только благодаря своим природным условиям, в высшей степени благоприятным, но и благодаря своему географическому расположению с севера на юг между двумя степями.

¹⁾ p. 116.

²⁾ Murgoci ne dă această listă de cătune născute din tîrle ciobănești în Balta Brăilei, în anul 1919. Ea, însă, nu e completă. Mai sînt, astfel, în Balta Brăilei, cătunele : Băndoiu, Iapă, Mărașu, Nedeicu, Strîmba.

³⁾ p. 116.

расположенными в том же направлении, и которые, в период переселения народов, были многими из них использованы как пути следования в направлении Византии и Рима. Коренное население этих степей, принуждено было вследствие этого перейти к вышеупомянутым двум крупным «внутренним поймам» Дуная, между Кэлэрашем и Браилой, где оно нашло не только необходимое пристанище, но и многочисленные природные богатства: разнообразную дичь и необыкновенное обилие рыбы, населяющей тысячи озер, пастбища, лесной материал в ивовых зарослях и тополевых рощах (не считая камыша и рогоза), плодородную почву внутренних пригорков и возвышенностей, удобряемую при каждом разливе рек.

Болотистые равнины Яломицы и Бэрилы были также использованы как убежище крепостным крестьянством из местностей, лежащих на востоке Мунтении и на западе Молдавии. Крестьяне, не будучи в силах выносить тяжесть бесчисленных податей и трудовых повинностей, бежали из феодальных поместий и переходили через большую равнину реки в Добруджу, в надежде найти более сносные условия жизни. Очень часто эти переходы не доводились до конца, так как беглецы, ознакомившись с условиями местности, оседали на ней (либо временно, во внутренней ее части, либо на постоянное жительство на ее границах).

Таким образом, в течение всех исторических периодов, начиная с первобытной общины и до настоящего времени, обе вышеназванные обширные болотистые равнины румынского Дуная имели большое значение и сыграли довольно важную роль в развитии человеческого общества в юго-восточной части румынской территории.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Болотистая равнина Яломицы.

CONSIDÉRATIONS SUR LA GÉOGRAPHIE HISTORIQUE DE LA «BALTA» *) DU DANUBE

(RÉSUMÉ)

La *Balta* du Danube (vallée du Danube) comprend deux secteurs : la *Balta* de la Ialomița et la *Balta* de Brăila. Il font partie intégrante des forêts inondables du Danube (*lunca Dunării*), comprises entre les deux steppes du Sud-Est de la Roumanie, le Bărăgan et la Dobrogea. Les marais commencent à hauteur des villes de Călărași, en territoire roumain, et de Silistra, en territoire bulgare, à l'endroit où le Danube se divise en deux bras, et se terminent à Brăila, où le „Vieux Danube”

*) Sous le nom de „Balta“, le peuple roumain désigne, en général, la région inondable de la vallée du Danube entre Calafat et le Delta et en particulier, le secteur qui s'étend de Călărași à Brăila, secteur qui fait l'objet de cette étude.

(le bras droit) s'unit au „Nouveau Danube” (le bras gauche). En un seul point de ce long parcours — à savoir, un peu en aval de la petite ville de la Dobrogea, Hirsova — les deux bras du Danube se réunissent pour un court intervalle en un seul cours, ce qui a pour effet de diviser les marais en deux secteurs : celui de la Ialomița, au Sud, et celui de Brăila, au Nord.

La *Balta* du Danube, constitue une petite „mésopotamie”, dont le territoire amphibie regorge d'eau en permanence, et est comprise entre deux steppes toujours à court d'humidité. De là, son caractère de région naturelle, nettement différente des régions environnantes. De là aussi, la grande valeur des marais — du point de vue de la géographie humaine (historique ou actuelle) et au point de vue de la géographie économique.

Dans l'étude présente, l'auteur traite de la fonction historique de la *Balta*, c'est-à-dire du rôle joué par cette région, dans le passé historique de la société humaine de cette partie du territoire du pays.

La *Balta* a toujours exercé une puissante attraction sur les populations des régions environnantes, non seulement par ses conditions naturelles, extrêmement favorables, mais aussi par sa position et son orientation géographique (N-S) entre deux steppes, qui ont été utilisées par un grand nombre de peuples migrants comme voies d'écoulement du N-E vers Byzance et Rome ; ce qui a eu pour effet la retraite d'une partie des populations autochtones de ces steppes vers les deux grandes régions de „vallées intérieures” du Danube, situées entre Călărăși et Brăila, où elles trouvaient non seulement l'abri nécessaire, mais encore de nombreuses richesses naturelles : gibier varié, poisson extraordinairement abondant des innombrables lacs, pâturages, bois des forêts de saules et de peupliers (et aussi les roseaux et le carex), sol fertile des îlots de sable et des éminences intérieures, fécondé lors de chaque crue du fleuve.

Les *Balta* de la Ialomița et de Brăila offraient en même temps un lieu de refuge aux paysans corvéables de l'Est de la Valachie et du Sud de la Moldavie qui, ne pouvant plus supporter le fardeau des impôts et des prestations sans nombre, s'enfuyaient des terres des seigneurs féodaux et, traversant la *Balta*, passaient en Dobrogea, dans l'espoir d'y trouver des conditions d'existence plus tolérables. Bien souvent pourtant, ces émigrants s'arrêtaient en route, car, en prenant contact avec la *Balta* du Danube, les fuyards s'y établissaient (les uns temporairement, à l'intérieur, les autres à demeure, sur les bords).

A toutes les périodes de l'histoire — à commencer par celle de la commune primitive et jusqu'à nos jours — les deux grandes *Balta* du Danube roumain ont exercé une forte influence et joué un rôle assez important dans l'évolution de la société humaine du territoire du Sud-Est du pays.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — „*Balta Ialomței*”

BIBLIOGRAFIE

- 1 Victor Morței, *Infiltări românești dintr-o parte intr-altă a Dunării -- note geografice și istorice asupra Bălții Ialomței*. Bul. Soc. rom. geogr., 1927, vol. XLVII.
2. — *Balta Ialomței; contribuțiuni la cunoașterea ei*. Analele Dobrogei, 1924. 1925. an. IV și V.

3. C. Brălescu, *Pământul Dobrogei*, Volumul jubiliar „Dobrogea”. București, 1928.
4. — *Mișcări epirogenetice și caractere geomorfologice în bazinul Dunării de jos*. Bul. Soc. rom. geogr., 1921, vol. XXXIX, p. 91.
5. — *Pecenegii; pagini de istorie medievală, tradusă din Georgios Kedrenos*. Analele Dobrogei, 1924 și 1925, an. V și VI.
6. Vasile Părvan, *Începuturile vieții romane la gurile Dunării*. București, 1924.
7. Gh. Vîlsan, *Dunărea de jos în viața poporului român*. Graiul românesc, 1927, an. I, nr. 10.
8. . . . *Istoria R.P.R.* București, 1952, ed. a II-a.
9. Gustav Weigand, *Ursprung der Südkarpatischen Flussnamen in Rumänien*. Jahresbericht des Instituts für rumänische Sprache zu Leipzig, 1921, vol. XXVI-XXIX.
10. N. Iorga, *Imperiul Cumanilor și domnia lui Basarabă*. București, 1928.
11. — *Geschichte des rumänischen Volkes*. București, 1905, vol. I.
12. — *Constatări istorice cu privire la viața agrară a Romnilor*. București, 1908.
13. Gh. Murgoci, *La Dobrogea roumaine*. București, 1919.
14. . . . *Documente privind istoria Romniei, veacul XIII-XIV-XV B. Țara Romnească (1247—1500)*. Ed. Acad. R.P.R., București, 1951.

ALIMENTAREA CU PRODUSE RURALE A PRINCIPALELOR PIETE ALE ORAŞULUI IAŞI

DE

VERONICA GIOSU

Cercul științific de geografie economică și-a înscris printre problemele de studiu pe anul 1952 — 1953 și *Alimentarea cu produse rurale a principalelor piețe din orașul Iași*. În cele ce urmează, vom prezenta succint, câteva aspecte ale primelor noastre cercetări sub forma unei note preliminare, deoarece problema este încă în studiu. Concluziile studiului s-au tras pe baza anchetelor ce s-au efectuat săptămînal pe teren în perioada septembrie 1952 — martie 1953.

Numărul mare al studenților din cerc a permis efectuarea unor anchete, simultan în toate piețele orașului adică: *Hala, Piața centrală* din str. G. Dimitrov, *Nicolina, Păcurari, Bucșinescu, Podul de Fier și Podul Roșu*. Fiecare subcolectiv de studenți a fost îndrumat de un membru al corpului didactic din colectivul de geografie economică. În anchetele noastre n-am cuprins și unitățile comerciale socialiste ale pieței, deoarece acestea constituie subiectul unei teme aparte.

Cu ajutorul statisticilor făcute pe teren s-au întocmit două hărți privind dinamica principalelor produse sătești care intră în oraș și sînt plasate în piețe. La întocmirea hărților s-a folosit metoda cercurilor proporționale (1) și a liniilor de mișcare (2) (fig. 1).

Prin metoda cercurilor proporționale s-au reprezentat trei aspecte: *participarea numerică a țăranilor* (indicată prin suprafața cercurilor), *direcția spre piețe* (indicată de sectoarele din cerc) și *felul produselor* cu care participă satele respective, indicate prin inelul exterior. Prin metoda liniilor de mișcare s-a cartografiat direcția și intensitatea de scurgere a diverselor produse.

Considerații economice generale. Făcînd o privire de ansamblu asupra împrejurimilor orașului Iași, se poate observa că orașul este situat în zona de contact între două regiuni geografice deosebite: *stepa deluroasă a Jijiei* la nord și fruntea Podișului central moldovenesc în sud și sud-vest. Aceste unități geografice se deosebesc între ele sub aspect fizico-geografic

și mai ales economico-geografic. Ele oferă o sumă de produse ce reușesc să satisfacă numai parțial consumul alimentar al orașului. Cerința mare a unor produse a dus la o specializare pe centre de populație. Așa de pildă hașurile verticale de pe figura 2 ne arată, că o seamă de sate ca : Bosia, Ungheni, Țuțora, Golăești și altele, situate în lunca Prutului, unde există condiții optime pentru dezvoltarea legumiculturii, dau cele mai mari cantități de legume pe piețele orașului Iași. În sectorul nordic, în unele sate ca de exemplu Flămânzi, se cultivă numai usturoiul. În partea sud-vestică sate ca Săbioani, Hălăucești, Mircești sînt specializate în cultivarea cartofului. Regiunea sud-estică situată în interfluviul dintre afluenții Bîrladului superior și Prut, este zona ce dă cea mai mare cantitate de fructe, în special vara și toamna atunci cînd căile de comunicație permit aducerea acestor produse la oraș. Satele Comarna, Moșna, Hilița, Vadul-Ducăi, Răducăneni sînt renumite prin cantitățile de fructe de bună calitate pe care le desfac în Iași. Regiunea de stepă din nord cu satele Rediu, Țigănești, Herești dau în special produse lactate, cereale și păsări.

Dinamica produselor. Dacă analizăm circulația tuturilor produselor rurale, ce se comercializează prin intermediul piețelor se poate observa, că dintre acestea apar în masă *legumele, fructele și produsele lactate*, care dau și nota caracteristică piețelor noastre. Cît privește circulația produselor, aceasta se face în funcție de anotimpuri.

Din anchete rezultă, că *piața Hala* are volumul cel mai mare de produse, distribuind : 45,2% zarzavat, 30,5% fructe, 15% produse lactate și 9,3% diverse. Cantitatea mare de zarzavat în Hală, ne arată pe de o parte, că schimbul se face între participanții din diversele sectoare ale regiunii noastre, iar pe de altă parte, că Hala este o piață sezonală de aprovizionare pentru toamnă.

Piața centrală se caracterizează prin numărul mare de participanți cu produse lactate și fructe. Din cantitatea totală a produselor se distribuie : 43% produse lactate, 18% zarzavat, 34% fructe și 5% diverse.

Piața Nicolina este mai mică ca spațiu, însă mijlocește schimbul unei mari cantități de produse rurale, fiind așezată în imediata apropiere a unor importante centre muncitorești. Aici nota caracteristică o dau tot legumele, care reprezintă 34% din volumul de produse al pieței ; lactatele reprezintă 27%, fructele 13%, cerealele 18% și 9% diverse.

Piețele mai mici, adesea numai „vaduri comerciale” sînt folosite de un număr extrem de redus de participanți. Acestea însă au o anumită specializare. Podul Roșu, de exemplu, este *piața fînului*. Podul de Fier este important pentru *lemn*, iar Bucșinescu pentru *lemn* și *fîn*. Ele sînt completate de produse lactate.

Distribuția în piețe. În harta cercurilor proporționale s-a cartografiat și participarea în piețe. Se menționează, că din totalul participanților, 39,6% se dirijează spre Hală, 36% spre piața centrală, 12% spre Nicolina, Păcurari 4,5%, Bucșinescu 2,5% și Podul de Fier 0,8%.

Satele specializate ca Bosia, Ungheni își distribuie produselor lor în piețele cele mai organizate și cu cea mai mare putere de cumpărare, cum sînt Hala și piața centrală. Sînt cazuri cînd piețele mai organizate îi silesc pe participanți să depășească piețele mai mici. Astfel satele Dumești, Brătuleni și altele trec peste piața Păcurari, iar satele din lunca Prutului depășesc piețele Bucșinescu și Nicolina, pentru a-și distribui produsele în piețele centrale. Lucrul acesta se face din două motive : piețele mai mari

au o cerere mai mare de produse, în plus piețele periferice se deosebesc și sub aspectul organizării interioare. Dacă analizăm structura unei piețe centrale ca Hala, constatăm că în interiorul ei există o compartimentare în diferite sectoare de produse, ceea ce înlesnește schimbul; există sectorul legumelor și cerealelor, fructelor și lactatelor. Lucrul acesta nu se observă în piețele mici. Aceste condiții de organizare fac ca 80% din participanții din Hală și piața centrală să depășească piețele periferice.

Ritmul de circulație al produselor. În toate piețele comercializarea produselor se face cantitativ și calitativ în funcție de anotimp. Se constată o abundență a produselor în special vara și toamna, ceea ce duce la o creștere a intensității schimbului; aceasta se observă mai mult la fructe și legume. Luăm de exemplu fructele: ele apar în mari cantități pe piețele libere ale orașului, vara și mai ales toamna. Pe măsură însă ce condițiile climatice se schimbă, produsele locale sînt înlocuite treptat de produsele ce vin de la mari distanțe. Iarna, în locul fructelor de Moșna, Tomești, Răducăneni apar merele de Rădășeni (reg. Suceava) sau cele din Năsăud, Bîrgae și Baia Mare.

Pentru piețele orașului Iași, este cunoscut faptul că spre sfîrșitul toamnei și începutul iernii produsele regiunii, fructele, sînt substituite de produse aduse de la mari distanțe. Acest fapt se explică prin aceea că în general căile de comunicație rutiere ale regiunii nu satisfac nevoile de transport, la care se adaugă lipsa priceperii de conservare a fructelor și chiar a legumelor.

Cîteva considerații asupra zonelor economice. În vechile studii asupra funcțiilor economice, se arată că fiecare oraș este deservit de trei zone de aprovizionare (imediată, intermediară și îndepărtată), care au arealuri concentrice (în special primele două). Din analiza hărților noastre se poate trage concluzia, că zona imediată este în funcție de anumiți factori geoeconomici, dintre care căile de comunicație au un rol important. Cu aceeași ocazie s-a putut constata, că zona de aprovizionare imediată nu prezintă un areal cuprins între 8 și 10 km. Unele produse sosesc de la mari distanțe în cursul fiecărei dimineți și se axează pe principalele artere de comunicație. De aceea zona de aprovizionare imediată n-are o formă regulată; apare tentaculară, iar zona intermediară este de multe ori între prelungirile celei imediate, tocmai pentru că este lipsită de căi de comunicație. Nu este deloc întîmplător faptul, că unele produse, și chiar cele lactate, sosesc din satele apropiate de Tg. Frumos și Podul Iloaiei, pentru că transportul este înlesnit de calea ferată.

Regiunea sud-estică are participare redusă la piață, datorită drumurilor impracticabile deși distanța pînă la oraș nu este mare. Cînd circulația devine imposibilă, din cauza ploilor sau înzăpezirii, în piețele orașului Iași se resimte în special lipsa de fructe și legume. Exemplul cel mai bun ni-l poate oferi ancheta din 19 februarie 1953 cînd, datorită viscolului, în piața centrală erau numai 10—12 participanți. Din cele arătate pînă acum, s-ar putea spune, că zona imediată aproape se confundă cu cea intermediară.

Zonele de aprovizionare imediată și intermediară ale Iașului sînt relativ restrinse, din cauza complexului de condiții geografice. Orașul mai este apoi înconjurat de o serie de centre urbane ca Tg. Frumos, Podul Iloaiei, Vaslui, Hirlău, Pașcani, care reușesc să atragă unele produse și să reducă puterea de concentrare a Iașului. Deci se crează zone de interferență.

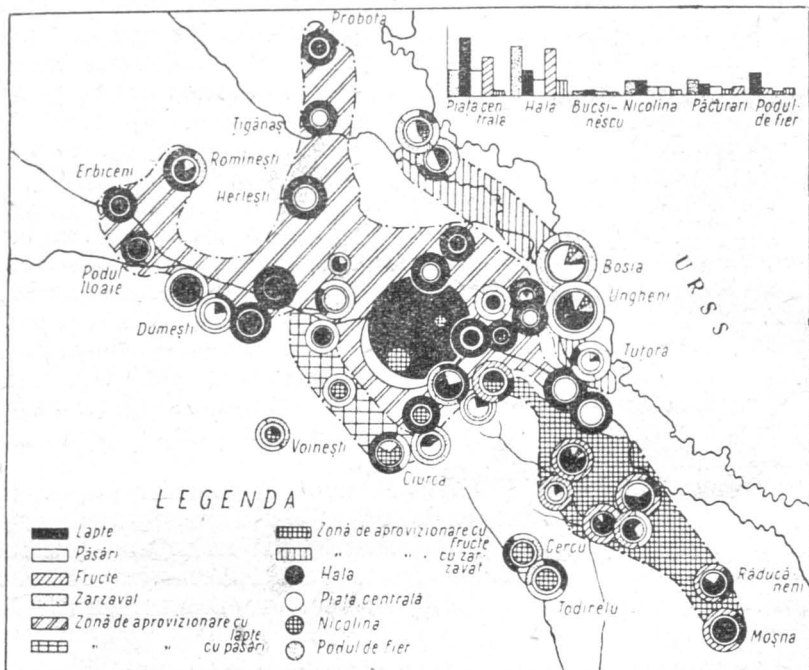


Fig. 1. — Harta alimentării orașului Iași cu produse rurale.

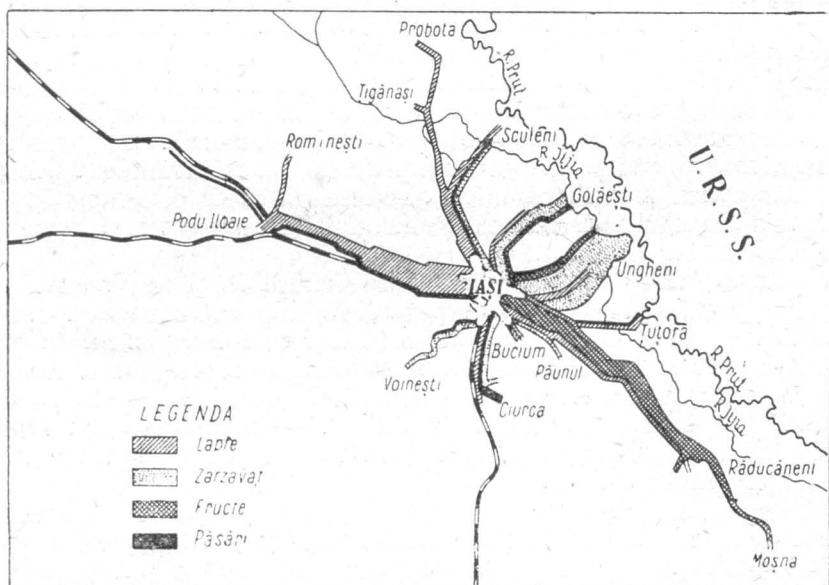


Fig. 2. — Harta liniilor de mișcare a principalelor produse rurale spre piețele din orașul Iași.

Lucrul acesta s-a făcut simțit mai mult în urma raionării, deoarece reședințele raionale devin centre de populație din ce în ce mai importante, prin mărirea simțitoare a numărului populației, prin organizarea funcțiilor politico-administrative de tip raional etc. Aceasta însă nu îngreuiază aprovizionarea orașului Iași pentru că în același timp se mărește intensitatea schimbului zonei existente.

În concluzie, cercetările geoeconomice în principalele piețe neorganizate aprovizionate de micii producători, ne arată, că centrele din preajma orașului Iași nu reușesc să satisfacă nevoile mereu crescînde ale populației muncitoare, din cauza cultivării pe suprafețe restrînse, a nefolosirii totale a mediului geografic, a lipsei de organizare a căilor de comunicație rutiere și a lipsei de orientare a micilor producători de mărfuri. Aceasta impune luarea de măsuri în vederea lărgirii sectorului socialist și individual în lumina hotărîrii Consiliului de Miniștri al R.P.R. și al C.C. al P.M.R. cu privire la extinderea și îmbunătățirea culturii de cartofi, legume și zarzavaturi pe loturi individuale de către muncitori și funcționari în orașe și centrele industriale, de asemenea în lumina Plenarei lărgite a C.C. al P.M.R. din 19—20 august 1953.

Regiunea Iași are posibilități de a mări capacitatea industriei alimentare pe bază de fructe și legume. Se impune reorganizarea și repartizarea cit mai apropiată a piețelor de zonele rezidențiale după principiul piețelor colhoznice pentru a se economisi timpul, pentru a nu crea sectoare supraaglomerate în circulația cu vehicule. De asemenea se mai impune reorganizarea căilor de comunicație rutiere. Numai așa se va reuși ca în piețele comerciale să predomine producția sectorului socialist și să satisfacă nevoile mereu crescînde ale populației muncitoare.

СНАБЖЕНИЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫМИ ПРОДУКТАМИ ГЛАВНЫХ РЫНКОВ ГОРОДА ЯССЫ

(КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ)

Из исследования, произведенного в связи со „снабжением главных рынков города Яссы сельскохозяйственными продуктами“, следует, что продуктами, особенно характерными для городского рынка, являются плодово-овощные и молочные продукты. Самое интенсивное движение этих продуктов замечается в городском крытом рынке, получающем 36⁰/₁₀₀ общего количества сельскохозяйственных продуктов. Интенсивность движения продуктов не является неизменной в течение всего года: можно заметить периоды весьма оживленного движения, как например, осенью и летом.

Можно также констатировать некоторые явления, касающиеся зон снабжения. Автор отмечает непосредственно прилегающую к городу и окружающую его зону, которая уменьшается или увеличивается в зависимости от климатических условий, промежуточную зону, расположенную в виде щупалец по коммуникационным артериям и отдаленную зону.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Карта снабжения города Яссы сельскохозяйственными продуктами.

Рис. 2. — Карта путей следования главных сельскохозяйственных продуктов к рынкам города Яссы.

L'APPROVISIONNEMENT EN PRODUITS RURAUX DES PRINCIPAUX MARCHÉS DE LA VILLE DE JASSY

(RÉSUMÉ)

Il résulte des recherches faites au sujet de l'approvisionnement en produits ruraux des principaux marchés de la ville de Jassy que les produits qui caractérisent plus spécialement ces marchés sont les légumes, les fruits et les produits lactés. Le mouvement le plus intense a lieu dans les halles de la ville qui reçoivent 36% du total des produits ruraux. L'intensité de la circulation des produits n'est pas constante pendant toute l'année : par exemple en été et en automne il y a des périodes fort animées.

On peut également faire des remarques au sujet des zones d'approvisionnement : il y a une zone immédiate autour de la ville, zone qui augmente ou se rétrécit selon les conditions climatiques, une zone intermédiaire qui apparaît tentaculaire, le long des voies de communication, et une zone éloignée.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte de l'approvisionnement en produits ruraux de la ville de Jassy.

Fig. 2. — Carte des lignes de circulation des principaux produits ruraux vers les marchés de la ville de Jassy.

BIBLIOGRAPHIE

1. A. I. Preobrajenski, *Russkie ekonomiceskie karti i atlas*. Moscova, 1953, p. 219.
2. L. N. Liout, *Kartovedenie*. Moscova, 1948, p. 297.
3. I. Rubinstein, B. I. Gogol, A. G. Kulikov și V. I. Moskin, *Economia comerțului sovietic*. București, 1953, p. 277-289 și 503-505.

DEPRESIUNEA GĂRÎNA

DE

LUCIAN BADEA și M. ALEXANDRU

Cu toate că masivul banatic reprezintă subunitatea cea mai puțin proeminentă din lanțul carpatic, el poartă în constituția și aspectul său întreaga frământare pe care au suferit-o Carpații Meridionali și Apuseni, de-a lungul întregii istorii geologice.

Blocul vechi cristalin, partea principală a acestui masiv, a fost rupt în bucăți prin numeroase falii și despărțite apoi între ele prin depozite sedimentare vechi și noi.

Separarea lui în mai multe compartimente s-a accentuat în pliocen-cuaternar, datorită mișcărilor noi ale scoarței și adâncirii rețelei hidrografice în ultima perioadă a cuaternarului.

Dintre fragmentele vechiului bloc, cea mai bine conturată este culmea Semicului, dispusă de la nord spre sud, cu o cădere treptată în aceeași direcție. De jur împrejur, bordura sedimentară, mai ușor atacată și distrusă de eroziune, permite ca individualitatea Semicului, partea înaltă a munților Banatului, să apară mai evidentă.

Cu toate că este interesantă din punct de vedere geografic (morfologic, prin varietatea formelor, rezultat al trecutului sbuciumat și al diversității formațiunilor existente, iar economic, prin bogățiile legate atât de sedimentarul paleo- și mesozoic, cât și de eruptivul mesocretacic), regiunea muntoasă a Banatului n-a fost studiată suficient până în prezent.

În afară de lucrările lui E. m. de Martonne (2) și G. Vergez-Tricom (5) alte studii care să privească în mod special regiunea montană a Banatului nu mai există în literatura geografică.

Bineînțeles că alături de lucrările amintite trebuie să adăugăm numeroasele studii privitoare la întreg bazinul transilvan, sau la Carpații Apuseni care, tangențial, se ocupă de câteva probleme ale geografiei Banatului.

Partea care ne interesează din munții Banatului este cea mai înaltă, culmea propriu-zisă a Semicului, formată din șisturi cristaline și câteva slabe intruziuni vechi de granit.

Caracteristica principală a acestei regiuni montane este dată de rotunjimea surprinzătoare a formelor și întinselor suprafețe netede care se etajează la diferite altitudini.

Dacă ne-am situa în oricare parte a Semicului, putem vedea cum se aliniază culmile una după alta, în nivele ușor înclinate către culoarul Timiș-Mehadia.

Treapta cea mai înaltă, de aproximativ 1400 m, situată în jurul vîrfurilor Semic (1447 m) și Piatra Gozna (1449 m) a fost considerată de E. m. de Martonne ca fiind echivalentă cu nivelul Borăscu din Carpații Meridionali.

Între acest nivel superior și cel de-al doilea — Tomnăcița — de 900 m, G. Vergez-Tricom, arată existența unui nivel intermediar de 1200 m care, probabil, face parte din complexul nivelului de 1400 m.

Dacă la sud de vîrfurile Semicului și de Piatra Goznei aceste nivele sînt bine conturate, desfășurîndu-se larg, cu coborîre treptată spre culoarul tectonic Caransebeș-Mehadia, la nord de acestea, situația este cu totul alta.

Relieful nu prezintă treptele stabilite, ci coboară repede, pînă sub 1100 m, pentru ca să se mențină apoi la această altitudine, pe o suprafață întinsă, pînă spre satul Lindenfeld.

În mijlocul acestui nivel local, a fost săpată depresiunea Gărina, astfel încît rama ei înconjurătoare este formată din culmi rotunjite și cupole aliniate la aproximativ 1050 m (fig. 1).

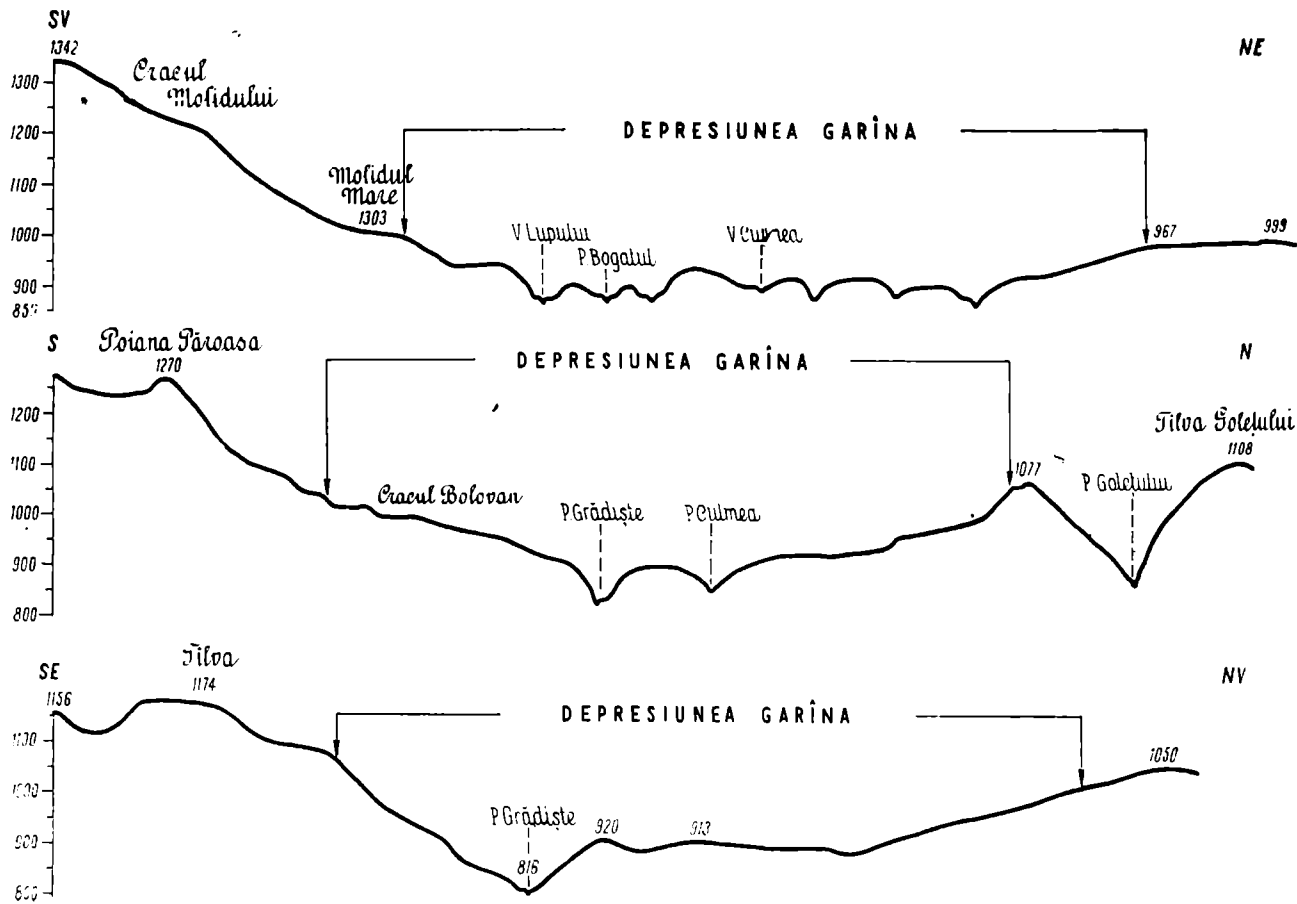


Fig. 1. — Profile transversale prin depresiunea Gârâna.

Privită de pe înălțimile de la sud, depresiunea Gârlna apare ca o chiuvetă, al cărei fund se află cu peste 100 m mai jos decât înălțimile imediat apropiate.

Acastă arie depresionară, de formă ovală, acoperă aproape întreaga suprafață de pe care se string spre centrul ei o mulțime de pîrae.

Inseamnă, deci, că această mică depresiune este un bazin de obîrșie, de aproximativ 30 km² creat prin acțiunea conjugată a numeroaselor pîrae care o brăzdează convergent (fig. 2).

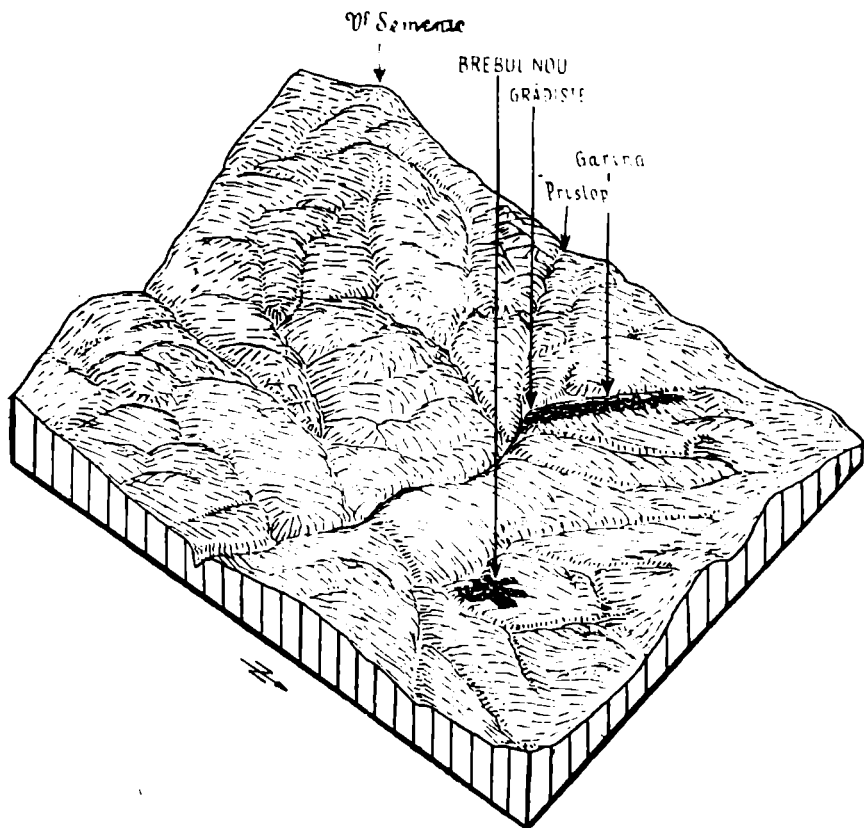


Fig. 2. — Depresiunea Gârlna - bloc diagramă.

Fiind situată la poala nordică a Semeniceului, între valea Bîrzavei la vest și culoarul Caransebeș la est, a înlesnit o legătură directă și lesnicioasă între Văliug și Slatina Timișului, folosindu-se în acest scop, spre bazinul Bîrzavei, pasul Prislop de 1000 m. În același timp a ușurat și accesul către vîrfurile Semeniceului.

Întreaga depresiune este axată pe pîraul Grădiște, care, mai departe, spre est, capătă numele de Timiș.

Față de această axă depresiunea Gârlna este dezvoltată asimetric. Versanții, cel stîng domol și prelung, iar cel drept mai abrupt și mai greu accesibil, complet împădurit, ca și uniformitatea și rotunjimea formelor, dau nota caracteristică a întregului bazin.

Existența unui singur fel de roci, șisturile cristaline (micașturi și paragnaise cu foarte slabe intercalații de cuarțite), se reflectă puternic în aspectul exterior și uniformitatea întregului relief, cu forme rotunde și pante predominant convexe.

Rotunjimea formelor este perfectată de pătura groasă a materialului provenit din dezagregarea micașturilor.

Din cauza intenzelor despăduriri, efectuate după stabilirea populației germane în cele două sate, Gârlna și Brebul Nou, pentru obținerea terenurilor agricole, strict necesare acestei

populații izolate, șiroirea a început să atace pătura superficială de alterație, dînd naștere ogașelor, rîpelor, alunecărilor superficiale etc.

Ceea ce a mai contribuit la intensificarea degradărilor sînt potecile create de vite, drumurile de care, și pășunatul irațional practicat aici. În jurul fiecărui sat s-a creat o zonă de degradări, care coincide cu suprafețele destinate pășunatului și cu zona de cea mai intensă circulație.

Văile, convergente către centrul depresiunii au creat o serie de gruiuri prelungi și netede. Pe ele s-au așezat cele două sate. Gârlna este un sat tipic de grui, înșirat pe 2 km de-a lungul unei singure linii (fig. 3).

Partea cea mai joasă a depresiunii Gârlna o constituie lunca Grădiștei, dezvoltată pe o lungime de aproximativ 4 km. La confluența Grădiștei cu pîraul Lupului, pîraul Bogatul și pîraul Între Molizi, s-a creat o lărgire a văii, fapt ce permite o dezvoltare mai mare a lunzii.

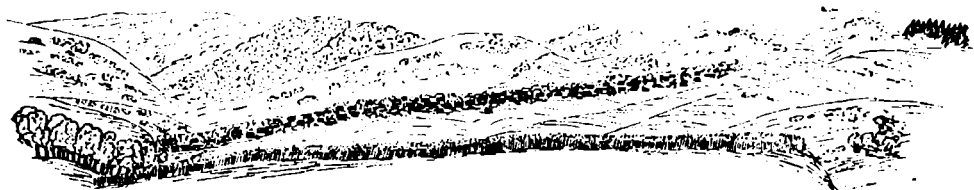


Fig. 3. — Satul Gârlna și limita de vest a depresiunii. Se observă alinierea înălțimilor în jur de 1050 m.

După ce pîraul Ogașul Rogozului ajunge în rîul principal, acesta, sub noul nume de Timiș, se angajează într-o vale strîmtă, cu versanți abrupti. De aici, lunca dispăre cu totul.

Pe alocuri albia Grădiștei (și apoi a Timișului) este însoțită de fragmentele unor teras de 3, 7, 10 și 20 m. Terasa de 3 m aluvială, inundabilă, este dezvoltată pe ambele părți ale albiei. Cele superioare, mai mult terase în rocă, mult fragmentate, sau reprezentate numai prin umeri izolați, se situează mai ales pe partea stîngă a Grădiștei.

Toate pîraele afluențe Timișului prezintă mici conuri de dejecție, uneori îngemănate, care parazitează în bună parte lunca acestuia.

Fundamentul cristalin, ca și cantitatea mare de precipitații căzute aici, au permis dezvoltarea unei dense rețele hidrografice și implicit o fragmentare intensă a reliefului. Dar, același cristalin a determinat și o adîncime redusă a fragmentării.

Primul strat de apă se situează la baza păturii de material friabil provenit din dezagregarea gîsturilor cristaline. Torenții o scot la zi în foarte multe locuri. Nu sînt rare cazurile cînd șlesul unui drum, adîncit încontinuu de apa de șiroire, ajunge să intercepteze pinza de apă creînd un nou izvor. Acest strat este cu atît mai abundent, cu cît ne situăm mai aproape de fundul depresiunii. La Brebu și Gârlna stratul superficial se situează la adîncimi între 5 și 26 m. El dă apă din abundență.

Aproape toate cursurile de apă sînt permanente, debitul de apă fiind asigurat de cantitatea mare de precipitații căzute.

Anual cad aici peste 900 mm de apă. Semenicul, stavilă în calea maselor de aer de sud-vest, care aduc cea mai mare parte a ploilor, influențează mult distribuirea cantităților anuale de precipitații. El face ca aici să cadă mai puțină ploaie decît pe versantul vestic al munților Banatului. Observații pluviometrice nu s-au făcut decît în ultimii 4—5 ani, dar din datele publicate, în „Buletinul lunar al observațiilor meteorologice”, putem constata acest fapt. Iată un exemplu: în timp ce la Brebu Nou în 1950 și 1951 au căzut, respectiv, 805,5 și 959,4 mm, la Văliug (situat spre vest cu 400 m mai jos), au căzut 830,7 și 986,4 mm, iar la Anina, cu o altitudine de aproximativ 600 m, au căzut 808,8 și 914,1 mm.

Cantitatea cea mai mare de ploaie cade în lunile de vară și aceasta contribuie din plin la dezvoltarea culturilor. Solul sîrac — podzol — fără o cantitate mare de precipitații nu poate fi productiv, astfel că la o perioadă cît de scurtă de secetă culturile sînt compromise complet. Climatul montan permite o scurtă perioadă de vegetație. Din această cauză nu se cultivă decît suprafețe restrînsse cu cartofi, secară și ovăz — cea mai mare parte a suprafețelor despădurite sînt ocupate de fînețe și pășune (aproximativ 4/5).

Temperaturile coborîte de aici nu permit cultura porumbului, deoarece nu poate ajunge niciodată la maturitate. Cireșele abia încep să se coacă la începutul lui august. Intervenția bruscă a unor brume tîrzii, sau prea timpurii, cum a fost cazul aceleia de la 14 august 1949, căzută pe valea Grădiștei, compromiț uncori recoltele de cartofi.

În timpul iernii, zăpada cade din abundență. Deseori, grosimea ei depășește 2,5 m, iar drumurile sînt blocate pentru mai mult timp. În această perioadă cele două sate se izolează complet de centrele cele mai apropiate. Acest fapt impune mai multă chibzuință în aprovizionarea lor.

Ținînd seamă de condițiile naturale — mai ales de climat — pe care le are și de posibilitățile ușoare de acces pe șoseaua Văliug-Gărlina, sau Brebul Nou-Slatina Timișului (stație la 20 km de Caransebeș) depresiunea Gărlina poate deveni o bază turistică — pentru deservirea zonei industriale apropiate și în special a centrelor Reșița și Anina. Amenajarea unei astfel de baze, este ușurată și de faptul, că regiunea oferă din abundență material de construcție — piatră și lemn — mai ales că există posibilități locale de prelucrare a buștenilor. În al doilea rînd, aprovizionarea cu apă nu constituie o problemă dificilă, iar o viitoare dezvoltare a zootehniei ar ușura aprovizionarea vizitatorilor și celor veniți la odihnă.

În același timp, pe pîrâul Grădiște, la locul de confluență a celor trei pîrae, valea fiind mai largă, există condiții bune pentru amenajarea unui strand.

Toate acestea, duse la îndeplinire ar produce o schimbare calitativă în întreaga depresiune. fapt ce s-ar reflecta pozitiv în nivelul de trai al locuitorilor.

BIBLIOGRAFIE

1. Burileanu D. D., *Cîteva observări asupra structurii și reliefului în Carpații Meridionali la lumina ultimelor cercetări geologice*. Rev. cercetări și studii geografice. (1937—1938), 1941, seria 11, vol. 1.
2. Martonne E. m. de, *Le massif Banatique*, în *Lucr. Inst. de geogr. al Univ. Cluj*, 1922, vol. 1.
3. Mihăilescu V., *România — geografie fizică*. București, 1936.
4. Tufescu V., *Stadiul cercetării platformelor de eroziune din România*. Volumul Cursuri, 1945—1946, București, 1947.
- . Vergez-Tricom G., *Regiunile naturale și unitatea Banatului românesc*. Volum jubiliar Transilvania (1918—1928), București, 1929, partea I.

CÎTEVA OBSERVAȚII ASUPRA ALUNECĂRILOR DE TEREN DIN RAIONUL PAȘCANI

DE

PETRE GIȘTESCU

Regiunea de care ne ocupăm, și din care vom descrie cîteva cazuri de alunecări, este situată între riurile Moldova și Siret, în sectorul raionului Pașcani — mai precis pe porțiunea interfluvială, începînd de la șoseaua Moța și pînă în dealul Enațu (435 m) (fig. 1).

Alunecările de teren, care se întîlnesc în regiune, au ca bază de alunecare stratele de argilă sarmatică. Acestea se interpun în coloana stratigrafică a sarmațianului II, la diferite nivele. Între aceste orizonturi argiloase se găsesc depozite friabile (nisipuri cu gresle trovantică și pietrișuri), care alcătuiesc materialul pentru alunecare.

Principalele orizonturi argiloase care constituie patul alunecărilor sînt : orizontul care apare în albia Siretului la 203—213 m altitudine absolută, ce se menține în tot sectorul ; orizonturile din baza teraselor Pașcani și Mogoșești ; în sfîrșit, cel mai principal orizont se află în porțiunea interfluvială la altitudine absolută de 300 m — orizont ce formează patul celor mai numeroase alunecări din regiune.

După cum am amintit mai sus, în regiune alunecările au loc mai mult în porțiunea interfluvială și mai puțin în cadrul reliefului de terasă. Totuși, trebuie să amintim că în cadrul terasei Chicera — acolo unde pracla fragmentează podul teraselor — se produc alunecări, în cadrul văilor respective.

În zona interfluvială, alunecările mai numeroase au loc în cadrul nivelului Holm-Soci și mai puțin pe nivelul Enațu.

Datorită înclinării monoclinale a stratelor sarmatice NV-SE, apele formează custe pe malul stîng și suprafețe structurale pe malul drept, de exemplu : pîraiele Drăganul, Lingurari, Văduț, Silișteea și Gruia. Pe văile acestor pîrae au loc alunecări și anume, pe malul stîng alunecări pe pantă morfologică, iar pe malul drept, alunecări pe pantă structurală (6).

Alunecările pe pantă structurală sînt aproape inexistente, datorită faptului, că aici apar centre populate și stratele superficiale sînt fixate de vegetația pomicolă. Pe panta morfologică — adică pe versantul stîng al piraelor amintite, au loc numeroase alunecări, datorită următoarelor cauze: a) versanții nu sînt acoperiți de vegetație arborescentă; b) expunerea acestor versanți, spre vest, direcție din care vin aproape toate ploile din timpul anului.

1. Alunecările de pe pîrăul Gruiă. Acest pîrău se unește cu pîrăul Sohodor, în dreptul satului Miroslăvești și se varsă în Moldova pe stînga în acest sector.

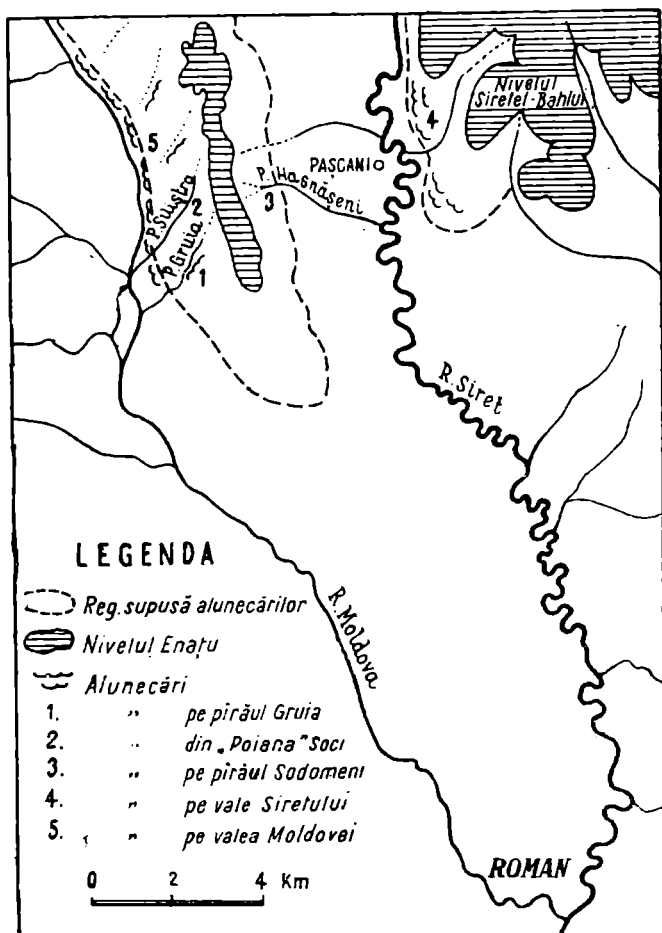


Fig. 1. — Regiunea dintre Moldova și Siret în care s-au făcut observațiile.

Pîrăul are o direcție NNE-SSV și prezintă, pe partea dreaptă, o suprafață structurală pe care este situat satul Miroslăvești, iar pe partea stîngă o cuestă care în unele locuri are înălțimi de 80—100 m. În vara anului 1954, făcînd observații pe acest pîrău am rămas impresionați de complexitatea alunecărilor din interiorul văii.

Începînd de la intrarea pîrăului în lunca Moldovei, spre amonte, adică acolo unde valea este săpată în cadrul nivelului Holm-Soci, se observă un microrelief haotic, învîlurit, care secolte la zi pietrișuri și conglomerate.

Mergînd, în amonte pe pîrău, atenția noastră a fost atrasă de o alunecare recentă, care amintește pe cele din apropierea Rîmnicului Vilcii, de pe valea Rea.

Pe partea dreaptă a pirăului, s-a produs o alunecare pe pantă structurală, cu o ripă de desprindere de 8–10 m și o axă de alunecare de 200 m.

Această alunecare a împins pirăul Gruia la baza cuestei. Recent, acum 2–3 ani, pe partea stângă s-a produs o altă alunecare — o masă care s-a rupt și a alunecat în albia pirăului (fig. 2).

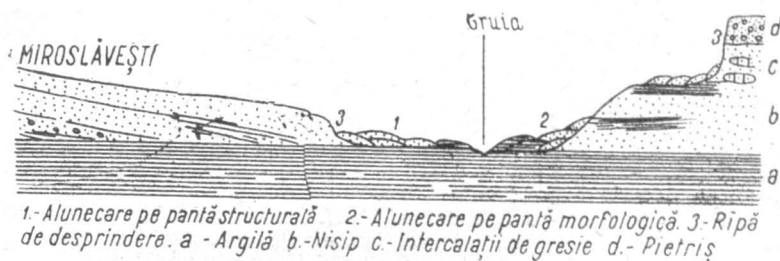


Fig. 2. — Alunecarea de pe pirăul Gruia.

Cu acest prilej, cursul pirăului a fost barat, fiind nevoit să-și croiască drum prin masa alunecată. Din unirea celor două alunecări a luat naștere un microrelief haotic, pirăul formînd numeroase „chei” prin aceste valuri, cu înălțimi de 5–7 m.

Acestea, amintesc de „cheile” pirăului Hogeia, săpate în tuful tortonian, din apropierea Rîmnucului Vilcea.

În amonte de aceste două alunecări am întilnit, în albia pirăului, blocuri conglomeratice de 3–5 m în diametru.

În acest sector, valea s-a lărgit simțitor și se poate vedea cu ușurință, cum aceste blocuri, au fost aduse printr-o alunecare de pe versantul stîng.

La partea superioară a cuestei, constatăm un orizont de pietrișuri roșcate, care în bază sînt cimentate sub formă de conglomerate, groase de 7–8 m.

Sub acest orizont se găsește un strat de nisip, gros de 20–30 m, cu intercalații de argilă, în baza acestora se găsește orizontul argilos (fig. 2). Această succesiune a orizonturilor favorizează alunecările care se dezvoltă pe versanții acestei văi. Alunecările descrise în cadrul pirăului Gruia sînt de vîrstă contemporană și recentă, după clasificarea lui Z. M a k e e v (citată după (3)). Alunecările de pe panta structurală, care sînt acoperite de vegetație, sînt de dată recentă, iar cea de pe panta morfologică sînt de vîrstă actuală.

2. Alunecarea din Poiana Soci. Aceasta este situată pe valea pirăului Siliștea, care trece prin satul Soci, afluent al Moldovei.

Numele de „Poiana”, vine de la un luminîș care era în mijlocul unei păduri în această porțiune. Prin anul 1800, această poiană, a început să fie populată. Treptat, prin despădurire și extinderea așezărilor omenești, întregul versant al pirăului a fost supus alunecărilor.

De semnalat sînt de exemplu alunecările din anul 1914. Cu timpul, efectele alunecării au fost uitate și oamenii au început să-și construiască din nou case în Poiană.

În anul 1940, datorită zăpezilor abundente din iarnă, primăvara s-a produs o nouă alunecare în aceeași porțiune, dar de o intensitate mai mare.

Astăzi alunecarea este vizibilă printr-o ripă de desprindere înaltă de 8–10 m și prin trei valuri principale. Axa luptei de alunecare este între 500 și 800 m și pe lîngă cele trei valuri principale, mai sînt o serie de valuri secundare, iar între ele se găsesc numeroase bolți (fig. 3). Cauzele

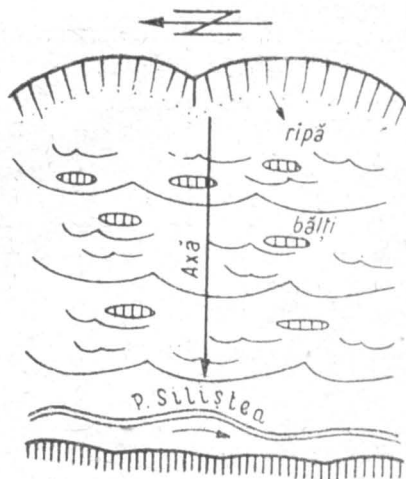


Fig. 3. — Alunecarea din Poiana Soci.

alunecării sînt : despădurirea și cultivarea regiunii. Alunecarea are loc pe pantă morfologică și este de vîrstă contemporană.

3. *Alunecarea din valea pîrăului Sodomiei*. Afluent al pîrăului Hăsnășeni, acesta se varsă pe partea dreaptă în Siret la Pașcani. Prezintă în cursul său superior, în sectorul unde fragmentează terasa Chicera, o serie de alunecări. Depozitele acestei terase, în afară de pietrișul roșcat de la suprafața, gros de 2 m, sînt sarmatice, formate din pietrișuri și nisipurile cu argilă în bază.

În orizontul nisipos, gros de 10—15 m, apar intercalații lenticulare de argilă, cu anumite înclinări. Aceste lentile de argilă, mențin local pluze de apă și provoacă alunecări. R o m u l u s S e v a s t o s într-o lucrare (1), numea această porțiune din valea pîrăului Sodomiei — *ponoare*.

Vîrsta acestor alunecări este contemporană.

4. *Alunecările de pe versantul stîng al Siretului*. În dreptul localității Pașcani, malul stîng al Siretului este înalt, ridicîndu-se deasupra cursului cu 150 m (dealul Hărmănești 358 m).

Pe versantul vestic al acestui deal au loc numeroase alunecări contemporane pe pantă morfologică.

5. *Alunecările de pe versantul stîng al Moldovei*. Începînd din dreptul satului Cristești, versantul stîng al Moldovei este înalt. Populația din regiune numește acest versant înalt — coastă. Pe această coastă se găsesc numeroase alunecări acoperite astăzi de o vegetație arborescentă și fineață. Inițial și porțiunea acoperită cu fineață a fost împădurită. Dacă pînă în prezent stabilitatea acestei porțiuni a fost posibilă, prin existența fîcșelor, pentru viitor, zona de alunecări poate fi reactivată, datorită lucrărilor de desțelenire în vederea extinderii culturilor.

Prin extinderea culturilor și în special a celor de porumb și cartofi, apa rezultată din precipitațiile atmosferice se va putea infiltra mai ușor și alunecările vor găsi un teren prielnic. Aceste alunecări au loc pe pantă morfologică și vîrsta lor este destul de veche, ar putea fi socotite chiar alunecări cuaternare.

Acestea sînt numai cîteva observații asupra alunecărilor din regiune și pentru a putea interveni cu măsurile necesare, trebuie efectuate observații amănunțite și o cartare la scară mare.

BIBLIOGRAFIE

1. R. S e v a s t o s, *Les terrasses de la vallée du Sereth*. Bull. Geol. Soc. Fran., Paris, 1903, t. III
2. V. T u f e s c u, *Dealul Mare-Holm*. Bul. Soc. Geogr. Buc., 1937, vol. LVI.
3. P. C o t e ț, *Manualul inginerului de mine. Geomorfologie*. Ed. tehnică, București, 1950.
4. C. M a r t i n i u c, *Date noi asupra evoluției paleogeografice a Sarmatianului din partea de vest a podișului Moldovenesc*. Rev. „V. Adamachi”, 1948, vol. XXXIV.
5. I. S i r c u, *Valea Siretului în raionul Pașcani*. Probl. de geografie, 1955, vol. II.
6. M. P e a h ă, *Asupra alunecării pe pantă structurală în reg. Blaj, jud. Argeș*. Rev. geogr., 1946, fasc. IV.

RECENZII

O realizare importantă: **HARTA GEOMORFOLOGICĂ A R. P. POLONE**

Scara 1 : 2 000 000. Varşovia, 1953

În R. P. Polonă se lucrează la un mare atlas geografic, din care au apărut până în prezent ur **mătoarele hărți** : *harta administrativ-politică, harta magnetismului, harta geologică, harta solurilor și harta geomorfologică.*

În cele ce urmează prezentăm *harta geomorfologică* — lucrare didactică întocmită de *Jerzy Kondracki* și executată de *Întreprinderea centrală de geodezie și cartografie P.P.W.K.* din Varşovia, în anul 1953. Această hartă geomorfologică la scara 1 : 2 000 000 are un caracter general și este executată în condiții tehnice ireproșabile, fiind însoțită de o **legendă** a mănunțită și bine întocmită. Culoarele alese pentru redarea formelor de relief se îmbină armonios cu semnele geomorfologice. În această lucrare s-a urmărit, în primul rând, redarea celor **trei** elemente de bază, pe care trebuie să le cuprindă o **hartă geomorfologică generală** cu scop didactic : *allimetria și hidrografia* (baza topografică), *roca și structura* (baza geologică) și *geneza formelor de relief* (baza geomorfologică).

Îmbinarea acestor trei elemente de bază s-a făcut în mod unitar, autorul reușind să redea caracteristicile generale ale reliefului R. P. Polone.

Allimetria este redată în mod general, alegându-se numai câteva valori caracteristice : 0—300 m ; 300 — 1000 m și peste 1000 m. Reprezentarea allimetriei s-a făcut prin curbe de nivel cu valorile indicate și hașurarea diferită a spațiilor dintre curbe (orizontal, cadrilat etc.). Culoarea folosită pentru altimetrie este cea violetă.

Roca și structura sînt redată în mod diferit — după caracterele reliefului și după predominarea formațiunilor geologice. Îmbinarea reliefului și caracterelor geologice se face sub formă de morfostructură.

Formele de relief sînt împărțite în două mari categorii, fiecare cu specificul său :

A. **FORME ÎN CARE PREDOMINĂ EROZIUNEA ȘI DENUDATIA** în care sînt incluse :

1. *Forme determinate de structură*, care cuprind :

a. *Munții liniari-cuțaji*

- 1) *Limite înclecărilor (cafeniu deschis-semn).*
- 2) *Culmi de flîș (cafeniu închis-culoare).*
- 3) *Nivele montane și intramontane pe flîșul cutat (cafeniu deschis-culoare)*
- 4) *Apariții de strate dure de calcar-clipe (negru-semn).*
- 5) *Cristalinul autohton (baza) împreună cu acoperișul — în special strate de calcar (cărămiziu-culoare).*

b. *Depresiuni premontane*

- 6) *Nivele de eroziune, împreună cu cuvertura cuaternară de acumulare (verde deschis-culoare).*

c. Munți vechi și pașuri

7) Marginea denivelărilor (cafeniu deschis-semn).

8) Cueste (negru-semn).

9) Masive cristaline (roșu deschis-culoare).

10) Regiuni cutate, nivelate și cu porțiuni scufundate (cărămiziu deschis-culoare).

11) Regiuni cu depozite sedimentare slab dislocate (cărămiziu deschis-culoare).

d. Munți de origine vulcanică

12) Ivriri de roci vulcanice (roșu închis-culoare).

e. Forme carstice

13) Doline-potii (negru-semn).

2. Forme glaciare

14) Circuri glaciare izolate (negru-semn).

15) Forme glaciare de altitudine mare, cu urme evidente glaciare-creste (negru-semn).

3. Forme fluviale

16) Denivelări de eroziune (negru-semn).

17) Chei (roșu-semn).

18) Nivele de eroziune și denudație în regiunea pradolinelor (terase vechi, verde închis-culoare).

4. Forme litorale

19) Faleză (acumulări în lungul țărmului – negru-semn).

B. FORME ÎN CARE PREDOMINĂ ACUMULAREA

20) Morenă frontală (cafeniu deschis-semn).

21) Morenă cu formă de colină (cafeniu deschis-semn).

22) Morenă de fund a unei glaciații mai noi-puțin denudată (verde cu puncte cafenii.)

23) Morenă de fund a unei glaciații mai vechi-denudată și mai mult (verde deschis-culoare).

5. Forme lacustro-glaciare

24) Fundul depresiunii lacustre-mlaștini (verde deschis cu linii orizontale verde închis);

6. Forme fluvio-glaciare

25) Sandr (galben cu puncte verzi-culoare);

7. Forme fluviale

26) Luneci aluvionare și terase de acumulare (verde închis-culoare).

27) Conuri de dejecție la rurile de munte (negru-semn).

8. Forme litorale

28) Cordoane litorale (galben-culoare).

9. Forme coliene

29) Dune (negru-semn).

Din îmbinarea culorilor folosite, în cea mai mare parte și a semnelor morfologice, în proporție mai redusă (numai acolo unde necesitățile cartografice au impus acest lucru), autorul a reușit să redea armonie trăsăturile generale ale întregului teritoriu al R. P. Polone.

Ceea ce trebuie remarcat de asemenea este faptul, că harta redă și o bună parte a teritoriilor vecine, atât cât impun dimensiunile acestei planșe a atlasului, cu elementele morfologice caracteristice.

Harta geomorfologică a R. P. Polone, la scara 1 : 2 000 000 este o realizare care merita toate laudele și ea poate constitui un punct de plecare pentru multe alte lucrări din acest domeniu. Pentru lucrările de la noi, ea este folositoare și va da mult de gândit geomorfologilor din țara noastră, mai ales în ce privește armonizarea culorilor și alegerea semnelor

P. Coteș

*Dat la cules: 09.08. 1966. Bun de tipar. 15.03 1967. Tiraj 2600.
Hârtie semicelulă 65 g. m². Format 16/70 × 100. Coli editoriale 22,4.
Coli de tipar 18³/₈ + 12 plase pliante. A. 03777/1966. Indicele de clasifi-
care pentru biblioteci mari și mici: 01(082).*

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică nr. 8 sub com. nr. 2220
B-dul. 6 Martie nr. 20, București, R.P.R.

