

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA H

Geologia Cuaternarului

Nr. 3

STUDII DE GEOLOGIA
CUATERNARULUI

BUCUREŞTI
1967



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE
COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE
I N S T I T U T G É O L O G I Q U E

ÉTUDES TECHNIQUES ET ÉCONOMIQUES

SÉRIE H

Géologie du Quaternaire

Nr. 3

ÉTUDES DE LA GÉOLOGIE
DU QUATERNaire

BUCAREST
1967



Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA H

Geologia Cuaternarului

Nr. 3

STUDII DE GEOLOGIA
CUATERNARULUI

BUCUREŞTI
1967



Institutul Geologic al României

SOMMAIRE

Pag.

E. Liteanu, C. Ghenea. Carte néotectonique de Roumanie	7
E. Liteanu. Graviers de Cindești ou Couches de Cindești. Une contribution à l'étude des Couches de Cindești	27
C. Ghenea. Présence d'un tuf volcanique dans le Villafranchien de la Dépression valaque	39
E. Liteanu, A. Pricăjan, I. Andreescu. Recherches concernant la stratigraphie du Quaternaire de la zone de plaine alluviale entre les rivières de Teleajen et de Prahova	47



CUPRINSUL

Pag.

E. Liteanu, C. Ghenea. Harta neotectonică a României	7
E. Liteanu. Pietrișuri de Cindești sau Strate de Cindești. O contribuție la studiul Stratelor de Cindești	27
C. Ghenea. Prezența unui tuf vulcanic în Villafranchianul din Depresiunea valahă	39
E. Liteanu, A. Pricăjan, I. Andreescu. Cercetări privitoare la stratigrafia Cuaternarului din regiunea de cîmpie dintre rîurile Teleajen și Prahova	47



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

HARTA NEOTECTONICĂ A TERITORIULUI ROMÂNIEI

SCARA 1 : 2.500.000¹

DE

E. LITEANU², C. GHENEA³

Abstract

Neotectonic Map of Romania (Scale 1 : 2.500.000). The following principles were taken into account in order to represent the neotectonic movements which affected the territory of Romania : 1) The neotectonic activity, in the full sense of the tectonic movements, which participated in creating the main features of the present relief, must be limited to the Quaternary period. 2) The characteristic feature according to which the direction and the amplitude of the neotectonic movements can be appreciated is the present level of the Black Sea. 3) The mapping of the neotectonic zones is made according to the sense of the mentioned movements, to their type (radical or tangential), to their intensity and to the inversion of the movement sense.

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	8
Citvea particularități ale evoluției geologice-paleogeografice a teritoriului României	9
Evoluția mișcărilor neotectonice care au afectat în Cuaternar teritoriul României.	11
1. Lanțul carpatic	11
2. Dobrogea	13
3. Depresiunea valahă	15
4. Podișul moldovenesc	17
5. Bazinul Transilvaniei	17
6. Depresiunea panonică	18
Concluzii	18

¹ Comunicată în sesiunea Academiei R.P.R. 1964. La redactarea hărții neotectonice au mai colaborat : T. Bandrabur, N. Mihailă, Ana Ghenea și P. Giurgea.

² Comitetul Geologic, Cal. Griviței 64, București.

³ Institutul Geologic, Sos. Kiseleff 55, București.



INTRODUCERE

În cadrul sesiunii Comitetului de redacție a hărții tectonice a Europei, ținută la Praga în martie 1962, s-a adoptat o rezoluție prin care s-a recomandat Comitetelor geologice naționale ale țărilor europene, să treacă la prima etapă de studiu privind întocmirea unor machete la scări și legende provizorii care să intemeieze o viitoare hartă neotectonică a teritoriilor respective. În scopul îndrumării acestei etape de studiu, partea sovietică a pus la dispoziția reprezentanților țărilor interesate, un proiect de legendă pentru harta internațională a tectonicii recente a Europei, la scara 1 : 2.500.000.

În prealabil, observăm că, proiectul de legendă menționat este identic cu legenda hărții neotectonice a U.R.S.S. scara 1 : 5.000.000, redactată de un mare grup de oameni de știință condus de N. I. Nicolaev și S. S. Sulț. Metodica elaborării hărții neotectonice a teritoriului U.R.S.S. a fost expusă de autori citați în cadrul unei valoroase lucrări (N. I. Nicolaev și S. S. Sulț, 1962) din care am reținut unele principii care au fost adaptate particularităților geologiei țării noastre.

1. Se consideră tectonică recentă mișcările tectonice și formele structurale rezultate, care au determinat trăsăturile esențiale ale reliefului contemporan al scoarței terestre.

2. Hărțile neotectonice trebuie să reflecte mișcările tectonice aparținând ultimei etape a evoluției scoarței pământului, care, din acest motiv, nu a mai fost influențată de activitatea unor mișcări ulterioare.

Sub acest aspect, reiese că, principiile elaborării unei hărți neotectonice sunt diferite de cele adoptate pentru întocmirea hărților tectonice generale.

3. Epoca în care s-au manifestat mișcările tectonice recente ce au influențat formarea reliefului actual, nu poate fi definită cu precizie, datorită imposibilității sincronizării lor în diferitele regiuni ale globului.

Pentru teritoriul U.R.S.S. s-a admis că această epocă nu depășește intervalul Neogen-Cuaternar. Pentru teritoriul României a fost necesar să se reconsideră acest punct de vedere.

4. Ca reper pentru stabilirea mișcărilor tectonice noi în regiunile de extensiune a depozitelor neogene, a fost ales pentru teritoriul U.R.S.S. nivelul actual al oceanului planetar, cu unele corectări locale.

5. Principiul redactării unei hărți neotectonice constă în separarea unor regiuni și forme geostructurale importante, în raport cu sensul și intensitatea mișcărilor tectonice recente.



6. Sensul mișcărilor neotectonice se presupune fie că a rămas invaziabil pentru unele porțiuni ale scoarței terestre, fie că au avut loc inversiuni ale mișcărilor în intervalul Neogen-Cuaternar. În această concepție, zonele de ridicare au fost figurate pe hartă în culorile roșu și cafeniu, iar zonele de afundare în culoarea verde.

Intensitatea mișcărilor a fost reprezentată prin diferite nuanțe ale acestor culori. Astfel, pentru zonele cele mai mobile au fost adoptate nuanțele cele mai vii, iar pentru zonele de stabilitate relativă nuanțe mai șterse.

CÎTEVA PARTICULARITĂȚI ALE EVOLUȚIEI GEOLOGICE-PALEOGEOGRAFICE A TERITORIULUI ROMÂNIEI

Reținând în primul rînd principiul fundamental care definește conținutul neotectonicii ca factor determinant al apariției trăsăturilor esențiale ale reliefului actual, am examinat sub acest aspect cîteva din particularitățile paleogeografice ale teritoriului României legate de această problemă.

În Miocen, trăsăturile reliefului actual al țării noastre erau schițate într-o etapă incipientă. Într-adevăr, marea sarmătiană acoperea Dobrogea de sud pînă aproape de zona șisturilor verzi, întreaga Depresiune valahă și tot Podișul moldovenesc inclusiv rama externă a Carpaților orientali, cea mai mare parte a Bazinului Transilvaniei și a Depresiunii panonice.

În această epocă, uscatul era reprezentat prin lanțul Carpathic, Dobrogea de Nord și zona șisturilor verzi și o mică parte din Bazinul Transilvaniei (I. Popescu-Voitescu, 1935).

În Pliocen se remarcă o ușoară extensiune a uscatului prin exondarea întregii Dobroge și a părții de nord a Podișului moldovenesc; Depresiunea valahă și panonică, precum și o mare parte a Bazinului Transilvaniei, rămîn acoperite de lacul pliocen.

Reiese în mod evident că, existența unor mișcări ale scoarței în timpul Neogenului nu poate conduce la acceptarea acestora ca mișcări neotectonice, pe considerentul că ele nu au imprimat trăsăturile definitive ale reliefului actual. În consecință, ne exprimăm părerea că etapa mișcărilor neotectonice de pe teritoriul R.S.R. trebuie să fie limitată la Cuaternar.

O altă problemă importantă constă în stabilirea existenței unor eventuale oscilații ale nivelului Mării Negre în raport cu nivelul actual al oceanului planetar, nivel luat în considerare de către cercetătorii sovietici pentru stabilirea sensului mișcărilor neotectonice.



Studiile întreprinse în trecut de către I. Brătescu (1943) au preconizat ipoteza existenței unor oscilații importante ale nivelului Mării Negre în Cuaternar. Cercetările paleogeografice întreprinse de V. M. Muratoiu (1952) asupra extensiunii bazinului Mării Negre în Pleistocen, au adus argumente în sensul că, la începutul Pleistocenului, suprafața Mării Negre era restrânsă numai la jumătatea estică. Autorul presupune că restrîngerea bazinului Mării Negre ar putea fi datorită fie scăderii nivelului Mării Negre, fie ridicării ținuturilor înconjurate. Pentru intervallele următoare ale Pleistocenului, autorul menționat a stabilit că extensiunea Mării Negre nu diferea sensibil de cea actuală.

Soluționarea raporturilor dintre nivelul Mării Negre în Cuaternar și nivelul actual al oceanului planetar, a fost clarificată în urma studiilor recent întreprinse în delta Dunării (E. Liteanu, A. Pricăjan, Gh. Balta, 1961). Din constatarea că, la alcătuirea deltei Dunării ia parte întreaga succesiune stratigrafică a depozitelor aparținând Cuaternarului, începînd din Villafranchian și pînă în Holocen, a reieșit că acest teritoriu a fost afectat în Cuaternar de un proces de subsidență continuu, manifestat într-un ritm lent, apreciat după grosimea depozitelor respective de ordinul a 100–150 m. O eventuală scădere a nivelului Mării Negre ar fi avut drept consecință îndepărtarea parțială sau totală prin eroziune a depozitelor deltaice. Prin urmare, existența întregii serii de depozite cuaternare din delta Dunării infirmă ipoteza unei oscilații negative a nivelului Mării Negre. Pe de altă parte, în stadiile Uzunlar și Carangat ale Mării Negre, cînd s-a realizat comunicarea între bazinul Mării Negre și bazinul Mării Mediterane, ar fi fost de așteptat să apară o ridicare accentuată a nivelului Mării Negre, care să se manifeste printr-o importantă transgresiune în zona deltei Dunării. Cercetările întreprinse în acest scop, intemeiate pe prezența faunei de moluște marine mediteraneene, au pus în evidență faptul că, în stadiile menționate a avut loc o neînsemnată transgresiune a Mării Negre, limitată la o mică porțiune a litoralului actual.

Autorii care au studiat transgresiunile Mării Negre pe teritoriul deltei Dunării, au ajuns la concluzia că nivelul actual al Mării Negre nu a variat în Cuaternar, iar existența unor transgresiuni marine trebuie să fie explicată prin intensificarea ritmului de subsidență în epociile respective.

În consecință, nivelul actual al Mării Negre poate fi adoptat ca reper pentru stabilirea sensului și aprecierea intensității mișcărilor neotectonice.



EVOLUȚIA MIȘCĂRILOR NEOTECTONICE CARE AU AFECTAT ÎN CUATERNAR TERITORIUL ROMÂNIEI

În vederea stabilirii criteriilor principale pentru elaborarea legendei unei hărți neotectonice a teritoriului R.S.R. care să corespundă particularităților acestui teritoriu, vom face o prezentare în linii generale a comportării din punct de vedere tectonic a marilor unități structurale în Cuaternar.

1. Lanțul Carpatic. Aparține zonei de cutare alpină caracterizată în Cuaternar prin manifestarea fazelor de orogeneză valahă și pasadenă. În general se admite că faza valahă s-a manifestat într-un interval cuprins între sfîrșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului, iar faza pasadenă în epoca de tranziție cuprinsă între Pleistocenul superior și Holocen.

Din cercetările recente întreprinse asupra stratigrafiei depozitelor cuaternare vechi din Subcarpați (E. Liteanu, 1959) a reiesit că, stratele de Cindești, aparținând Pleistocenului cel mai vechi, sunt interesante în orogeneza valahă. Această constatare a fost verificată și în zonele de contact morfologic între coline și cîmpie, unde stratele de Cindești aparțin intervalului stratigrafic al Villafranchianului. Întemeiați pe acest considerent ne exprimăm părerea că faza de orogeneză valahă s-a manifestat cu certitudine în St. Prestian și eventual în prima parte a Pleistocenului mediu.

Referitor la perioada finală în care a avut loc orogeneza pasadenă, reamintim că E. Liteanu și T. h. Bandrabur (1959) care au studiat alcătuirea geologică a flancului sudic al anticlinalului Schiavu, au stabilit că depozitele cele mai tinere prinse în această cută sunt reprezentate prin argile roșii care aparțin Pleistocenului superior și anume Riss-Würmianului. În consecință, s-ar părea că faza finală a orogenezei alpine cele mai tinere ar trebui să fie plasată fie în Würmian, fie în Holocen.

Deoarece în regiunile carpatice externe s-au manifestat cu intensitate ultimele faze ale orogenezei alpine, suntem îndreptăți să presupunem că, în această unitate, mișcările neotectonice au fost deosebit de active și i-au conferit un gradient de ridicare înalt și posibil cu amplitudine mai mare decât în ținuturile interne ale Carpaților. Pentru explicarea mecanismului acestui proces, ne-am referit la părerea exprimată de L. Mare (1910) în legătură cu migrarea ariilor geosinclinale spre ținutul din față, și anume : „În diferite epoci geologice, ariile geosinclinalelor s-au deplasat spre ținutul



din față, migrație care s-ar putea compara cel mai bine cu mișcarea pe care o are adâncul din față unui val în înaintarea sa.”

Expresia structurală a acestei concepții a fost confirmată și de noi prin urmărirea rezultatelor forajelor executate în regiunea de cîmpie din apropierea zonei de contact morfologic. Din aceste foraje a reieșit că, orizontul pietrișurilor de Cîndești se afundă din spre coline spre cîmpie, prezintînd apoi o ușoară ridicare la ieșirea din cîmpia subcolinară, pentru a se afunda din nou la intrarea în cîmpia internă (E. Liteanu, 1959). De asemenea, pe baza rezultatelor obținute din foraje, am stabilit că argilele roșii de vîrstă pleistocen-superioară din flancul sudic al anticlinalului Schiau, se afundă în zona Valea Călugărească, pentru ca mai spre sud, să-și întrerupă acestă tendință de afundare (E. Liteanu, T. Bandrabur, 1959).

O confirmare categorică a concepției tectonice înainte menționată, o oferă profilul valea Budureasa – Mizil – Urziceni, stabilit pe baza datelor de foraj și a aflorimentelor depozitelor daciene. Într-adevăr, pe valea Budureasa, imediat la N de localitatea Vadu-Săpat, limita Levantin/Dacian aflorează la cota +270 m. Spre SSE în forajul executat la gara Mizil, limita Levantin/Dacian a fost întîlnită la cota –1226 m, fapt care pune în evidență o afundare de 1500 m pe o distanță de circa 10 km. În continuarea direcției menționate, în forajul executat la Urziceni, limita Levantin/Dacian a fost constatată la cota –794 m, adică reiese o ridicare către sud cu 432 m pe o distanță de circa 35 km (E. Liteanu, V. Constantinescu, 1961).

Potrivit ipotezei tectonice susținută de L. Mrazec, deducem că, în regiunile extracarpatiche, ținutul depresionar din față unităților interne s-a ridicat succesiv dinspre interior către exterior, astfel încât se poate admite că teritoriul colinelor aparținând Subcarpațiilor externi a constituit probabil în Pliocenul superior o regiune morfologic depresionară.

În ce privește amplitudinea mișcărilor neotectonice, ea este ilustrată morphologic prin ridicarea stratelor de Cîndești villafranchiene la cota 1000 m în Măgura Odobești, ceea ce ar putea să confirme că mobilitatea neotectonică a zonei Subcarpatiche a fost probabil mai intensă decât a unităților carpatiche interne.

Concepția tectonică elaborată de L. Mrazec constituie totodată și o explicație a caracterului depresionar al cîmpiei subcolinare din Domeniul oriental al Depresiunii valahe, adică respectiv a Depresiunii Titu-Bilciurești, a bazinului Ploiești, a Depresiunii Mizil–Buzău și a Depresiunii



Rîmna — Milcov, unde se constată manifestarea unor intense procese de subsidență.

O comportare cu totul deosebită o prezintă însă depresiunile intracarpaticе. Astfel, depresiunea Făgărașului are aspectul unui întins șes aluvial, la alcătuirea ei participând pietrișuri aluvionare și fluvioglaciare, uneori groase de peste 80 m, de vîrstă pleistocen-superioară, depuse peste argile pliocene. Această situație ne îndreptățește să afirmăm că, cel puțin pînă la finele Pleistocenului mediu, dată fiind cota ridicată a argilelor pliocene, teritoriul aparținînd depresiunii Făgăraș era afectat de un proces de ridicare; odată cu începutul Pleistocenului superior, sensul mișcărilor neotectonice s-a inversat, fapt care a provocat o divagare a apelor Oltului pe o zonă largă de aproape 10 km și depunerea unui orizont gros de aluviuni psefite.

Depresiunea Brașovului este caracterizată prin subsidență fundamentalul mezozoic care s-a manifestat începînd din Astianul superior (E. Liteanu, N. Mihăilă, T. Bandrabur, 1962) cînd s-au depus strate groase de lignit. Subsidență a continuat în zonele centrale pînă în actual, odată cu sedimentarea unor pachete groase reprezentînd întreaga succesiune stratigrafică a Cuaternarului. Zonele dinspre rama nordică a acestei depresiuni au început să prezinte probabil încă din Pleistocenul superior o tendință de ridicare, după cum reiese din prezența stratelor de lignit situate la cote superioare depozitelor holocene din partea centrală a depresiunii.

Forajele executate în depresiunea Ciucului, la Tușnad Sat și Miercurea Ciuc au pus în evidență prezența depozitelor cuaternare pînă la adîncimea de 300 m. Acest fapt pledează pentru atribuirea genezei depresiunii Ciuc unui proces de subsidență continuă.

Examinînd situația geologică a depresiunilor Bilbor—Borsec, se constată prezența unui strat de lignit de vîrstă pliocenă, în unele puncte acoperit de aglomerate andezitice, subliniind caracterul inițial de subsidență al acestora. Morfologia actuală însă, caracterizată printr-un relief tînăr poate fi explicată prin intervenția unei activități recente de ridicare.

În consecință, ținem să subliniem că, spre deosebire de ținuturile extracarpaticе unde zonele depresionare au fost afectate în general de procese de subsidență, în regiunile intracarpaticе, teritoriile depresionare prezintă frecvente schimbări ale sensului mișcărilor neotectonice.

2. Dobrogea. După cum am arătat, zona cea mai mobilă din Dobrogea o constituie teritoriul deltei Dunării, care a fost afectat permanent în



Cuaternar de o mișcare de subsidență. Datele de ordin geomorfologic și geologic sunt concluzante pentru a afirma că, atât în Dobrogea de nord cât și în Dobrogea de sud s-au manifestat în Cuaternar mișcări radiare negative.

Absența teraselor marine cât și multitudinea lacurilor separate de mare prin cordoane litorale, pledează pentru o activitate de subsidență a litoralului. Totuși, prezența în zona Varna a unor vechi linii de țărm marin, lasă să se presupună că, de la nord la sud, caracterul de subsidență al litoralului s-a redus treptat, pentru ca pe teritoriul R. P. Bulgaria mișcările neotectonice să inverseze de sens.

De altfel și colmatarea văilor afluenți Dunării și formarea de lacuri de confluență cu fluviul, reflectă o activitate de subsidență recentă. Potrivit acestui criteriu morfologic, activitatea de subsidență apare mai puțin intensă în zona dunăreană a Dobrogei de nord; dimpotrivă, ținutul dunărean al Dobrogei de sud este caracterizat prin formarea de către văi a unor întinse lacuri de confluență care subliniază în acest mod amplitudinea proceselor de subsidență.

Înținând seama de considerentele expuse, s-ar părea că, atât Dobrogea de nord cât și Dobrogea de sud, deși au fost afectate de procese de subsidență, totuși în fapt ele s-au comportat în mod diferit; subunitatea nordică prezintă o afundare mai accentuată către mare, în timp ce subunitatea sudică se lasă mai pronunțat către Dunăre. Extensiunea rețelei hidrografice din Dobrogea confirmă clar această presupunere. Într-adevăr, cumpăna de ape dintre bazinile hidrografice afluenți mării și cele afluenți Dunării avansează către Dunăre în Dobrogea de nord și se retrage treptat pînă în zona de litoral în Dobrogea de sud.

Din forajele executate în Dobrogea de nord, au reieșit date care pledează pentru admiterea înclinării mai pronunțate către Marea Neagră a acestei regiuni. Într-adevăr, forajul de la Zebil (la extremitatea vestică a lacului Razelm) la cota +3 m, amplasat imediat la nord de limita podișului Babadag și placa triasică, a întîlnit depozite cuaternare pe o grosime de 150 m, constituite dintr-o succesiune neregulată de nisipuri fine, pieetrișuri și argile nisipoase. Pînă la adîncimea de 50 m s-au identificat mulți fosile marine caracterizînd stadiul vechi al Mării Negre, care aparține Holocenului inferior.

În forajul executat lîngă gara M. Kogălniceanu (S. Tulcea), la cota 48 m, pe valea Telița, s-au străbătut depozite cuaternare pe o grosime de circa 100 m, din care s-au recoltat gasteropode fosile de apă dulce frecvente în actual și subactual.



În schimb, forajele executate, în zona dunăreană a Dobrogei de nord au constatat prezența sub depozitele loessoide, a fundamentului regiunii. În ceea ce privește Dobrogea de sud, menționăm că, forajele executate pe plaja Eforie au pus în evidență, între adâncimile 8–10 m, prezența unei terase de abraziune săpată în calcare sarmațiene, care se afundă foarte lent către mare, și este încercată actualmente sub nisipuri fine.

Pe baza datelor obținute de către unul dintre noi, din urmărirea forajelor executate în anul 1949 de-a lungul văii Carasu, a cărei obîrșie este situată în apropierea litoralului, se poate afirma că această vale, săpată în depozite mezozoice, reprezintă un vechi talveg care înclină de la est către vest și situat în zonele vestice cu circa 15 m – 17 m adâncime sub nivelul actual al Dunării. În prezent, acest talveg este colmatat la partea inferioară cu pietrișuri originare din Dobrogea de sud, peste care s-au acumulat depozite loessoide remaniate de pe platoul dobrogean. Această dispoziție a talvegului văii Carasu apare consecventă cu înclinarea către Dunăre, a unității structurale respective și totodată infirmă ipoteza unui vechi curs al Dunării prin valea Carasu, susținută de R. S e v a s t o s (1907) și M. P f a n n e n s t i e l (1950).

O altă deosebire între Dobrogea de nord și Dobrogea de sud o constituie faptul că, în delta Dunării s-a constatat prezența depozitelor pliocene, inclusiv Ponțianul, Dacianul și Levantinul, puternic afundate, termenul inferior fiind situat în jurul adâncimii de 300 m.

3. Depresiunea valahă. Se împarte în două subunități morfo-structurale : la vest de Argeș – domeniul getic, iar la est de acest râu domeniul oriental (E. L i t e a n u 1961). Domeniul getic este caracterizat prin încețarea proceselor de subsidență la finele Levantinului, cdată cu apariția unor mișcări de ridicare care s-au menținut pe întregul interval al Cuaternarului (E. L i t e a n u, T. B a n d r a b u r, 1957). Morfologic, domeniul getic este caracterizat prin interfluvii cu altitudini relative ridicate, în care rețeaua hidrografică s-a adâncit puternic. Din punct de vedere geologic, se constată că, în versanții văilor aflorează depozite pliocene sau cuaternare vechi. Acest fapt pune în evidență caracterul actual de ridicare al domeniului getic. Din punct de vedere al mobilității acestei regiuni, se constată că, zonele din spatele rama morfologică sunt afectate de mișcări de ridicare din ce în ce mai intense pe măsura apropierea de unitățile structurale învecinate. Într-o devăr, atât spre nord cât și spre vest, aflorează treptat formațiuni din ce în ce mai vechi. De asemenea, la extremitatea sudică a acestei regiuni, sub

depozitele cuaternare vechi, apar la zi depozitele pliocene și anume Dacianul la Zăvalu (E. Liteanu, 1953) și Levantinul la Greaca (Virginia Barbău, I. Z. Barbău, 1953).

În domeniul oriental, mișcările de subsidență care au început cel puțin din Miocenul mediu, s-au menținut, probabil cu ritmuri variate în mod permanent pînă în actual.

Din punct de vedere morfologic, cea mai mare parte a acestei regiuni se caracterizează prin interfluviuri joase, care, în unele zone unde mișcările radiare negative sunt mai intense, ajung să fie înecate sub depozitele holocene ale luncilor actuale (anumite porțiuni din interfluviile Dîmbovița—Argeș, Prahova—Ialomița și Călmățui—Buzău).

Activitatea de subsidență din domeniul oriental crește ca intensitate din spre regiunile vestice spre cele estice. Într-adevăr pe versanții văilor situate între Argeș și Ialomița, se constată că cele mai vechi depozite aparțin Pleistocenului superior, în timp ce pe versanții văilor și interfluviilor din Bărăganul de la nord de Ialomița, aflorează numai depozite holocene.

Datorită manifestării continue a mișcărilor radiare negative, grosimea depozitelor cuaternare atinge cele mai mari valori în raport cu celelalte unități structurale ale României. Astfel, în regiunea vestică a domeniului oriental, grosimea maximă a depozitelor cuaternare este situată în zona Periș—Buftea (E. Liteanu, 1962) unde ele ating 300 m. În partea estică, s-a constatat că forajele executate la Balta Albă și Făurei au întîlnit depozite cuaternare groase de circa 500 m (E. Liteanu, 1961).

Activitatea de subsidență în Holocen a fost demonstrată de E. Liteanu și C. Ghenea (1962) pentru întreg teritoriul aparținînd domeniului oriental al depresiunii valahe, ca urmare a prezenței lacurilor de confluență. Autorii citați au argumentat că, apariția acestor lacuri constituie o lege a evoluției regiunii, consecința intervenției unor mișcări radiare negative, în intervalul dintre Holocenul inferior — Holocenul superior.

Activitatea de subsidență permanentă din domeniul oriental se reflectă și în tipul genetic al depozitelor cuaternare, la S de Ialomița precumpărător aluvial-lacustru și aproape exclusiv lacustru pentru regiunile situate la N de acest rîu. Faptul că depozitele cuaternare tinere din domeniul oriental sunt situate la cote care uneori depășesc 100 m, ar putea fi explicat admitînd că acțiunea de colmatare a predominat față de mișcările de subsidență.

4. Podișul moldovenesc. Dispoziția formațiunilor care iau parte la alcătuirea geologică a Podișului moldovenesc, este concluzionată pentru a afirma că, pe măsură ce avansăm de la nord către sud, depozitele mai vechi se afundă treptat sub strate mai tinere. Această dispoziție lasă să se presupună că, pe măsură ce formațiunile mai vechi se sedimentau, a avut loc o mișcare de ridicare ce a avut loc inițial în zona nordică a Podișului moldovenesc și care a afectat în timp depozite situate din ce în ce mai spre sud. Cota ridicată a depozitelor sarmatiene și pliocene constituie un indiciu al amplitudinii acestor mișcări radiare pozitive. Faptul că, depozitele villafranchiene și stratele de Babele aflorează în partea de sud a Podișului moldovenesc la altitudini situate între 60 m și 20 m deasupra nivelului mării, în timp ce echivalentul lor stratigrafic în delta Dunării se găsește afundat între cotele de -100 m și -20 m, pledează în favoarea unei continuități a mișcărilor radiare pozitive în această regiune, cel puțin din Cuaternarul mediu pînă la finele Pleistocenului superior.

Particularitățile morfologice ale Podișului moldovenesc, deduse din aspectul îmbătrînit al rețelei hidrografice dintre Siret și Prut (M. G. Filipescu, 1950) ne îndreptățește să afirmăm că acest caracter morfologic reflectă o mișcare negativă care s-a manifestat probabil începînd de la finele Pleistocenului superior și continuă și în actual.

Intensitatea maximă a acestei mișcări de subsidență subactuală este plasată în zona de sud a Podișului moldovenesc, unde este pusă structural în evidență prin inclinarea regională a depozitelor pliocene și cuaternare către Depresiunea valahă.

5. Bazinul Transilvaniei. Este alcătuit predominant din depozite terțiare situate la cote superioare, care ilustrează o veche activitate de ridicare manifestată în mod cert și în cea mai mare parte a Cuaternarului. În acest sens pledează faptul că, depozitele cuaternare din această unitate structurală sunt foarte tinere și cu excepția aluviunilor din lunci și terase restul formațiunilor cuaternare de pe interfluvii au un tip genetic exclusiv subaerian de vîrstă pleistocen-superioară sau holocenă. Unele fenomene de maturizare pe care le prezintă întregul relief al regiunii cît și văile principale ar putea să demonstreze încetarea activității de ridicare a regiunii. În consecință, noi considerăm că, bazinul Transilvaniei se află în ce privește evoluția sa neotectonică într-o etapă de stabilitate relativă.

6. Depresiunea panonică. Din punct de vedere morfologic și structural, reprezintă un ținut în care procesele de subsidență s-au manifestat în mod continuu, cel puțin din Terțiар. În Cuaternar această activitate de subsidență pare a se fi manifestat în mod egal și anume din ce în ce mai intens de la est către vest, după cum reiese din maturizarea treptată a rețelei hidrografice și tendința de despletire în această direcție. Pe de altă parte, distribuția celor mai mobile sectoare coincide în general cu zonele morfologic depresionare în care sunt instalate văile principalelor cursuri de apă. Din forajele executate în Depresiunea panonică, a reieșit că aluviunile vechi ale Timișului, Mureșului, Crișurilor și Someșului, sunt situate pînă la adîncimi care depășesc uneori 100 m, în timp ce în porțiunile de cîmpie interfluvială grosimea depozitelor cuaternare variază între 20 m și 50 m.

CONCLUZII

Din datele expuse reiese că, pentru reprezentarea cartografică a mișcărilor neotectonice, care au afectat teritoriul României, trebuie luate în considerare următoarele principii :

I. Activitatea neotectonică în sensul cuprinderii mișcărilor tectonice care au participat la crearea trăsăturilor principale ale reliefului actual, trebuie să fie limitată la perioada cuaternară.

II. Reperul potrivit căruia poate fi apreciat sensul și amplitudinea mișcărilor neotectonice, îl constituie nivelul actual al Mării Negre.

III. Referitor la separarea regiunilor afectate de procese neotectonice, considerăm că este necesar să se figureze în mod deosebit următoarele categorii de zone neotectonice :

1. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare negative din Pliocen pînă în actual. Ex. domeniul oriental al Depresiunii valahe, delta Dunării. În această categorie se fac trei separații :

- a) Zone cu mișcări de intensitate mare,
- b) Zone cu mișcări de intensitate medie,
- c) Zone cu mișcări de intensitate redusă.

2. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare negative în Pliocen și de ridicare în tot Cuaternarul. Se fac separațiile :

- a) Zone cutate. Ex. : regiunea cutelor diapire ;
- b) Zone monoclinale afectate de mișcări radiare pozitive cu intensitate mare. Ex. : monoclinul subcarpatic ;



c) Zone afectate de mișcări pozitive cu intensitate redusă. Ex. : domeniul getic al depresiunii valahe.

3. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare negative din Pliocen pînă în Pleistocenul mediu cu inversarea sensului mișcărilor neotectonice începînd din Pleistocenul superior. Ex. : partea de nord a bazinului Brașov.

4. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare negative în Pliocen și Pleistocen, cu inversarea sensului mișcărilor neotectonice în Holocen. Ex. : Depresiunea Tg. Jiu-Horezu.

5. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare negative din Pliocen pînă în Pleistocenul mediu, de mișcări de ridicare în Pleistocenul superior și de mișcări radiare negative în Holocen. Ex. : partea de sud a Podișului moldovenesc.

6. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare negative din Pliocen, de ridicare în întreg Pleistocenul și de mișcări radiare negative în Holocen. Ex. : partea centrală a Podișului moldovenesc.

7. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare pozitive în Pliocen și Pleistocen și de mișcări radiare negative în Holocen. Ex. : partea de nord a Podișului moldovenesc.

8. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare pozitive în Pliocen și Cuaternar inferior și de mișcări radiare negative din Pleistocenul superior pînă în actual. Ex. : depresiunea Făgăraș.

9. Zone neotectonice afectate de mișcări radiare pozitive continuu din Pliocen pînă în actual. Ex. : lanțul carpatic. În cadrul acestei categorii se separă :

- a) Zone cu mișcări de intensitate foarte mare ;
- b) Zone cu mișcări de intensitate mare ;
- c) Zone cu mișcări de intensitate redusă.

10. Zone neotectonice de stabilitate relativă. Ex. : bazinul Transilvaniei.

Pe harta neotectonică s-au figurat de asemenea o serie de fenomene geologice care s-au manifestat cu certitudine în intervalul Neogen — Cuaternar, cum ar fi magmatismul și transgresiunile marine.

În cadrul zonelor neotectonice, afectate exclusiv de mișcări de același sens, gradul mai avansat al mobilității a fost reprezentat prin nuanțe mai intense ale aceleiași culori, spre deosebire de zonele cu un grad de mobilitate mai redus, pentru care au fost adoptate nuanțe mai șterse ale culorii respective.



BIBLIOGRAFIE

- Barbu Virginia, Barbu I. (1953) Asupra faunei levantine de la Greaca. *D.S. Com. Geol.* XXXVII. Bucureşti.
- Brătescu C. (1943) Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinul Mării Negre în Cuaternar. *B.S.R.G. LXII.* Bucureşti.
- Codarcea A. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol.* XX. Bucureşti.
- Dumitrescu I. şi colaboratorii (1962) Harta tectonică a R.P.R. *An. Com. Geol.* XXXII. Bucureşti.
- Filipescu M. G. (1950) Îmbătrînirea prematură a reţelei hidrografice din partea sudică a Moldovei dintre Siret şi Prut şi consecinţele acestui fenomen. *Natura* II, 5. Bucureşti.
- Liteanu E. (1953) Geologia ținutului de cimpie din bazinul inferior al Argeșului şi a teraselor Dunării. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria E, Hidrogeologie*, 2. Bucureşti.
- Liteanu E. (1953) Fauna daciană de la Zăvalul Acad. R.P.R. *Bul. Științ.* VII, 3. Bucureşti.
- Liteanu E. (1959) Carta cetverticinii otlojenii vncarpatscoi ciasti Rumânscoi Narodnoi Republichei. *A.N.S.S.S.R. Biul. Com. Izvocenii Cetv. Per.* 23.
- Liteanu E. (1961) Limita Terter/Cuaternar din depresiunea valahă. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria E, Hidrogeologie*. 5. Bucureşti.
- Liteanu E. (1962) Contribuţii la studiul stratigrafic al Cuaternarului din regiunea de cimpie dintre râurile Prahova şi Teleajen. Acad. R.P.R. Comunic. Inst. Geol. Geografie, (sub tipar).
- Liteanu E., Bandrabur T. (1957) Geologia cimpiei getice meridionale dintre Jiu şi Olt. *An. Com. Geol.* XXX. Bucureşti.
- Liteanu E., Bandrabur T. (1959) Geologia zonei de contact morfologic între cimpia şi colinele dintre rîul Teleajen şi V. Budureasa. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* IV, 2. Bucureşti.
- Liteanu E., Constantinescu V. (1961) Cercetări hidrogeologice în regiunea de cimpie dintre rîul Teleajen şi V. Sărătă. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol.* VI Bucureşti.
- Liteanu E., Pricăjan A., Baltac Gh. (1961) Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol.* VI, 4 Bucureşti.
- Liteanu E., Ghenea C. (1962) Relaţii hidrogeologice şi hidrogeochimice între apele freatiche şi apele lacurilor din Cîmpia Română orientală. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. geol.*, VI, 2 Bucureşti.

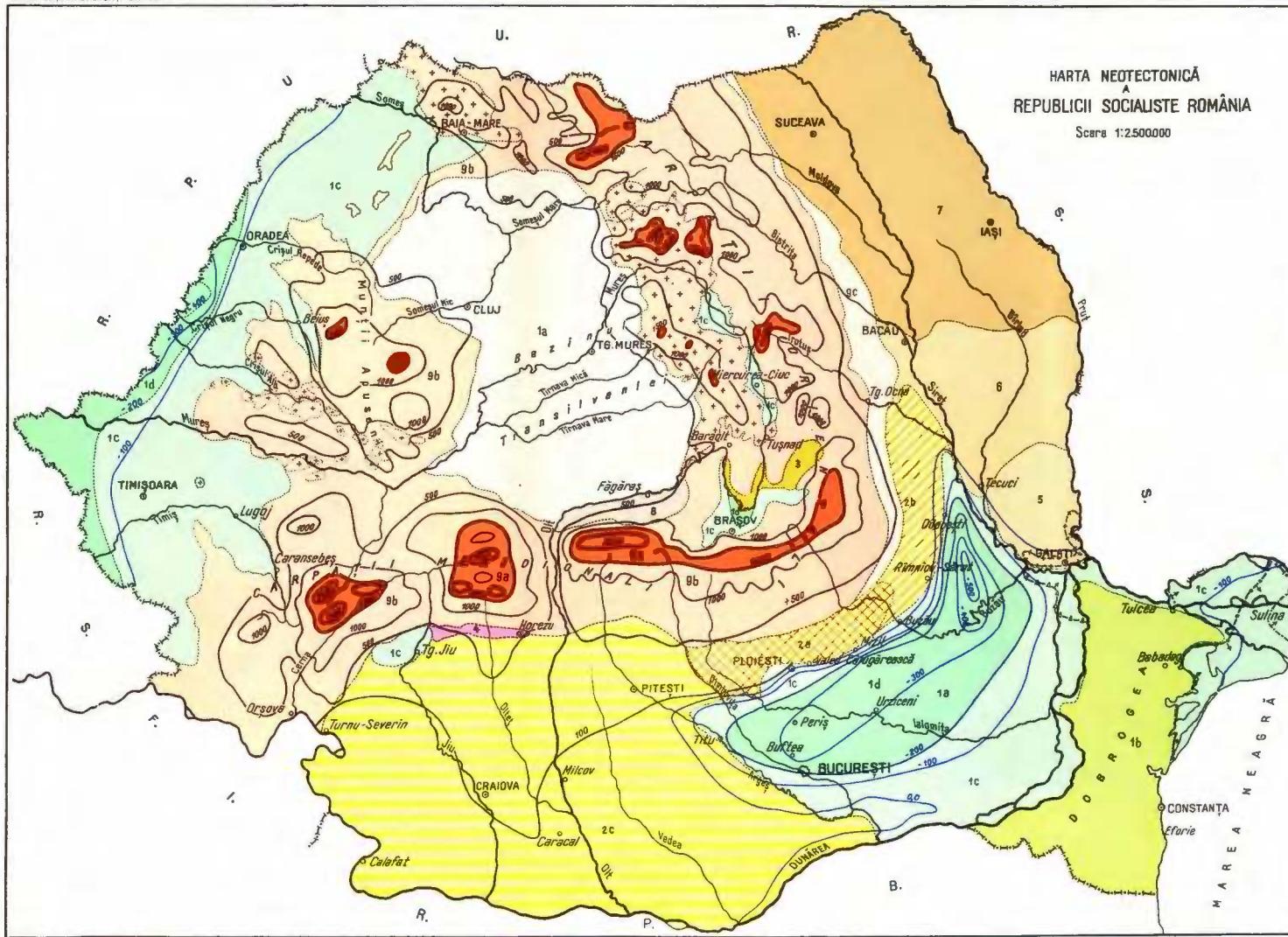


- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol.* VI, 3–4 București.
- Macovei Gh. (1947) Din problemele actuale ale geologiei României. *An. Acad. Rom.*, VI–VII. București.
- Mrazec L. (1910) Les gisements de pétrole. Paris.
- Muratov M. V. (1952) Istoria bazinului Mării Negre în legătură cu dezvoltarea regiunilor înconjurătoare. *An. Rom. Sov., Seria Geol.-Geogr.*, 7 București.
- Murgeanu G. (1930) Ridicări geologice între V. Ialomiței și V. Bărbulețului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV. București.
- Nicolaev N. I., Sulț S.S. (1962) Harta neotectonică a U.R.S.S. *An. Rom. Sov. Seria Geol.-Geogr.*, 2. București.
- Onicescu N. (1957) Geologia R.P.R. Editura Tehnică. București.
- Pfannenstiel M. (1950) Die Quartärgeschichte des Donaudeltas. *Bonner Geogr. Abhandl.* Bonn.
- Popescu Voitești I. (1935) Evoluția geologică-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, V, 2. Cluj.
- Rădulescu I., Grumăzescu H. (1962) Descifrarea mișcărilor tectonice din Cuaternar de pe teritoriul R.P.R. prin metoda geomorfologică. *Probl. geogr.*, IX București.
- Sevastos R. (1907) L'anciennes Danube à travers la Dobrogea. *Annal. Scient. Univ. Yassy*. Iași.
- Stille H. (1924) Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.





Institutul Geologic al României



LEGENDA

A. REGIUNI NEOTECTONICE

- 1. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE ÎNCEPÂND DIN PLIOCEN PÂNĂ ÎN ACTUAL:**

 - Zone neotectonice de stabilitate relativă
 - Mişcări cu intensitate redusă
 - Mişcări cu intensitate medie
 - Mişcări cu intensitate mare

2. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE ÎN PLIOCEN ŞI DE RIDICARE ÎN TOȚI CUATERNARUL:

 - Zone cutare afectate în Cuaternar de mişcări tectonice
 - Zone monoclinale afectate de mişcări radiare pozitive cu intensitate mare
 - Zone afectate de mişcări radiare pozitive cu intensitate redusă

3. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE DIN PLIOCEN PÂNĂ ÎN PLEISTOCENUL MEDIU CU INVERSAREA SENZUÍA MIŞCĂRILOR NEOTECTONICE ÎNCEPÂND DIN PLEISTOCENUL SUPERIOR

4. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE ÎN PLIOCEN ŞI PLEISTOCEN, CU INVERSAREA SENZUÍA MIŞCĂRILOR NEOTECTONICE ÎN HOLOCEN

5. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE DIN PLIOCEN PÂNĂ ÎN PLEISTOCENUL MEDIU, DE RIDICARE ÎN PLEISTOCENUL SUPERIOR ŞI DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE ÎN HOLOCEN

6. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE ÎN PLIOCEN, DE RIDICARE ÎN întreg PLEISTOCENUL ŞI DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE ÎN HOLOCEN

7. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE POZITIVE ÎN PLIOCEN ŞI PLEISTOCEN, ŞI DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE ÎN HOLOCEN

8. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE POZITIVE ÎN PLIOCEN ŞI CUATERNARUL INFERIOR ŞI DE MIŞCĂRI RADIARE NEGATIVE DIN PLEISTOCENUL SUPERIOR PÂNĂ ÎN ACTUAL

9. ZONE NEOTECTONICE AFFECTATE DE MIŞCĂRI RADIARE POZITIVE CONTINUI DIN PLIOCEN PÂNĂ ÎN ACTUAL

 Mişcări cu intensitate foarte mare

 Mişcări cu intensitate mare

 Mişcări cu intensitate redusă

B. GRADIENTII MIŞCĂRILOR NEOTECTONICE

 - Izohaltele limitei Cuaternar/Antecuaternar
 - Izohipsele limitei Cuaternar/Antecuaternar

C. REGIUNI CU VULCANISM TINÂR

Regiuni vulcanice în timpul Pliocenului și Cuaternarului

D. LIMITILE TRANSGRESIUNILOR MARINE CUATERNARE

 - Limita transgresiuni Paleoeuzine
 - Limita transgresiuni Uzunkar-Corangal
 - Limita transgresiuni Neoeuzine
 - Limita transgresiuni stadiului vechi al Mării Negre

CARTE NÉOTECTONIQUE DU TERRITOIRE DE LA
ROUMANIE

ÉCHELLE 1 : 2.500.000

PAR

E. LITEANU, C. GHENEÀ

(Résumé)

La représentation cartographique des mouvements néotectoniques qui ont affecté le territoire de la Roumanie s'est étayée de ces deux principes :

1. L'activité néotectonique qui comprend les mouvements tectoniques ayant contribué à donner au relief ses principaux traits doit être restreinte à la période quaternaire.

2. L'actuel niveau de la Mer Noire constitue le repère grâce auquel on peut juger du sens et de l'amplitude des mouvements néotectoniques.

3. En ce qui concerne la séparation des régions affectées par des processus néotectoniques, nous pensons qu'il est nécessaire d'y faire figurer — surtout — les catégories suivantes de zones néotectoniques :

I. Zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs depuis le Pliocène jusqu'à présent. Ex. — le domaine oriental de la Dépression Valaque, le Delta du Danube. Trois divisions ont été distinguées dans cette catégorie :

- a) Zones aux mouvements de grande intensité ;
- b) Zones aux mouvements d'intensité moyenne ;
- c) Zones d'intensité réduite.

II. Zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs au Pliocène et par des mouvements de soulèvement tout durant le Quaternaire. On y sépare :



Institutul Geologic al României

a) Zones plissées. Ex. la région des plis diapirs ;

b) Zones monoclinales affectées par des mouvements radiaires positifs de grande intensité. Ex. le monocline subcarpatique ;

c) Zones affectées par des mouvements radiaires positifs à intensité réduite. Ex. Le domaine gétique de la Dépression Valaque.

III. Zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs depuis le Pliocène jusqu'au Pléistocène moyen ; à partir du Pléistocène supérieur les mouvements néotectoniques changent de sens. Ex. partie septentrionale du bassin de Brașov.

IV. Zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs au Pliocène et au Pléistocène ; les sens des mouvements néotectoniques s'inverse pendant le Holocène. Ex. Dépression Tg. Jiu — Horez.

V. Zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs à partir du Pliocène jusqu'au Pléistocène moyen, par des mouvements de soulèvement au Pléistocène supérieur et par des mouvements radiaires négatifs pendant le Holocène. Ex. la partie méridionale du Plateau Moldave.

VI. Zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs au Pliocène, de soulèvement pendant tout le Pléistocène et par des mouvements radiaires négatifs durant le Holocène. Ex. la partie centrale du Plateau Moldave.

VII. Zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires positifs au Pliocène et Pléistocène et par des mouvements radiaires négatifs pendant le Holocène. Ex. la partie septentrionale du Plateau Moldave.

VIII. Zones néotectoniques affectées par des mouvements positifs au Pliocène et Quaternaire inférieur et par des mouvements radiaires négatifs depuis le Pléistocène supérieur jusqu'à présent. Ex. la Dépression de Făgăraș.

IX. Zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires positifs continus depuis le Pliocène jusqu'à présent. Ex. la chaîne carpathique. Cette catégorie a été divisée :

- a) Zones aux mouvements de très grande intensité ;
- b) Zones aux mouvements de grande intensité ;
- c) Zones aux mouvements d'intensité réduite.

X. Zones néotectoniques relativement stables. Ex. le bassin de Transylvanie.



Sur la carte néotectonique figurent également une série de phénomènes géologiques — tels le magmatisme et les transgressions marines — qui se sont certainement manifestés dans l'intervalle Néogène-Quaternaire.

Dans les zones néotectoniques, affectées exclusivement par des mouvements du même sens, le degré plus avancé de la mobilité a été représenté par des nuances plus intenses de la même couleur qui se distinguent des teintes plus faibles de la couleur respective adoptées pour les zones à un degré de mobilité plus réduit.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte néotectonique du territoire de la Roumanie échelle 1 : 2.500.000

A) Régions néotectoniques: 1, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs à partir du Pliocène jusqu'à présent : 1a, zones néotectoniques de stabilité relative ; 1b, mouvements d'intensité réduite ; 1c, mouvements d'intensité moyenne ; 1d, mouvements de grande intensité ; 2, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs au Pliocène et par des mouvements de soulèvement tout le Quaternaire durant : 2a, zones plissées, affectées pendant le Quaternaire par des mouvements tangentiels ; 2b, zones monoclinales affectées par des mouvements radiaires positifs de grande intensité ; 2c, zones affectées par des mouvements radiaires positifs d'intensité réduite ; 3, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs à partir du Pliocène jusqu'au Pléistocène moyen, le sens des mouvements néotectoniques s'inversant dès le Pléistocène supérieur ; 4, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs au Pliocène et au Pléistocène, le sens des mouvements néotectoniques s'inversant au Holocène ; 5, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs à partir du Pliocène jusqu'au Pléistocène moyen, par des mouvements de soulèvement pendant le Pléistocène supérieur et par des mouvements radiaires négatifs au Holocène ; 6, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires négatifs au Pliocène, le sens des mouvements néotectoniques s'inversant au Holocène ; 7, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires positifs au Pliocène et au Pléistocène et par des mouvements radiaires négatifs au Holocène ; 8, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires positifs au Pliocène et au Pléistocène et par des mouvements radiaires négatifs au Holocène ; 9, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires positifs continués à présent ; 10, zones néotectoniques affectées par des mouvements radiaires positifs continués à présent.



partir du Pliocène jusqu'à présent : 9a, mouvements de très grande intensité ; 9b, mouvements de grande intensité ; 9c, mouvements d'intensité réduite.

B). **Gradients des mouvements néotectoniques:** 10, isobates de la limite Quaternaire/Antéquaternaire ; 11, isophises de la limite Quaternaire/Antéquaternaire.

C). **Régions à volcanisme récent :** 12, régions volcaniques pendant le Pliocène et le Quaternaire.

D). **Limites des transgressions marines quaternaires :** 13, limite de la transgression paléoeuxine ; 14, limite de la transgression Uzunlar-Caragat ; 15, limite de la transgression néoeuxine ; 16, limite de la transgression de l'ancien stade de la Mer Noire.



PIETRIŞURI DE CÎNDEŞTI SAU STRATE DE CÎNDEŞTI ?¹
O CONTRIBUȚIE LA STUDIUL STRATELOR DE CÎNDEŞTI

DE
E. LITEANU²

Abstract.

Cîndeşti Gravel or Cîndeşti Beds? Contribution to the Study of Cîndeşti Beds. Based on the description of several geological profiles, the author proves the necessity to remove the term „Cîndeşti Gravel” from the geological litterature and mapping and to replace it by the term “Cîndeşti Beds” which has a scientific priority.

Începînd din anul 1935, circulă în literatura geologică din țara noastră, termenul „Pietrișuri de Cîndești”, fără ca acesta să fi fost creat printr-o lucrare științifică specială.

Din lucrările elaborate, după anul 1935, de numeroși geologi a reieșit că sub denumirea de „Pietrișuri de Cîndești” se înțelege un orizont psefitic, cu grosimi variabile depus în concordanță peste depozite levantine și în general acoperit de luturi loessoide de vîrstă cuaternară, motiv pentru care a fost repartizat nivelului înalt al Pliocenului.

Pozitia stratigrafică a acestui orizont litologic a fost discutată pentru prima dată de I. A t a n a s i u (1940) care, intemeiat pe argumente paleontologice, a atribuit Pietrișurile de Cîndești, Villafranchianului.

Totodată din constatarea că în unele zone Pietrișurile de Cîndești sunt interesate în cutedele fazei de orogeneză valahă, autorul menționat și-a exprimat părerea că : „cel puțin în Moldova (de sud), Muntenia și Oltenia

¹ Comunicare în ședința din 14 Ianuarie 1966.

² Comitetul de Stat al Geologiei, Cal. Griviței 64, București.



este preferabil ca Villafranchianul să fie așezat în Terțiар decit în Cuaternar".

Potrivit punctelor de vedere expuse de I. A t a n a s i u (1940) se poate deduce că orizontul litologic denumit „Pietrișuri de Cîndești” corespunde întregului interval stratigrafic al Villafranchianului și că el aparține Levantinului superior.

Cu ocazia discuțiilor ce au avut loc, în cadrul celui de-al XVIII-lea Congres Internațional de Geologie (Londra 1948), în legătură cu fixarea limitei Cuaternar/Terțiar, s-a luat în prealabil în considerare constatarea că depozitele calabriene (de facies marin) sunt stratigrafic echivalente cu depozitele Villafranchiene (de facies continental). Întrucât în depozitele calabriene apar pentru prima dată pe verticală speciile nordice *Cyprina islandica* și *Anomalina baltica*, a căror prezență demonstrează răcirea apelor Mării Mediterane, s-a preconizat că apariția primei clime reci, constituie un criteriu pentru datarea limitei Pleistocen/Pliocen. În consecință această limită a fost așezată la baza depozitelor calabriene, respectiv villafranchiene.

Rezultă prin urmare că valoarea stratigrafică a faunei de mamifere fosile care caracterizează Villafranchianul, argumentează baza Cuaternarului.

Aceste considerente ne-au îndreptățit în anul 1952 să propunem plasarea limitei Pleistocen/Pliocen la baza Pietrișurilor de Cîndești (E. Liteanu, 1953).

Cercetările noastre ulterioare în problema limitei superioare a Terțiului din Depresiunea valahă (E. Liteanu, 1960) ne-au condus la concluzia că Villafranchianul include un interval stratigrafic mult mai larg decit orizontul psefitic atribuit Pietrișurilor de Cîndești.

Într-adevăr în Domeniul getic de la vest de rîul Olt, S a b b a Ștefănescu (1897) și I. P. Ionescu - Argetoiaia (1914) au descris alcătuirea geologică a regiunii din împrejurimile orașului Craiova ca fiind constituită astfel :

La partea superioară se constată prezența unor depozite loessoide de vîrstă cuaternară depuse peste un banc de pietrișuri cu nisipuri care a fost raportat Pietrișurilor de Cîndești.

După autorii menționați, urmează în continuare trei orizonturi litologice aparținând Levantinului și anume : cel superior preponderent argilos, cel mijlociu psamo-psefitic și cel inferior exclusiv argilos.

Cu ocazia cercetărilor întreprinse în ultimii ani (E a t e r i n a Schowert și colaboratorii, 1963), s-a constatat că orizontul mediu



psamo-psefitic, repartizat de Sabba-Ştefanescu (1897) Levantinului, conține o bogată faună de mamifere fosile care caracterizează Villafranchianul.

A apărut prin urmare necesar ca intervalul stratigrafic aparținând Villafranchianului să fie lărgit prin includerea orizonturilor litologice care în trecut au fost atribuite Levantinului.

În consecință în regiunea Craiova Villafranchianul este reprezentat prin următoarele succesiuni litologice :

Orizontul superior : Pietrișuri de Cindești propriu-zise.

Orizontul mediu : Argile și nisipuri fine cu intercalări de lignit și cu Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate, denumit orizontul cu *Unio stefănescui* (E. Liteanu, 1960).

Orizontul inferior : Pietrișuri și nisipuri, cu Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate denumit Orizontul cu *Unio pristinus* (E. Liteanu, 1960).

Depozitele villafranchiene sunt depuse peste un pachet gros de argile levantine cu Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate denumit orizontul cu *Unio lenticularis* (E. Liteanu, 1960).

Este interesant de subliniat faptul că cercetările de teren completate cu date reiese din foraje, în ținutul situat la sud și la est de regiunea Craiova, au dovedit extensiunea în aceste direcții a succesiunilor litologice aparținând Villafranchianului, constatăndu-se totodată că orizontul superior, Pietrișurile de Cindești, trece lateral la Strate de Frătești.

Cercetările foarte detaliate întreprinse în regiunea situată la NW de orașul Craiova, interfluviul Jiu-Motru (E. Liteanu, M. Furu, 1964), au confirmat pe deplin existența acelorași succesiuni litologice care participă la delimitarea intervalului stratigrafic aparținând Villafranchianului.

În Platforma Cotmeană s-au executat un număr foarte mare de foraje pînă la adîncimi cuprinse între 200—500 m. Toate aceste foraje au întîlnit sub o mantă de argile loessoide un depozit gros de pietrișuri din care s-au recoltat molari de *Archidiskodon meridionalis* Nesti, fapt care a îndreptățit raportarea acestuia Villafranchianului superior, respectiv Pietrișurilor de Cindești.³

Sub depozitul psefitic menționat urmează pe o grosime de 150—200 m, o alternanță de argile, nisipuri și pietrișuri, în pachete groase,

³ E. Liteanu, A. Pricăjan, I. Andreescu, Gh. Istrate. Succesiunile stratigrafice din Platforma Cotmeană (manuscris).

probabil de vîrstă Villafranchian mediu și inferior, depusă peste depozite levantine de facies predominant pelitic.

Cercetările din Platforma Cotmeana au fost extinse atât spre sud, Cîmpul Găvanu-Burdea cît și spre nord, zona colinară din interfluviul Argeș-Olt.

În Cîmpul Găvanu-Burdea se constată că Pietrișurile de Cîndești din Platforma Cotmeana (orizontul psefitic superior) trec lateral la Strate de Frătești de vîrstă St. Prestian.

În zona colinară de la nord de Platforma Cotmeana aflorează bancuri groase de pietrișuri din care s-au recoltat resturi de *Zygolophodon borsoni* H a y s, *Anancus arvernensis* C r. e t J o b. *Archidiskodon meridionalis* N e s t i și *Rhinoceros etruscus* F a l c, fapt care a justificat atribuirea lor Pietrișurilor de Cîndești⁴.

Remarcăm însă că datorită dispoziției monoclinale a formațiunilor care iau parte la alcătuirea geologică a interfluviului Argeș-Olt, pietrișurile care aflorează în zona colinară corespund, fără îndoială, ca nivel stratigrafic, alternanței de nisipuri, pietrișuri și argile din Platforma Cotmeana, de vîrstă Villafranchian mediu și inferior (vezi figura).

În consecință reiese că în interfluviul Argeș-Olt, orizontul psefitic denumit Pietrișuri de Cîndești poate avea vîrste diferite.

În partea vestică a Domeniului oriental al Depresiunii valahe, către limita sudică a zonei colinare, Pietrișurile de Cîndești sunt dispuse aproape orizontal.

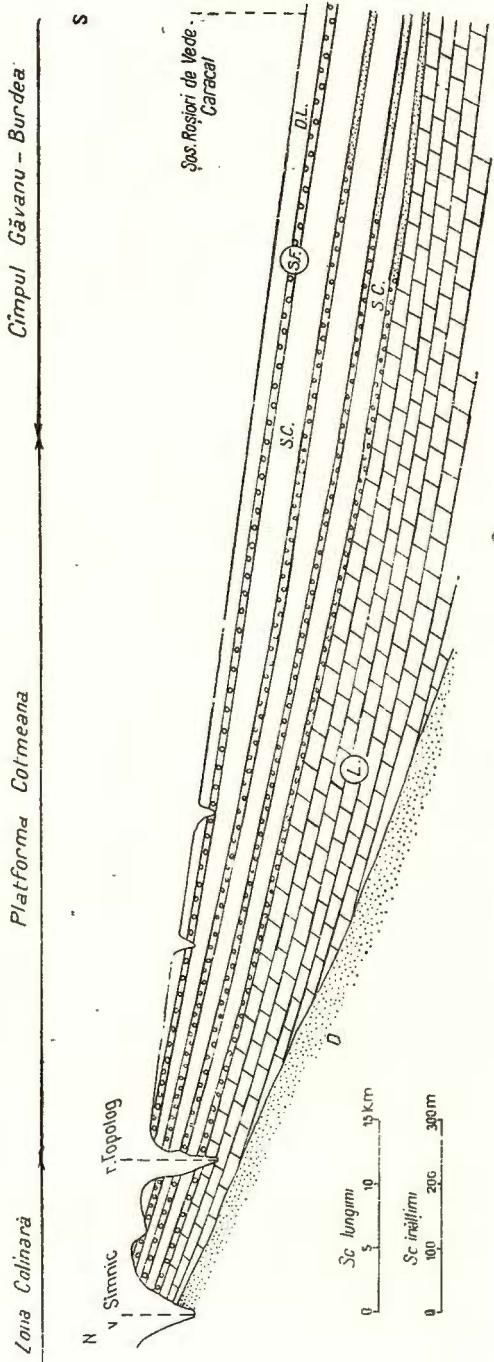
Astfel, Pietrișurile de Cîndești care aflorează pe versanții pintenului Măgurii în zona Mărgineni stau peste o alternanță de nisipuri, pietrișuri și argile, groasă de peste 100 m, depusă peste argile levantine.

Potrivit datelor reieșite din foraje se poate afirma că spre sud de zona Mărgineni, orizontul psefitic superior se reduce treptat ca grosime, pentru ca în continuarea acestei direcții (la Tinosu și în întreg șesul aluvionar Prahova-Teleajen) să nu se întâlnească în foraje decât alternanța de depozite psefitice, psamitice și pelitice, mai înainte menționată.

Pe de altă parte, observăm că valea Buzăului, după ce traversează extremitatea sudică a anticlinalului Berca și pînă în amonte de orașul Buzău, este săpată în Pietrișuri de Cîndești.

Profilul de foraje executat pe lunca rîului Buzău, începînd din dreptul localității Cîndești pînă în zona de cîmpie, a dovedit că la alcătuirea

⁴ N. Mihăilă, P. Giurgea. Comunicare verbală.



Profil schematic N-S prin interfluviul Argeş – Olt de la valea Simnic pînă la şoseaua Roşiori de Vede – Caracal.
DI, depozite loessoidé ; SF, strate de Frateşti (Saint Prestien) ; SC, strate de Cindesti (Villafranchian s. 1) ; L, argile ierantine ; D, nisipuri și argile daciene.

Coupe géologique schématique N-S à travers l'interfluve Argeş – Olt à partir de la vallée du Simnic jusqu'à la route
Roşiorii de Vede – Caracal.

DII, Dépôts loessoides ; SF, Couches de Frateşti (Saint Prestien) ; SC, Couches de Cindesti (Villafranchien s. 1.) ; L, argiles levantines ;
D, sables et argiles daciennes

Pietrișurilor de Cîndești, participă o alternanță de pietrișuri, nisipuri și argile, groasă de circa 1000 m, depusă peste argile nisipoase și marne levantine.

În partea estică a Domeniului oriental al Depresiunii valahe, în special în regiunea situată la sud de rîul Trotuș, unde monoclinul pliocen prezintă căderi apreciabile, apare la zi în mod exclusiv, o alternanță de pietrișuri, nisipuri și argile.

Vîrsta villafranchiană a acestei alternanțe a fost dovedită de S. A. Tănăsărianu și D. Preeda (1928) prin resturile de *Archidiskodon meridionalis* Nesti și *Rhinoceros etruscus* Falc. descoperite în stratele de lignit de la Pralea.

Din cele expuse mai înainte se pot desprinde următoarele concluzii preliminare :

1. Termenul „Pietrișuri de Cîndești” a fost introdus în mod arbitrar în literatura geologică din țara noastră.

2. Denumirea de „Pietrișuri de Cîndești” este impropriu, deoarece în sensul adoptat în lucrările geologice actuale, reprezintă de fapt nivelul psefitic cel mai înalt, pus la zi prin eroziunea unei alternanțe de pietrișuri, nisipuri și argile.

În funcție de gradul de îndepărtare prin eroziune, a depozitelor din partea superioară a alternanței de pietrișuri, nisipuri și argile, apar la zi, diferite nivele de pietrișuri, aşa zise Pietrișuri de Cîndești, a căror poziție stratigrafică poate să varieze de la o regiune la alta.

În consecință se poate afirma că nu există nici o formațiune geologică care poate fi încadrată în conținutul care se acordă în prezent termenului „Pietrișuri de Cîndești”, decât numai sub accepțiunea de depozite heterocrone.

3. În realitate nu s-ar putea lua în considerare decât formațiuni în faciesul de Cîndești, reprezentate printr-o alternanță de pietrișuri, nisipuri și argile. O asemenea formațiune poate fi constată la zi, în regiunea de la sud de rîul Trotuș, unde prezentarea acesteia justifică denumirea de „Strate de Cîndești”.

Referindu-ne la crearea denumirii care caracterizează formațiunile aparținând faciesului de Cîndești, reamintim că termenul respectiv adoptat de Mrazec și Teisseyre a fost acela de „Strate de Cîndești” (1901).



Cităm, în traducere din limba germană, definiția dată de autorii menționați pentru termenul „Strate de Cindești” :

„Depozitele levantine cele mai tinere sunt alcătuite din pietrișuri (Strate de Cindești, denumite după o localitate situată în jud. Buzău lîngă com. Berca).

Etajul (Die Stufe) de Cindești, corespunde după cum s-a dovedit uneori prin resturi fosile, în Valahia, stratelor cu Unionizi ornamentează.

Aceste formațiuni devin preponderente către partea exteroară a zonei pliocene din Moldova de sud și sunt caracterizate printr-o reducere lentă a căderii stratelor, astfel încât în final așezarea lor diferă foarte puțin de orizontală (De exemplu : la W de orașul R. Sărat, apoi la Broșteni lîngă Odobești)”.

Ulterior L. M r a z e c (1917) precizează astfel răspîndirea Stratelor de Cindești :

„Stratele de Cindești formează prin urmare o centură în jurul Carpaților, din Gorj (Pietrișurile de Bumbești) pînă în Valea Trotușului”.

Considerăm că este util să precizăm că termenul „Strate de Cindești” a fost adoptat de toți cercetătorii care s-au preocupat de această formațiune, cel puțin pînă în anul 1930.

Dintre acești cercetători menționăm pe următorii : L. M r a z e c (1912), W. Teisseyre (1908), Sava Athanasiu (1908), I. Popescu-Voitești (1908), I. P. Ionescu - Argetoiaia (1914), H. Grozescu (1912) G. Murgoci (1917), G. Vîlسان (1916), O. Protescu (1917), Șt. Mateescu (1927), M. G. Filipescu (1930) etc.

1. Cercetările noastre au confirmat pe deplin justitia termenului „Strate de Cindești” creat de L. M r a z e c și W. Teisseyre și au dovedit necesitatea menținerii acestuia.

2. Termenul „Pietrișuri de Cindești” introdus în mod arbitrar în literatura geologică este impropriu și poate conduce în unele regiuni la confuzii de ordin stratigrafic.

3. Ne exprimăm părerea că este cazul ca în viitor termenul „Pietrișuri de Cindești” să fie îndepărtat din literatura, cartografie și manualele didactice geologice și înlocuit cu termenul „Strate de Cindești”.

4. Contribuția pe care am adus-o noi la studiul Stratelor de Cindești, în sensul că acestea sunt alcătuite în întreaga Depresiune valahă, dintr-o

succesiune de pietrișuri separate prin intercalații de nisipuri și argile, prezintă o deosebită importanță practică.

Într-adevăr s-a constatat, în special în zonele colinare, că orizontul superior de pietrișuri — care în trecut era atribuit Pietrișurilor de Cîndești — este lipsit de acumulări de ape subterane.

În prezent se poate afirma că în zonele în care apar strate de Cîndești, se vor întâlni cu certitudine ape subterane, prin foraje suficient de adânci care să pună în evidență orizonturile psefite inferioare.



BIBLIOGRAFIE

- A t a n a s i u I. (1940) Contribution à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XX.
- A t a n a s i u S. (1908) În traducerea lucrării : T e i s s e y r e W. Über die maeotische, pontische und die dazische Stufe in die Subkarpathen der östlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* II.
- A t a n a s i u S., P r e d a D. (1928) Elephas meridionalis din Pliocenul superior de la Praleacăiuți. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII.
- F i l i p e s c u M. G. (1930) Cercetări geologice în regiunea Drăgăneasa. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XIV p. 31.
- G r o z e s c u H. (1912) Comunicare preliminară asupra Munților Vrancei și a Neogenului din Jud. Putna. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III. p. 49.
- I o n e s c u - A r g e t o a i a I. P. (1914) Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII p. 329.
- L i t e a n u E. (1953) Geologia ținutului de cămpie din bazinul inferior al Argeșului. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria E, Hidrogeologie*, 2.
- L i t e a n u E. (1960) Despre problema limitei superioare a Terțiarului din Depresiunea valahă. *Acad. R.P.R. St. Cerc. Geol.*, V, 2.
- L i t e a n u E., F e r u M. (1964). Noi contribuții la studiul stratigrafiei zăcământului de lignit din interfluviul Jiu-Motru. *Acad. R.P.R. St. Cerc. geol. Seria Geol.*, IX, 1.
- M a t e e s c u Ș t. (1927) Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaților români. *An. Inst. Geol. Rom.* XII.
- M r a z e c L. (1912) Discuție la comunicarea : G. Murgoci „Asupra existenței apelor arteziene în Cîmpia română”. *D.S. Inst. Geol. Rom.* III, p. 103.
- M r a z e c L. (1917) Discuție la comunicarea : S. Athanasiu „Asupra prezenței lui Mastodon arvernensis Cr. et Job. în pietrișurile terasei superioare a Trotușului de la Copăcești”. *D.S. Inst. Geol. Rom.* VII, p. 10.
- M r a z e c L., T e i s s e y r e W. (1901) Ueber Oligozäne Klippe am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau) *Jb. d.k.k. geol. R.A.* L 1. p. 235. Wien.
- M u r g o c i G. (1917) Discuție la Comunicarea : S. Athanasiu „Asupra prezenței lui Mastodon arvernensis Cr. et. Job. în pietrișurile terasei superioare ale Trotușului de la Copăcești”. *D.S. Inst. Geol. Rom.* VII. p. 11.
- P o p e s c u V o i t e ș t i I. (1908) Contribuție la studiul geologic și paleontologic al regiunii muscelelor dintre Dîmbovița și Olt. *An. Inst. Geol. Rom.* II, p. 255.
- P r o t e s c u O. (1917) Cercetări geologice în regiunea subcarpatică a districtului Buzău. *D.S. Inst. Geol. Rom.* VII. p. 258–259.



- Schowert h Ecaterina și colab. (1963) Cercetări geologice în zona centrală din vestul Cîmpiei getice. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. Seria E. Hidrogeologie*, 6, p. 91.
- Ștefănescu Sabba (1897) Étude sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contribution a l'étude stratigraphique. Lille.
- Teisseyre W. (1908) Über die maeotische, pontische und de dazische Stufe in die Subkarpathen der östlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* II p. 312.
- Vilasan G. (1916) Cimpia română. *Bul. Soc. rom. geogr.* 36, p. 379, 390.



**GRAVIERS DE CÎNDEȘTI OU COUCHES DE CÎNDEȘTI ?
CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DES COUCHES DE CÎNDEȘTI**

PAR

E. LITEANU

(Résumé)

L'auteur analyse une série de coupes géologiques transversales par rapport aux plis carpathiques et constate que les soi-disant „Graviers de Cîndești” sont en réalité, constitués par une alternance de graviers, sables et argiles qui justifie la dénomination plus plausible de „Couches de Cîndești”.

Rappelant que c'est le terme de „Couches de Cîndești” qui jouit de priorité scientifique et que celui de „Graviers de Cîndești” n'a été introduit qu'arbitrairement dans la littérature et la cartographie géologique, l'auteur propose la suppression de ce dernier.

L'auteur souligne l'importance, du point de vue hydrogéologique, des couches de Cîndești par rapport à leur constitution lithologique réelle.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PREZENȚA UNUI TUF VULCANIC ÎN VILLAFRANCHIANUL DIN DEPRESIUNEA VALAHĂ¹

DE

C. GHENEÀ²

Abstract

Presence of a Volcanic Tuff in the Villafranchian of the Wallachian Depression. A volcanic tuff in the Villafranchian, in the regions situated in the outer side of the Carpathians is recorded for the first time. Deposits paleontologically characterized by the presence of *Archidiskodon meridionalis*, *Equus stenonis*, *Paracamelus alutensis*, contain ash tuff inclusions.

Prezența intercalațiilor de tufuri vulcanice în depozitele cuaternare constituie un fapt geologic de mare importanță pentru oricare geolog de Cuaternar. În cazul cînd sedimentele conținînd tufuri vulcanice sînt bine caracterizate din punct de vedere paleontologic, nivelele de cinerite reprezintă repere geologice utilizate cu succes în corelări stratigrafice.

Un alt domeniu în care tufurile vulcanice sînt folosite din ce în ce mai des este cel legat de reconstituirea paleoclimatului unei regiuni. În acest sens sînt deosebit de interesante datele reiesește din distribuția geografică a cenușelor vulcanice care pot indica direcțiile vîntului și circulația atmosferică în timpul Cuaternarului.

Pe de altă parte, în cazul cînd disponem de investigații complete privind natura petrografică, chimică și raporturile stratigrafice în care se găsesc tufurile vulcanice, se poate stabili vîrstă geologică a unei părți din produsele vulcanice din regiunea centrului de erupție a lor.

¹ Comunicare în ședința din 8 aprilie 1966.

² Institutul Geologic — București, șos. Kiseleff 55.



Toate aceste rezultate sunt menționate din ce în ce mai des în literatura de specialitate a ultimilor ani. În multe țări unde activitatea vulcanică a continuat în timpul Cuaternarului, cercetarea complexă a cenușelor vulcanice s-a transformat într-o ramură separată a geologiei Cuaternarului, constituind „Cronologia cenușelor vulcanice” sau „Tefrocronologia”. Studii legate de folosirea acestor produse vulcanice în problemele de stratigrafie au fost întreprinse în Germania, Islanda, Argentina, Chile, Japonia, Noua Zeelandă, S.U.A. etc. Față de importanța mereu crescîndă a nivelelor de cinerite pentru cercetarea Cuaternarului, s-a hotărît crearea unei comisii speciale de tefrocronologie în cadrul INQUA (Asociația internațională pentru cercetarea Cuaternarului).

Pentru aceste motive, considerăm interesant de a prezenta o apariție de tufuri vulcanice în Villafranchianul din regiunea situată pe malul drept al Oltului, imediat în aval de Drăgășani. În acest sector, depozitele villafranchiene au o grosime ce depășește 120 m și sunt reprezentate prin alternanțe de nisipuri și argile. Din profile executate între Drăgășani – Slatina – Balș (pe interfluviul Olt – Olteț) s-a putut constata că, la partea superioară a deschiderilor, depozitele villafranchiene sunt alcătuite din argile în general foarte calcaroase, de culoare cenușie, și din argile pătate cu pete ruginii, alternând cu nisipuri galbene sau roșcate, sau uneori cu nisipuri argiloase.

La partea inferioară, depozitele villafranchiene trec la nisipuri gălbui și roșcate, cu o evidentă structură torențială, care, la unele nivele, prezintă chiar intercalări de pietrișuri mărunte. Aflorimentul în care am găsit lentila de tuf vulcanic se află situat pe valea Silea, la confluența acesteia cu valea Mamului, imediat la vest de comuna Lungești (vezi figuri).

Tuful apare intercalat într-un pachet de nisipuri și pietrișuri mărunte, care, imediat la partea superioară, aşa cum se poate urmări în amonte de deschiderea cu cinerite, suportă un pachet de argile vineții.

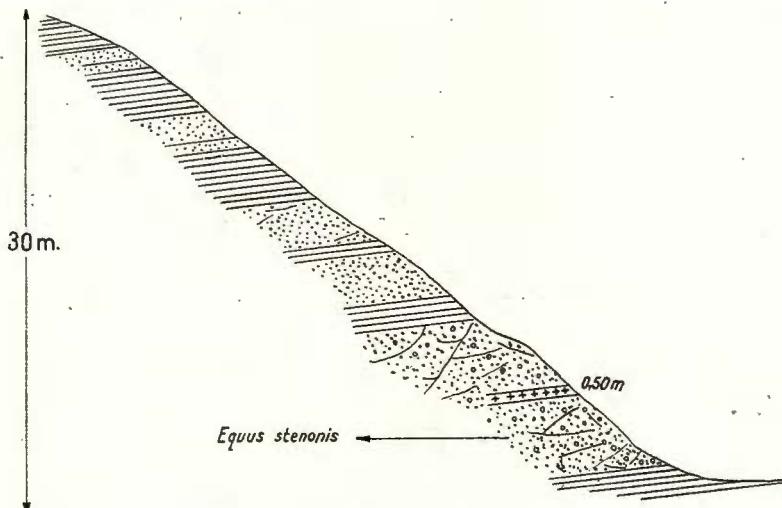
Lentila de tuf are o grosime de 0,50 m și din cauza deluviilor care acoperă versanții, nu se mai poate urmări în amonte sau în aval de afloriment. Examinată macroscopic, roca se caracterizează printr-o culoare alb-gălbui, este foarte friabilă, iar sub lupă se prezintă ca un material omogen, fără granule fine de nisip sau alt material străin.

La microscop, roca apare constituită din sticlă parțial proaspătă, care alcătuiește fragmente colțuroase și alungite, sau se prezintă cu o structură filamentoasă. În mare parte însă, sticla este alterată și transformată în minerale argiloase care șterg structura roci. Rarele cristale sunt



reprezentate prin minerale femice cu fenomene de opacitizare (hornblendă-piroxeni) sau cu fenomene de cloritizări în unele zone.

Roca a fost examinată la microscop de V. Corvin Papiu.



Schița aflorimentului în care a fost identificat tuful vulcanic.

Eschisse de l'affleurement où on a identifié le tuf volcanique.

Pentru caracterizarea chimică a tufului descris, s-a executat o analiză chimică de către Alexandra Medeșan, cu următorul rezultat :

SiO_2	43,46
Al_2O_3	31,43
Fe_2O_3	5,40
FeO	0,28
MgO	1,98
MnO	0,06
CaO	2,70
TiO_2	0,69
K_2O	0,20
Na_2O	urme
p.p.c.	<u>13,46</u>
Total	99,66

Procesele avansate de alterare a tufului pot explica conținutul ridicat în aluminiu și absența alcalilor din compoziția chimică. Procentul redus de silice ar justifica totuși încadrarea probabilă a materialului vulcanic descris în seria tufurilor andezitice.

VÎRSTA DEPOZITELOR CU TUFURI

În literatura existentă asupra interfluviului Jiu-Olt din cuprinsul Depresiunii valahe, este menționată prezența depozitelor villafranchiene (E. Liteanu, T. Bandrabur, 1957). Cu ocazia cercetărilor noastre s-a putut să se argumenteze paleontologică pentru regiunea situată între Olt și Olteț. O primă indicație constituie prezența unui molar superior de *Equus stenorhinus* Coccchi pe care l-am găsit în aflorimentul de pe valea Silea, în care s-a descoperit și tuful vulcanic. Pe toată această văugă apar de altfel resturi de oase puternic fosilizate dar nedeterminabile. La muzeul din Lungești, se află resturi de molari apartinând la *Archidiskodon meridionalis* Nesti, recoltate dintr-un orizont de argilă calcaroasă de pe valea Silea.

De asemenea, la muzeul școlii din comuna Fumureni, se găsesc fragmente de *Archidiskodon meridionalis*, recoltate tot din deschiderile situate pe valea Silea. La acestea se adaugă și două fragmente de mandibulă de *Paracamelus alutensis* găsite de Gr. Ștefănescu într-un orizont de nisipuri și pietrișuri care apare lîngă Slatina, formă care caracterizează de asemenea Villafranchianul din țara noastră. Absența resturilor de *Mastodon* în regiune poate constitui un indiciu în sensul că depozitele respective s-ar situa într-un nivel superior al Villafranchianului.

Cu această constatare, subliniem că nivelul de tufuri vulcanice din Villafranchianul de pe valea Silea este prima apariție în Cuaternarul de la exteriorul Carpaților a unor produse vulcanice. O activitate vulcanică în Cuaternar a fost menționată în lanțul Căliman-Harghita în urma studiilor efectuate în ultimii ani. Astfel, din constatarea că, în forajele executate în Depresiunea Ciuc aglomeratele vulcanice se asociază produselor aluvionare din Cuaternar, ca și din faptul că formele vulcanice ale Munților Gurghiu sunt bine conservate, unii autori au considerat că o mare parte din materialul vulcanic menționat trebuie atribuit Cuaternarului (D. Radulescu et al. 1962).

Deosebit de interesante sunt concluziile obținute în Bazinul Baraolt, unde, o parte din produsele vulcanice pot fi date paleontologice. Aici activitatea vulcanică a continuat în Villafranchian, deoarece se cunosc



azi intercalații de piroclastite andezitice în seria depozitelor villafranchiene. În partea de NE a bazinei Baraolt, depozitele villafranchiene suportă pachete groase de aglomerate andezitice (E. Liteanu et al. 1962).

De mare importanță în legătură cu activitatea vulcanică din Villafranchian este și reconsiderarea dată relațiilor stratigrafice stabilite de E. Jekelius în zona Racoș, unde, de fapt bazaltele de Racoș acoperă și depozitele villafranchiene bine datate pe baza mamiferelor fosile (E. Liteanu, et al. 1962).

Pentru ținutul extracarpatic, prezența unor tufuri vulcanice este menționată în mai multe puncte și la mai multe nivele ale Cuaternarului. Pentru Villafranchian descoperirea tufurilor de pe valea Silea este prima de acest fel. Pentru termenii superiori ai Cuaternarului, o apariție mai veche de cinerite este citată la Dăneasa (interfluviul Argeș — Olt) în depozite loessoide de vîrstă pleistocen medie (E. Liteanu, 1953). La un nivel superior (interglaciarul Riss-Würm), cinerite vulcanice sunt cotate la Drăgănești-Olt, în acumulările aluvionare ale terasei înalte a râului Olt (E. Liteanu, T. Barabas, 1957). În partea superioară a Pleistocenului, s-a găsit o lentilă de cinerite la Dobrești-Căciulătești, în depozitele loessoide care acoperă terasa înaltă a Jiului (T. Barabas et al. 1963), în depozitele loessoide care acoperă terasa superioară a râului Buzău în punctul Focșenei (Würm I). (A. Pricejan, 1961) și la Padina, în depozitele loessoide de la partea finală a Pleistocenului.

În completarea inventarului privind tufurile vulcanice din depozitele cuaternare, considerăm interesante și semnalările de cinerite din depozite atribuite Pliocenului superior. Sunt cunoscute astfel în zona Ceptura, cîteva apariții de produse vulcanice care au fost studiate de P. Keltner și A. Streckensen (1938). Din descrierile autorilor, tufurile se găsesc intercalate într-un pachet de strate de la limita Dacian-Levantin, reprezentate prin argile cărbunoase, nisipuri și marne nisipoase, conținînd numai forme de apă dulce: *Unio*, *Melanopsis*, *Viviparus*.

De asemenea, trebuie subliniată citarea unui tuf vulcanic de către M. G. Filipescu (1963) în depozitele levantine din regiunea văii Buzăului. Produsele vulcanice de la exteriorul Carpaților, sunt puse de autor pe seama unui vulcanism extracarpatic (M. G. Filipescu, 1944).

Considerăm că pentru toate ivirile de tufuri vulcanice din Pliocenul superior al Subcarpaților, relațiile stratigrafice vor trebui revizuite cu atenție, deoarece este posibil să avem și termeni corespunzători unei părți din Villafranchian.

În tabelele 1 și 2 prezentăm cîteva analize chimice ale unor tufuri vulcanice din Pliocen superior și Cuaternar :

TABELUL 1

Pliocen superior — Zona Ceptura
(după P. Kelterborn și A. Streckeisen, 1938)

	Valea Budureasa	Nenciulești
SiO ₂	58,64	50,35
Al ₂ O ₃	17,81	21,18
Fe ₂ O ₃	2,60	3,06
FeO	1,55	0,39
TiO ₂	0,88	0,54
MgO	0,24	1,61
CaO	7,95	4,58
Na ₂ O	3,12	1,44
K ₂ O	1,85	0,78
P ₂ O ₅	0,81	0,91
H ₂ O ⁺	3,96	5,64
H ₂ O	0,76	9,67
	100,17	100,15

După Streckeisen și Kelterborn, tufurile ar corespunde unor andezite cu hornblendă.

TABELUL 2

	<i>Pleistocen mediu</i>	<i>Pleistocen superior</i>
Dăneasa (E. Liteanu 1953)	Căciulătești T. Bandrabur et al., 1963	
SiO ₂	51,67	44,14
Al ₂ O ₃	20,04	26,65
Fe ₂ O ₃	5,10	5,34
CaO	2,15	2,84
MgO	1,00	1,26
Na ₂ O	3,86	2,50
K ₂ O	4,55	1,97
TiO ₂	0,60 pierdere calcinare	
	umiditate	15,08
P ₂ O ₅	0,09	10,23
SO ₃	0,16	
MnO	0,21	
H ₂ O	11,80	15,58
	100,23	101,59

Potrivit analizei chimice, cineritul de la Dăneasa a fost interpretat ca un andezit trahitic.¹

¹ Citat din E. Liteanu, 1963.



CONCLUZII

1. În nota de față se semnalează, pentru prima dată în Villafranchianul de la exteriorul Carpaților, prezența unui tuf vulcanic a cărui poziție stratigrafică este fixată pe baza resturilor de mamifere fosile caracteristice.

2. Originea tufului vulcanic din valea Oltului ar putea fi pusă în legătură cu vulcanismul cuaternar de la interiorul Carpaților, unde se cunoaște o activitate vulcanică în Cuaternar.

Gradul de alterare avansat al tufului nu exclude însă posibilitatea depunerii materialului vulcanic de către paleofluviul existent în Villafranchian în Depresiunea valahă.

BIBLIOGRAFIE

- Bandrabur T., Feru M., Opran G. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în regiunea dunăreană dintre Jiu și Călmățui. *Stud. tehn. econ., Seria E*, 6. București.
- Filipescu M. G. (1935) Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen et du Slănic – Bîrsa Mare (Buzău). *C.R. Inst. Geol. Roum. XXIII*. București.
- Filipescu M. G. (1944) Problema vulcanismului extracarpatic. *Rev. Muz. Min. Geol. al Univ. Cluj*. VIII.
- Jekelius E. (1923) Zăcămintele de lignit din Bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului. *Inst. Geol. Rom. Stud. tehn. econ.*, 3.
- Kelterborn P., Streckeisen A. (1938) Pliozäne Andesittuffe am Aussenrand der rumänischen Karpathen. *An. Inst. Geol., Rom. XIX*. București.
- Liteanu E. (1953) Geologia ținutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Com. Geol. Stud. tehn. econ., seria E, (Hidrogeologie)* 2. București.
- Liteanu E., Bandrabur E. (1957) Geologia cîmpiei getice meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Com. Geol. XXX*. București.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Baz. Baraolt). *Ac. R.P.R., Stud. Cerc. geol.*, VIII, 4. București.
- Pricăjan A. (1961) Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița. *Com. Geol., Stud. tehn. econ., seria E*, 5. București.
- Rădulescu D. (1962) Probleme ale vulcanismului terțiar din Munții Găliman – Gurghiu – Harghita. *Ac. R.P.R. Stud. Cerc. geol.*, 2. București.
- Rădulescu D., Vasilescu A., Peltz S. (1962) Cercetări geologice în Munții Gurghiu de SE D.S. *Com. Geol. XLV*. București.
- Wilcox E. R. (1965) Volcanic-ash chronology. The Quaternary of the United States, *The VII Congress INQUA*.



PRÉSENCE D'UN TUF VOLCANIQUE DANS LE VILLAFRAN-
CHIEN DE LA DÉPRESSION VALAQUE

PAR
C. GHENEÀ

(Résumé)

Cette note mentionne l'apparition d'un tuf volcanique (probablement andésitique) dans les dépôts villafranchiens de la région de la vallée de l'Olt (Dépression Valaque).

L'intercalation de tuf se trouve dans un horizon de graviers et sable qui supporte un paquet d'argiles et de sables appartenant également au Villafranchien. Au point de vue paléontologique tout le complexe de couches est caractérisé par des débris de mammifères typiques : *Archidiskodon meridionalis* (N e s t i), *Equus stenonis* C o c h i, *Paracamelus alutensis*, § t e f., (il s'agit probablement du Villafranchien supérieur). Par cela même il devient évident que le tuf volcanique de la vallée de Silea (versant droit de la vallée de l'Olt) constitue l'apparition la plus récente de produits volcaniques du Quaternaire de l'extérieur des Carpates. Jusqu'à présent, on ne connaissait, dans la Dépression Valaque, que les tufs volcaniques du Pléistocène moyen et supérieur. Il est probable qu'entre l'origine du tuf volcanique de la vallée de l'Olt et le volcanisme quaternaire de l'intérieur des Carpates il y ait quelque relation. Le degré d'alteration avancé du tuf n'exclue pas la possibilité du dépôt de matériel volcanique par le paléo-fleuve existant au Villafranchien dans la Dépression Valaque.



CERCETĂRI PRIVITOARE LA STRATIGRAFIA CUATERNARULUI DIN REGIUNEA DE CÎMPLIE DIN TRE RÎURILE TELEAJEN ȘI PRAHOVA

DE

E. LITEANU, A. PRICĂJAN, I. ANDREESCU

Abstract

Researches Concerning the Quaternary Stratigraphy in the Plain Area between the Teleajen and Prahova Rivers. The geological structure of the studied region consists of Quaternary deposits overlaying the Neogene-Mesozoic basement and assigned to the Lower, Middle and Upper Pleistocene and to the Holocene. The Holocene deposits have the broadest extension. They generated the Prahova — Teleajen alluvial plain.

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	47
Fundamentul depozitelor cuaternare	50
Depozitele cuaternare și levantine din pînă în Măgurii	54
Depozitele cuaternare din șesul aluvionar Teleajen — Prahova	68
Concluzii	75

INTRODUCERE

Regiunea cercetată este delimitată la N de o linie W-E care trece prin partea de S a orașului Ploiești și mărginită de cursurile rîurilor Teleajen și Prahova pînă la confluența acestora. În partea de SW a regiunii a fost necesar să extindem cercetările noastre și asupra unor zone aparținînd vechilor lunci ale rîului Ialomița.



Morfologic, regiunea cercetată reprezintă un întins şes aluvionar, care înclina slab dinspre NW către SE și nu prezintă nici o tulburare a reliefului între limitele mai menționate.

Totuși, către marginea de W a regiunii cercetate se întâlnește o formă de relief înaltă, legată de zona colinară, care avansează în cîmpie reducindu-și treptat altitudinea relativă. Această formă de relief are aspectul unui pinten pe care zona colinară îl extinde în cîmpie, motiv pentru care G. Vîlăsan (1916) i-a acordat denumirea de „pintenul Măgurii”. Dispoziția morfologică a pintenului Măgurii lasă să se presupună că pînă într-o epocă subactuală, a constituit interfluviul dintre rîurile Prahova și Ialomița.

În prezent se constată însă că pintenul Măgurii prezintă două străpungeri prin care lunca Prahovei pătrunde către lunca rîului Ialomița. Astfel în dreptul localității Mănești, pintenul Măgurii este tăiat de un relief depresionar pe o lățime de peste 4 km. Dimensiunile străpungerii menționate și mai ales faptul că prin aceasta curge actualmente pîriful Iazu, care se desprinde din partea dreaptă a rîului Prahova în punctul Călinești pentru a se vîrsa în rîul Cricov, dovedește existența unui vechi curs al Prahovei, transversal prin pintenul Măgurii. Mai în aval în dreptul localității Tinosu, rîul Prahova se abate, printr-un defileu de cca 300 m lățime care străpunge pintenul Măgurii, către o veche luncă a rîului Ialomița. În partea stîngă a rîului Prahova, în apropierea localității Nedelea, apele acestui rîu se despart prin trimiterea unui braț, divergent spre E, denumit pîriful Leaotu. Acest pîrîu prezintă un curs care avansează prin zona mediană a şesului aluvionar cercetat și se reuneste cu Prahova în dreptul confluenței acesteia cu Teleajenul.

Aceste remanieri hidrografice care au avut loc în epoca luncii actuale a rîului Prahova, deci în Holocenul superior, dovedesc că rîul menționat a avut un curs care a oscilat larg pe cuprinsul şesului aluvionar Prahova-Teleajen.

La începutul Holocenului superior pintenul Măgurii constituia, în mod cert, interfluviul dintre Prahova și Ialomița.

Ulterior, rîul Prahova și-a părăsit propria sa luncă, străpungînd pintenul Măgurii la Mănești, pentru a-și uni apele cu cele ale Ialomiței, realizînd o confluență cu cca 50 km mai în amonte decît cea actuală.

Recent rîul Prahova a părăsit acest curs pentru a străbate, printr-un relief tînăr, pintenul Măgurii la Tinosu și a pătrunde astfel într-o veche luncă a rîului Ialomița.



G. H. Murgoci¹ și G. H. Vîlăsan (1916) și-au exprimat părerea justă în sensul că instabilitatea rețelei hidrografice a regiunii trebuie să fie pusă în legătură cu caracterul depresionar al acesteia. În ceea ce privește cele două străpungeri, pe care le-a realizat rîul Prahova, în pintenul Măgurii au fost explicate de acești cercetători ca efect al unei activități de eroziune nemijlocită a rîului menționat.

Datele de teren, în special prezența defileului îngust de la Tinosu pun sub semnul întrebării presupunția în sensul că străpungerile menționate ar fi apărut ca urmare a eroziunii laterale exercitatate de rîul Prahova.

Precizăm că autorii citați și-au intemeiat concluziile pe profilele geologice întcomite de W. H. Lindley² în sesul aluvionar Teleajen-Prahova. Într-adevăr, W. H. Lindley, pe baza unui mare număr de foraje de mică adâncime, a constatat că teritoriul dintre rîurile Teleajen și Prahova este colmatat cu pietrișuri aluvionare depuse peste un strat de argile. Grosimea acestor pietrișuri ar fi mică, atât în dreptul rîului Teleajen cât și în dreptul rîului Prahova și dimpotrivă ar atinge grosimi de cca 25 m în zona axială dintre rîurile menționate.

Din analiza suprafeței de contact dintre pietrișuri și argile, G. H. Vîlăsan (1916) deduce că, după profile SW-NE, această suprafață pune în evidență faptul că în zona axială a șesului aluvionar s-a manifestat un proces de afundare, în timp ce zonele limită nu au fost afectate de mișcări epirogenice negative.

Acceptând astfel că pintenul Măgurii se găsește situat într-o zonă tectonică stabilă, autorul menționat s-a văzut obligat să admită că străpungerile existente în această formă de relief au fost generate de activitatea nemijlocită de eroziune a rîului Prahova.

Cercetările întreprinse de noi au demonstrat însă că activitatea de subsidență s-a manifestat cu certitudine și în afara limitelor preconizate de G. H. Vîlăsan (1916).

Spre E lunca rîului Teleajen se extinde pînă în imediata vecinătate a rîului Cricovul Sărat. Localitatea Bărăitaru este situată pe interfluviu dintre aceste rîuri a cărui lățime nu depășește 300 m. În această zonă

¹ G. H. Murgoci. Studii în Cîmpia Română, regiunea Haimanalele — Gherghița—Crvina. Rap. 1912. Arh. Inst. Geol. Com. Stat. Geol. Descrieri de albii, contopiri de conuri de dejecție, mese, popine în Cîmpia Română dintre Argeș și Ialomița, la Sud de Tîrgoviște. Rap. 1913. Arh. Com. Stat. Geol.

² W. H. Lindley. Raport asupra studiilor alimentării cu apă a orașului Ploiești. București 1906. Arh. Com. Stat. Geol.

pietrișurile aluvionare aparținând luncii Teleajenului ating grosimi pînă la 30 m (E. Liteanu, V. Constantinescu, 1961).

Spre S, la alcătuirea luncii rîului Ialomița participă aluviuni psefítice avînd grosimi de peste 25 m, mai ales în dreptul zonelor comune cu lunca rîului Prahova.

Grosimea mare a acumulărilor aluvionare menționate trebuie să fie pusă în legătură cu activitatea locală a unor procese de subsidență.

Urmare acestor constatări se poate afirma în primul rînd că șesul aluvionar Teleajen — Prahova nu constituie o unitate morfologică mărginită de aceste rîuri, în realitate acest șes aluvionar se extinde mult mai larg ajungînd să devină vecin, în unele puncte, cu rîurile Cricovul Sărat și Ialomița.

În al doilea rînd este probabil că procesul de subsidență care a afectat regiunea cercetată s-a manifestat intens și în unele zone situate la S de pintenul Măgurii, începînd din epoca în care acesta nu era încă străpuns de rîul Prahova. Datorită existenței acestor zone locale de subsidență, presupunem că eroziunea pintenului Măgurii a fost declanșată de o văiugă afluentă rîului Ialomița sau rîului Cricov, care după ferestruirea reliefului înalt, a captat rîul Prahova în dreptul localității Mănești. Ulterior deplasarea spre SE a zonei de intensitate maximă a procesului de subsidență a provocat probabil, într-un mod analog, captarea Prahovei la Tinosu.

În consecință ne exprimăm părerea că morfogeneza teritoriului cercetat, în ultima etapă a evoluției sale, apare legată de deplasarea succesivă, de la NW către SE, a zonelor locale de intensitate maximă a procesului de subsidență care a afectat regiunea.

FUNDAMENTUL DEPOZITELOR CUATERNARE

Absența unor deschideri care să ofere date concluzante asupra alcătuirii geologice a regiunii ne-a obligat să întemeiem cercetările noastre, în cea mai mare parte, pe constatăriile reiese din foraje.

Datele cele mai cuprinzătoare asupra fundamentului depozitelor cuaternare din regiunea cercetată au apărut din studiul forajului de la Periș (cota 110 m), a cărui execuție a fost urmărită de noi pe intervalul Cuaternar-Ponțian și de colectivul de micropaleontologie de pe lîngă Comitetul de Stat al Geologiei pe intervalul Meotian—Cretacic.

Forajul a fost executat cu carotaj intermitent din 50 în 50 m, începînd de la adîncimea de 204 m, însă în mod paralel au fost colectate probe la sită din 2 în 2 m.



Asupra Cuaternarului s-a obținut un număr redus de informații deduse mai ales din analiza probelor la sită. Am stabilit astfel că în jurul adâncimii de 30 m s-a întîlnit un strat gros de pietrișuri la alcătuirea căruia participă predominant elemente originare din cristalin, constituite din cuarțite, gnais, granite, micașisturi etc și subordonat gresii cu ciment calcaros. Sub adâncimea de 40 m Cuaternarul este reprezentat prin argile și argile nisipoase cu intercalații de nisipuri mărunte și fine.

În vederea fixării limitei Pleistocen/Pliocen ne-am orientat în primul rînd după considerentul că la Buftea, forajele executate pentru alimentare cu apă, urmărite de noi, au pus în evidență culcușul Stratelor de Frătești, echivalent bazei Cuaternarului la adâncimea de 302 m (E. Litescu, 1953). Totodată menționăm că primele probe de lignit au fost recoltate la sită, din forajul de la Periș, între adâncimile 310—312 m. Întrucât în forajul executat la București — Parcul Libertății, în anul 1906, s-a constatat că primele intercalații de lignit aparțin în mod cert Levantinului (E. Litescu, 1952) presupunem că fragmentele de lignit colectate la Periș, între 310—312 m adâncime, indică prezența Levantinului.

În consecință ne exprimăm părerea că limita Pleistocen/Pliocen ar trebui aşezată la Periș, la adâncimea de 300 m.

Structura depozitelor cuaternare pe profilul București — Ploiești este caracterizată prin afundarea formațiunilor pleistocene vechi dinspre București către N și dinspre Ploiești către S (E. Litescu, 1959). În raport cu limitele Cuaternar/Terțiар, mai înainte menționate, trebuie să admitem că pe profilul București—Ploiești depozitele cuaternare ating grosimea maximă pe porțiunea situată între Periș și Buftea.

Sub adâncimea de 300 m, Levantinul este reprezentat prin pachete groase de argile și argile nisipoase în alternanță cu strate subțiri de nisipuri fine.

La adâncimea de 485 m am identificat într-o argilă nisipoasă următoarele specii :

- Valvata piscinalis* Müller
- Valvata solekiana* Brusina
- Melanopsis esperioides* Sabba
- Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina
- Hydrobia syrmica* Neumann
- Hydrobia* sp.
- Unio* sp. (fragmente)



Între adîncimile 515—536 m am recoltat, din nisipuri fine, numeroase gasteropode fosile, care caracterizează Levantinul și dintre care cităm:

- Bulimus vukotinovici* Brusina
- Lithoglyphus acutus decipiens* Brusina
- Valvata piscinalis* Müller
- Valvata solekiana* Brusina
- Melanopsis esperioides* Saba
- Melanopsis alutensis* Saba
- Hydrobia syrmica* Naumayr
- Planorbis planorbis* Linne
- Emmericia candida* Neumayr
- Viviparus* sp. (fragmente)

La adîncimea de 584 m am întîlnit într-o argilă cenușie, fragmente de moluște fosile, nedeterminabile specific, aparținând genurilor *Hyriopsis*, *Theodoxus* și *Viviparus*.

Din nisipurile fine, prăfcase situate la adîncimea de 750 m am colectat următoarele resturi fosile:

- Pisidium amnicum* Müller
- Anodonta* sp.
- Dreissena polymorpha* Pallas
- Bulimus speciosus* Cobalcescu
- Gyraulus rumanus* Wenz
- Hydrobia syrmica* Neumayr
- Prososthenia* sp.
- Fragmente de cardiacee

Această asociație pledează pentru vîrsta daciană a nisipurilor certătate. În consecință am fixat limita Levantin/Dacian la adîncimea de 750 m.

Dacianul este reprezentat prin pachete groase de nisipuri în alternanță cu argile marnoase, între care se intercalează argile cărbunoase și strate subțiri de lignit.

Între 975—1006 m adîncime am identificat din nisipuri fine următoarele specii:

- Melanopsis bergeroni* Saba
- Melanopsis esperioides* Saba
- Viviparus bifarinatus bifarinatus* Bielz
- Fragmente de cardiacee.



Prezența speciei *Viviparus bifarinatus bifarinatus* Biełz ne obligă să repartizăm intervalul 750–1006 m Dacianului superior.

La adîncimea de 1220 m s-a întîlnit un unionid neted, incomplet conservat, care pare să aparțină speciei *Unio rumanus* Trounouer.

Dintr-un strat de marne situat la adîncimea de 1319 m am colectat următoarele specii :

- Didaena subcarinata placida* Sabba
- Phyllicardium planum planum* Deshayes
- Monodacna* sp.

care argumentează plasarea limitei Dacian/Ponțian la adîncimea mai înainte menționată.

Ponțianul este reprezentat prin pachete groase de marne și argile cu intercalații subțiri de nisipuri fine.

Limita Ponțian/Meoțian a fost fixată la adîncimea de 1560 m la care s-a întîlnit specia *Hydrobia vitrella* Sabba.

Colectivul de micropaleontologie al Comitetului de Stat al Geologiei, întemeindu-se pe analiza probelor de sită recoltate din 2 în 2 m a constatat că pînă la adîncimea de 2130 m, conținutul micropaleontologic al marnelor și argilelor meoțiene este reprezentat exclusiv prin Ostracode.

Sub această adîncime au apărut primele testuri de *Rotalia baccarii* Linné, asociate cu frecvențe Ostracode. În consecință limita Meoțian superior/Meoțian inferior a fost plasată la adîncimea de 2130 m.

Limita Meoțian/Sarmatian a fost trasată la adîncimea de 2205 m unde s-a identificat prima associație caracteristică sarmatiană :

- Triloculina oblonga* Montagu
- Nonion granosum* (d'Orbigny)
- Rotalia beccarii* Linné (erupție)
- Quinqueloculina vulgaris* (d'Orbigny)
- Elphidium macellum* Fichtel et Moll.

Prezența Tortonianului nu a fost posibil să fie argumentată în mod concluziv. Faptul că începînd de la adîncimea de 2776 m s-a întîlnit un conținut micropaleontologic, reprezentat printr-un amestec de specii, dintre care unele caracterizează Sarmatianul iar altele Tortonianul ar putea eventual să justifice fixarea limitei Sarmatian/Tortonian la adîncimea menționată.



La adîncimea de 2850 m s-a constatat în conținutul micropaleontologic al marnelor cercetate, apariția unei asociații care caracterizează Cretacicul superior :

Globotruncana linneana d'Orbigny
Globotruncana lapparenti Brötzén
Anomalina valascoensis Cussh.
Lagenia sp.

Forajul a intrat la adîncimea de 2860 m în calcare albe-gălbui, în care execuția acestuia a fost oprită la adîncimea de 2895,20 m. Din aceste calcară D an P a t r u l i u s a identificat *Belemnitella hoeferi* Schloenbach care pledează pentru atribuirea lor unei vîrste maestrichtiene.

În consecință pe baza datelor reieșite din forajul Periș a fost posibil să se stabilească existența unei succesiuni stratigrafice care a fost prezentată în tabelul 1.

TABELUL 1

Succesiunile stratigrafice întlnite în forajul Periș

Formațiunile geologice	adâncimile	cotele
Cuaternar	0 — 300 m	de la — 110 la — 190 m
Levantin	300 — 750 m	de la — 190 la — 640 m
Dacian superior	750 — 1006 m	de la — 640 la — 896 m
Dacian inferior	1006 — 1319 m	de la — 896 la — 1209 m
Ponțian	1319 — 1560 m	de la — 1209 la — 1450 m
Meoțian superior	1560 — 2130 m	de la — 1450 la — 2020 m
Meoțian inferior	2130 — 2205 m	de la — 2020 la — 2095 m
Sarmațian	2205 — 2776 m	de la — 2095 la — 2666 m
Tortonian (?)	2776 — 2850 m	de la — 2666 la — 2740 m
Maestrichtian	2850 m	de la — 2740 m

DEPOZITELE CUATERNARE ȘI LEVANTINE DIN PINTENUL MĂGURII

Versanții pintenului Măgurii oferă posibilități restrînse în vederea cercetării depozitelor care iau parte la alcătuirea acestei forme de relief. Într-adevăr taluzul dinspre rîul Ialomița este, în cea mai mare parte, acoperit de depozite deluviale groase. În schimb taluzul către rîul Prahova



este bine deschis numai în două zone : prima situată în vecinătatea regiunii colinare și a doua plasată în plină cîmpie. Astfel în zona de racordare a pintenului Măgurii cu colinele subcarpatice, dintre localitățile Mărginenii de Jos și Coada Izvorului, se constată sub un înveliș subțire de sol, un strat de circa 2 m grosime, alcătuit din argile roșii nisipoase, depus peste un banc de pietrișuri. Pietrișurile prezintă particularitatea că săn constituise aproape exclusiv din roci originare din cristalinul carpatic.

Forajele executate în dreptul localității Mărgineni au dovedit că aceste pietrișuri au o grosime mare fapt pus în evidență și de constatarea că în această zonă, cursul rîului Provița se infiltrează în subteran, albia acestuia rămînind uscată în perioadele fără precipitații atmosferice abundente.

Cercetătorii din trecut au fost de acord (I. Botez, 1917), (D. Ştefănescu, 1938) să atribuie aceste depozite psefite Stratelor de Cîndești. În aval de localitatea Coada Izvorului, pintenul Măgurii prezintă un versant cu panta domoală, acoperit de depozite deluviale la alcătuirea cărora participă uneori și pietrișuri. La circa 3 km vest de localitatea Tinosu, rîul Prahova începe să exercite o puternică acțiune de eroziune asupra pintenului Măgurii, care prin provocarea unor prăbușiri repetitive a creat un versant abrupt taluzat, ce oferă o imagine clară a succesiunilor din această formă de relief. În cele ce urmează prezentăm grosimile medii ale acestor succesiuni litologice :

- 0,00 – 1,00 m, sol ;
- 1,00 – 2,50 m, praf argilos brun-cafeniu ;
- 2,50 – 4,00 m, argilă brun-cărămizie, uneori cu intercalări de prafuri argiloase cărămizii ;
- 4,00 – 7,50 m, argile nisipoase și prafuri argiloase brun-roșcate ;
- 7,50 – 9,00 m, argile prăfoase gălbui-roșcate cu concrețiuni calcaroase ;
- 9,00 – 10,00 m, nisipuri fine gălbui ;
- 10,00 – 11,00 m, nisipuri prăfoase gălbui-cenușii ;
- 11,00 – 12,00 m, nisipuri fine și prăfoase gălbui cu un nivel de concrețiuni calcaroase ;
- 12,00 – 15,00 m, nisipuri fine și nisipuri argiloase gălbui-cenușii ;
- 15,00 – 16,50 m, nisipuri grosiere la bază cu pietrișuri mijlocii și mărunte, originare din cristalinul carpatic ;
- 16,50 m, nivelul albiei rîului Prahova.

Datele prezentate ne-au permis să separăm depozitele care iau parte la alcătuirea geologică a pintenului Măgurii, în trei complexe litologice și anume :

complexul superior (de la 0 – 9 m) predominant pelitic și caracterizat printr-o culoare roșie a fost denumit de noi complexul pelitic roșcat ;



complexul mediu (de la 9–15 m) precumpănitor psamitic fin cu o culoare gălbui-cenușie a fost denumit de noi complexul psamitic fin;

complexul inferior (sub 15 m adâncime) constituit din depozite psamo-psefítice originare din cristalin.

Prezența depozitelor psefítice de la Tinosu, identice din punct de vedere petrografic cu pietrișurile care aflorează în taluzul pintenului Măgurii la Mărgineni, a ridicat problema eventualității extensiunii Stratelor de Cîndești dinspre zona colinară către cîmpie, pînă cel puțin în dreptul localității Tinosu. În vederea lămuririi acestei probleme ne-am referit în prealabil la constatăriile făcute de E. Liteanu (1961) în legătură cu extensiunea Stratelor de Cîndești dinspre ținutul colinar către cîmpie. Acest autor a precizat că în zona colinară externă Stratele de Cîndești sănt reprezentate prin depozite groase predominant psefítice. În zona de contact morfologic dintre coline și cîmpie la alcătuirea Stratelor de Cîndești participă o alternanță de pietrișuri, nisipuri și argile. Către cîmpie acest orizont este caracterizat printr-o reducere gradată a granulometriei elementelor psefítice și psamitice, intercalățiile argiloase devenind precumpăritoare. Autorul citat și-a mai exprimat părerea că în toate aceste regiuni morfologice limita Pleistocen/Pliocen trebuie să fie așezată la baza stratului inferior de pietrișuri.

Problema extensiunii Stratelor de Cîndești din zona colinară în pintenul Măgurii a fost soluționată pe baza unui profil de șapte foraje, după direcția W-E, între Gheboaia și Tinosu (fig. 1 și 2), amplasate după cum urmează :

Două foraje nr. 5519 și nr. 5518 au fost situate pe porțiunea dintre străpungerea pintenului Măgurii de la Mănești și zona colinară.

Un foraj nr. 5503 a fost plasat pe vechea luncă a Prahovei din dreptul străpungerii de la Mănești.

Trei foraje nr. 5520, nr. 5310 și nr. 5309 au fost fixate pe martorul de eroziune dintre străpungerea de la Mănești și străpungerea de la Tinosu.

Forajul de la extremitatea estică a profilului este amplasat la E de străpungerea de la Tinosu, motiv pentru care a fost denumit „forajul Tinosu”. Datele reiese din acest foraj au fost prelucrate din lucrările elaborate de Gh. Murgoici³ și Em. Protopopescu - Pache (1923). Pe baza rezultatelor obținute din forajele menționate se poate

³ op. cit. p. 49.

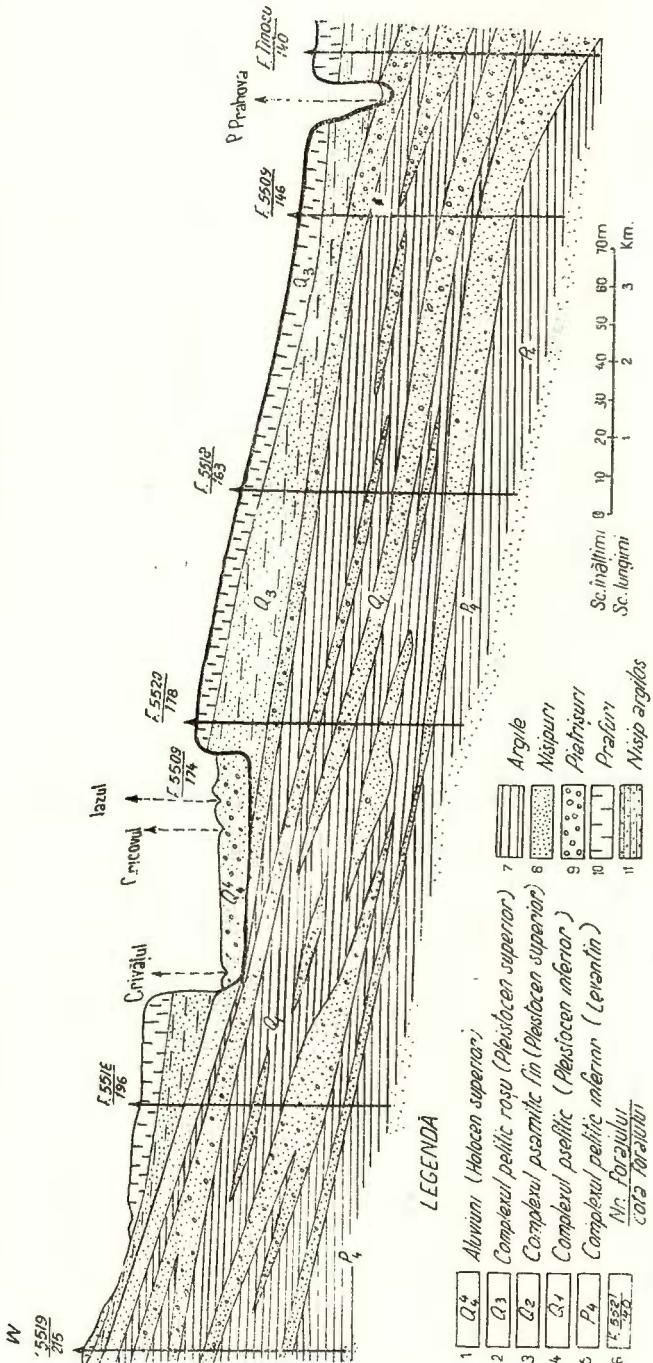


Fig. 1. — Profil geologic W-E prin pântemul Măgurii Ghebaia – Tinosa.

1, aluviumi (Holocene superior); 2, complexul pelitic roșu (Pleistocene superior); 3, complexul psamitic fin (Pleistocene superior); 4, complexul psamtic (Pleistocene inferior); 5, complexul pelitic inferior (Levantin); 6, numărul și colta forajului; 7, argile; 8, nisipuri; 9, pietrișuri; 10, prafuri; 11, nisip argilos.

Coupe géologique W-E à travers l'éperon de la colline Ghebaia – Tinosa.

1, alluvions (Holocène supérieur); 2, complexe pélitique rouge (Pleistocene supérieur); 3, complexe psammitique fin (Pleistocene supérieur); 4, complexe psamtic (Pleistocene inférieur); 5, complexe pélitique inférieur (Levantin); 6, numéro et cote du forage; 7, argiles; 8, sables; 9, gravières; 10, sables; 11, sables argileux.

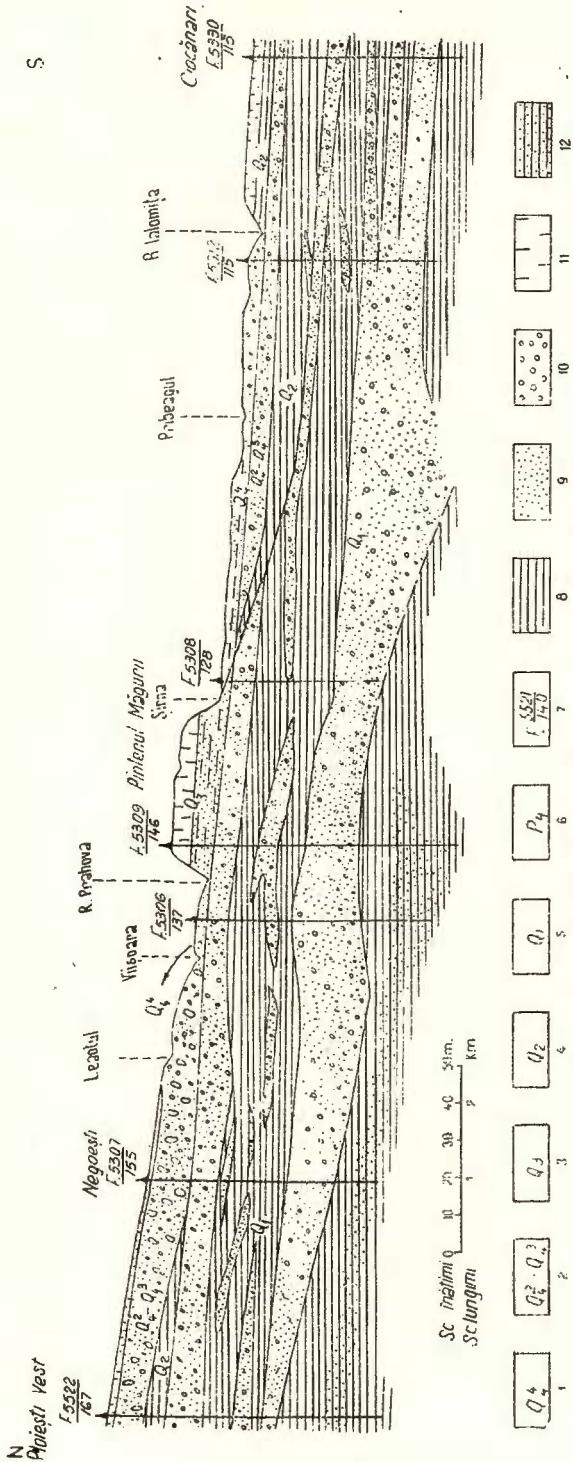


Fig. 2. — Profil geologic N—S Ploiești-vest — Clocaenari.

1, Holocen superior; 2, Holocen mediu; 3, Pleistocen superior; 4, Pleistocen mediu; 5, Pleistocen inferior; 6, Levantin; 7, numărul și cota forajului; 8, argile; 9, nisipuri; 10, pietrișuri; 11, prăfuri; 12, nisip argilos.

Coupe géologique N—S Ploiești-sud — Clocaenari

1, Holocène supérieur; 2, Holocène moyen; 3, Pléistocène supérieur; 4, Pléistocène moyen; 5, Pléistocène inférieur; 6, Levantin; 7, numéro et cote du forage; 8, argiles; 9, sable; 10, graviers; 11, gravières; 12, sable argileux.

afirma că la alcătuirea geologică a Pintenului Măgurii participă patru complexe litologice :

la partea superioară solul cu complexul pelitic roșcat ;
urmează complexul psamitic fin, gălbui-cenușiu ;
complexul stratelor de Cindești alcătuit dintr-o alternanță de pieetrișuri, nisipuri și argile ;

iar la partea inferioară complexul pelitic inferior, alcătuit dintr-o succesiune neregulată de argile, marne și nisipuri fine care aparțin probabil Levantinului.

În continuare prezentăm adâncimile la care au fost întâlnite, în fiecare foraj, complexele mai înainte menționate.

Forajul nr. 5519 (cota 215 m)

0,00 – 5,30 m, sol și complexul pelitic roșcat ;
5,30 – 10,20 m, complexul psamitic fin ;
10,20 – 68,80 m, Strate de Cindești ;
68,80 – 92,00 m, complex pelitic levantin.

Forajul nr. 5518 (cota 196 m)

0,00 – 7,00 m, sol și complexul pelitic roșcat ;
7,00 – 15,20 m, complexul psamitic fin ;
15,20 – 70,20 m, Strate de Cindești ;
70,20 – 88,00 m, complexul pelitic levantin.

Forajul nr. 5503 (cota 174 m)

0,00 – 12,00 m, aluviunile din lunca veche a râului Prahova
12,00 – 70,00 m, Strate de Cindești ;
70,00 – 84,00 m, complex pelitic levantin.

Forajul nr. 5520 (cota 178 m)

0,00 – 6,00 m, sol și complexul pelitic roșcat ;
6,00 – 13,00 m, complexul psamitic fin ;
13,00 – 77,00 m, Strate de Cindești ;
77,00 – 90,00 m, complexul pelitic levantin.

Forajul nr. 5310 (cota 163 m)

0,00 – 7,60 m, sol și complexul pelitic roșcat ;
7,60 – 18,00 m, complexul psamitic fin ;
18,00 – 72,60 m, Strate de Cindești ;
72,60 – 92,30 m, complexul pelitic levantin.

Forajul nr. 5309 (cota 146 m)

0,00 – 8,00 m, sol și complexul pelitic roșcat ;
8,00 – 18,80 m, complexul psamitic fin ;
18,80 – 72,30 m, Strate de Cindești ;
72,30 – 95,40 m, complexul pelitic levantin.



Forajul „Tinosu” (eota 140 m)

Din profilul sintetic prezentat de G. h. M u r g o c i⁴ și E. m. P r o t o p o p e s c u - P a c h e (1923), nu pot fi desprinse cu certitudine adîncimile la care au fost întâlnite complexele litologice superioare. În orice caz se poate constata existența unei alternanțe de pietrișuri, nisipuri și argile pînă la adîncimea de 90,50 m. Sub această adîncime pînă la talpa forajului (374 m) s-au întîlnit numai marne și argile cu rare intercalații de nisipuri fine. Autorii citați nu au orizontat formațiunile străbătute de acest foraj. G. h. M u r g o c i⁴, intemeiat pe faptul că între adîncimile 215,50 – 216,20 s-a constatat prezența unui strat de lignit, și-a exprimat părerea că acest strat aparține Levantinului.

Datele mai înainte expuse confirmă extensiunea Stratelor de Cîndești pînă în zona de cîmpie și constituie încă un argument în sprijinul constatărilor făcute de E. L i t e a n u în legătură cu modul de prezentare al Stratelor de Cîndești în ținutul de cîmpie și a criteriului de așezare a limitei Pleistocen/Pliocen.

În ceea ce privește conținutul paleontologic al depozitelor care iau parte la alcătuirea pintenului Măgurii, semnalăm în prealabil absența macrofaunei. Pe baza studiilor micropaleontologice întreprinse de M. T o - c o r j e s c u se poate afirma că complexele pelitic roșcat și pelitic fin sunt sterile, în schimb Stratele de Cîndești și complexul levantin sunt caracterizate fiecare printr-un microconținut propriu.

Prezentăm în continuare pe foraje și adîncimi conținutul paleontologic al intercalațiilor pelitice din Stratele de Cîndești și al argilelor levantine.

Foraj nr. 5519

Strate de Cîndești

- ad. 22 m *Globorotalites michelinianus* (C u s h.)
Astrorhiza sp.
Globigerinoides conglobatus (B r a d y)
Globigerina sp.
Glomospira gordialis (J o n e s et P a r k e r)

⁴ Op cit. p. 49.



- ad. 39,50 m *Astrorhiza vermetiformis* Goess
Rhabdamina discreta (Bradby)
Globorotalia sp.
- ad. 48 m *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg)
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Globigerina bulloides (d'Orb.)
Globigerina triloba Reuss
Globotruncana lapparenti Brotzen
Globorotalia pseudoscitula (Bradby)
Globorotalia scitula (Bradby)
Globorotalia crassaformis Galloway et Wissler
Astrorhiza sp.
Globigerinoides conglobatus (Bradby)
Spiroplectammina sp.
Globorotalites michelinianus (Cush.)
- ad. 66 m *Globigerina bulloides* (d'Orb.)
Globotruncana lapparenti Brotzen
Gyroidina soldanii d'Orb.
Glomospira gordialis (Jones et Parker)
Globigerinoides trilobus (Reuss)
Globorotalia scitula (Bradby)
Eponides bruckneri Reuss
- Complexul pelitic levantin
- ad. 74 m *Astrorhiza vermetiformis* Goess
Candonia lactea Baird
Ostracoda 20 a.

Forajul nr. 5518

Strate de Cindești

- ad. 31 m *Cibicides boueanus* (d'Orb.)
- ad. 37,50 m *Globotruncana lapparenti* Brotzen
Haplophragmoides sp.
Nodosaria longiscata d'Orb.
Globorotalia crassaformis Galloway et Wissler
Globorotalia membranacea (Ehrenberg)
Globigerina bulloides d'Orb.
Ammodiscus glabratus Cush. et Jarvis



- Globigerina linaperta* Finlay
Eponides sp.
ad. 68 m *Globigerina bulloides* d'Orb.
Globigerina dissimilis Cussh. et Berm.
Globigerina finlay Brönnimann
Globotruncana lapparenti Brotzen
Candona lactea Baird
Paracyprisia sp.
ad. 69 m *Globigerina dissimilis* Cussh. et Berm.
Globigerina finlay Brönn.
Globigerina inflata d'Orb.
Globigerina concinna Reuss
Globigerina eocaenica Terquem
Astrorhiza sp.
Haplophragmoides emaciatus (Bradly)
Globotruncana stuarti Lapparent
Globotruncana lapparenti Brotzen
Globotruncana arca Cussh.
Cibicides predcarpathicus Serova
Discorbis sp.
Nonion sp.
Candona lactea Baird
Paracyprisia sp.
Cythereidea panonica var. *tuberculata* Méhes
 Complexul pelitic levantin
ad. 73,50 *Cythereidea mülleri* Méhes
Candona lactea Baird
Paracyprisia sp.
ad. 87 m *Ostracoda* 20 a, 20 ai
Paracyprisia sp.
Astrorhiza sp.
Candona lactea Baird

Foraj nr. 5503

- Strate de Cindești
ad. 56 m *Globigerinoides trilobus* (Reuss)
Globigerina bulloides d'Orb.



Globigerina sp.

Globotruncana lapparenti Brotzen

Haplophragmoides canariensis d'Orb.

Glomospira gordialis (Jones et Parker)

Ammodiscus tenuissimus Grzyb.

Astrorhiza sp.

Candonia lactea Baird

ad. 69 m *Glomospira gordialis* (Jones et Parker)

Glomospira charoides (Jones et Parker)

Nonion pompilioides (Fichtel et Moll)

Elphidium macellum (Fichtel et Moll)

Cibicides bouéanus d'Orb.

Cibicides cf. *conoideus* Cžjžek

Globorotalia crassaformis Galloway et Wiessler

Globigerina bulloides d'Orb.

Globigerina inflata d'Orb.

Globigerina triloba Reuss

Globorotalia scitula (Brady)

Robulus cf. *culturatus* Montfорт

Ventilabrella eggeri Cussh.

Globorotalites michelinianus (Cussh.)

Eponides cf. *bolli* Cussh. et Wenz

Globotruncana lapparenti Brotzen

Complexul pelitic levantin

ad. 76 m *Candonia lactea* Baird

Cytheridea mülleri Méhee

Paracyprinia sp.

Fragmente de ostracode

Forajul nr. 5520

Strate de Cindești

ad. 13,50 m *Globigerina bulloides* d'Orb.

Globigerina inflata d'Orb.

Globorotalia scitula (Brady)

Globorotalia pentacamerata (ubb.)

Globotruncana arca Cussh.



- Globotruncana stuarti* (Lapparent)
Globigerina inflata d'Orbigny
Globigerinoides trilobus (Reeves)
Globigerinoides conglobatus (Brady)
Elphidium macellum (Fichtel et Moll)
Glomospira gordialis (Jones et Parker)
Eponides bruckneri (Reeves)
ad. 23,50 m *Elphidium minutum* Reuss
Glomospira charpides (Jones et Parker)
ad. 38 m *Astrorhiza* sp.
Cibicides bouéanus (d'Orbigny)
Elphidium macellum (Fichtel et Moll)
Nonion asterizans (Fichtel et Moll)
Globigerina sp.
Candona lactea Baird
Paracypris sp.
Cytherella sp.
ad. 48,50 m *Globigerinoides trilobus* (Reeves)
Globigerinoides conglobatus (Brady)
Globigerina eocaena (Günbjel)
Globigerina inflata d'Orbigny
Globotruncana lapparenti Brotzen
Globorotalia pentamerata (Subbotina)
Stensioina exsculpta Brotzen
Planulina taylorensis (Carsley)
Cibicides sp.
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Gyroidina girardiana (Reuss)
ad. 59,50 m *Rhabdamina discreta* Brady
Paracypris sp.
ad. 63 m *Candona lactea* Baird
Paracypris sp.
Astrorhiza sp.
Globigerina concinna Reuss
ad. 73,50 m *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg)
Nuttallides trumpyi Nuttall
Globotruncana lapparenti Brotzen
Rhabdamina discreta Brady



Rotalia beccarii (Linné)
Globigerina sp.

Complexul pelitic levantin

ad. 77,50 m *Candonia lactea* Baird
Xestoleberis sp.
Ostracoda 20 a₁
Valvata simplex Fuchs
 Fructe de *Chara*

Forajul nr. 5309

Strate de Cindești

ad. 39,50 m *Anomalina* cf. *incertus* (d'Orb.)
Lituctuba sp.
Globorotalia membranacea (Ehrenb.)
Globotruncana arca (Cush.)
Bathysiphon sp.
Globigerina inflata d'Orb.
Globigerinoides trilobus (Reuss)
Bulimina bradyi Appel et Cush.
 ad. 42 m *Rhabdamina* sp.
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Globotruncana linneana (d'Orb.)
Globotruncana fornicata Plummer
Bathysiphon sp.
Ammodiscus sp.
Globigerina finlayi Brönn.
 ad. 42,50 m *Globigerinoides trilobus* (Reuss)
Glomospira gordialis (Jones et Parker)
Globotruncana lapparenti Brotzen
Globotruncana sp.
Gümbelina globosa (Ehrenb.)
Globorotalia canariensis (d'Orb.)
Nonion cf. *soldanii* (d'Orb.)
Globigerina eocaenica Terquem
Globigerina dissimilis Cush. et Berm.
Cibicides bronnimanni Cush. et Berm.

- ad. 56 m *Globigerina bulloides* d' Or b.
Globigerina cf. inflata d' Or b.
Globigerina coronata Bölli
Globotruncana linneana d' Or b.
Eponides sp.
- ad. 68 m *Rhabdamina discreta* Brady
Bathisiphon sp.
Globigerina bulloides d' Or b.
Globigerina triloba Reuss
Globigerina cf. inflata d' Or b.
Ammodiscus glabratus Cushman et Jarvis
Eponides sp.
Nonion soldanii (d' Or b.)
Trochamina sp.
Globotruncana lapparenti Brotzen
- Complexul pelitic levantin
- ad. 86 m *Candona lactea* Baird (explozie)
Ilyocypris brady G. O. Sars
Xestoleberis A și B
Ostracoda 20 a
Valvata simplex Fuchs
- ad. 92 m *Candona lactea* Baird
Ilyocypris gibba (Ramboldohr)
Paracypris sp.

Din analiza datelor prezentate, reiese că conținutul micropaleontologic al depozitelor cercetate nu are valoare stratigrafică. Totuși se poate afirma că depozitele levantine sunt caracterizate prin prezența exclusivă a unor specii de Ostracode care se întâlnesc mai frecvent în Pliocenul superior. În schimb intercalăriile argiloase din Stratele de Cindești au un microconținut foarte variat reprezentat printr-un amestec de specii dintre care unele caracterizează Cretacicul iar altele Paleogenul, Neogenul și Pliocenul.

Această constatare ne îndreptățește să presupunem că sedimentele care au participat la geneza complexelor litologice inferioare din pintenul Măgurii au origini diferite. Astfel depunerea complexului pelitic levantin ar trebui pusă pe seama aportului de material provenit în cea mai mare parte din țărmul pliocen al lacului levantin. În ceea ce privește procesul de



sedimentare al Stratelor de Cindești din zona cercetată, trebuie să admitem că acesta a fost afectat de intervenția repetată a unor mișcări de ridicare și afundare care au ocasionat acumularea unor depozite cu litologii foarte variate. Conținutul micropaleontologic al acestor depozite permite să se afirme că geneza lor este legată de transportul de aluvioni, de la fine pînă la grosiere, originare din formațiunile situate la interiorul contactului morfologic actual dintre coline și cîmpie.

Extensiunea către interior, după sfîrșitul Levantinului, a ariei de eroziune intensă a rețelei hidrografice, ar putea fi explicată prin amplificarea profilului general de pantă al acesteia, legată de manifestarea mișcărilor neotectonice în Carpați în epoca depunerii Stratelor de Cindești.

Prin examinarea raporturilor dintre complexul pelitic levantin și Stratele de Cindești pe profilul Gheboaja – Tinosu (fig. 1) am stabilit, potrivit datelor din tabelul 2, dispoziția limitei Cuaternar/Terțiар din pintenul Măgurii.

TABELUL 2

*Limita Cuaternar/Terțiar din pintenul Măgurii, pe profilul
Gheboaja – Tinosu*

Nr. forajului	Cota amplasamentului	Adâncimea limitei Q/T	Cota limitei Q/T
5519	215	68,80	146,20
5518	196	70,20	125,80
5503	174	70,00	104,00
5520	178	77,00	101,00
5310	163	72,60	90,40
5309	146	72,30	73,70
Tinosu	140	90,50	49,50

Tabelul 2 pune în evidență faptul că limita Cuaternar/Terțiar se afundă dinspre V către E, pe o distanță de cca 20 km, după o pantă medie de 5 : 1000.

Privitor la complexele litologice superioare care participă la alcătuirea pintenului Măgurii, complexul pelitic roșcat și complexul psamitic



fin, arătăm că în cadrul cercetărilor noastre nu am reușit să găsim dovezi paleontologice care să îndreptățească atribuirea unei vîrste intemeiată pe un asemenea criteriu.

Observăm însă că E. Liteanu și T. Landrabur (1959) au constatat, în zona de contact morfologic dintre colinele și cîmpia de la E de rîul Teleajen, prezența unor argile roșii, la bază cu intercalații de nisipuri fine cenușii-gălbui care constituie termenul cel mai tînăr din structura colinelor subcarpatice de la contactul morfologic menționat. Pe baza poziției stratigrafice, autorii citați au raportat aceste argile roșii, Pleistocenului superior.

Reținînd în prealabil faptul că complexul pelitic roșcat este asemănător, sub toate aspectele, cu argilele roșii menționate și că totodată el se extinde din pintenul Măgurii pînă în zona de contact morfologic cu colinele, am înclinat să-l paralelezăm cu argilele roșii semnalate de autorii mai înainte amintiți. În consecință ne exprimăm părerea că complexele pelitic roșcat și psamitic fin ar trebui să fie repartizate, Pleistocenului superior.

DEPOZITELE CUATERNARE DIN ȘESUL ALUVIONAR TELEAJEN – PRAHOVA

În cuprinsul șesului aluvionar Teleajen – Prahova singurele deschideri care oferă posibilitatea cercetării depozitelor cuaternare tinere sunt numeroasele escavații executate pentru exploatarea de balastiere. Aceste excavații răspîndite pe întreaga regiune cercetată, pun în evidență faptul că depozitele tinere care iau parte la alcătuirea șesului aluvionar menționat, sunt în general uniforme și alcătuite la partea superioară dintr-un strat subțire de sol format pe nisipuri fine prăfoase, de culoare gălbui-cenușie, a căror grosime totală variază între 1–2 m. Pînă la adîncimea maximă a acestor balastiere, de cca 5 m, urmează pietrișuri depuse într-o stratificație torențială cu rare intercalații de lentile subțiri, constituite din nisipuri grosiere și mărunte sau argile nisipoase. În numeroase puncte se întîlnesc în pietrișuri, fragmente de trunchiuri de arbori actuali, în stare nefosilizată, care aparțin unor specii de conifere.

Pietrișurile din partea vestică a teritoriului cercetat prezintă o formă aplatisată și sunt constituite din plăci de marno-calcare, calcare marnoase sau gresii fine calcaroase cu diaclaze umplute cu calcit. Cu totul subordonat se constată și prezența unor pietrișuri, de tip globular neregulat,



constituite din gresii calcaroase cu granulație grosieră precum și cuarțite mărunte.

Pietrișurile cercetate sunt identice cu aluviunile actuale ale rîului Prahova și sunt probabil originare, în cea mai mare parte, din flișul cretacic inferior (Stratele de Sinaia).

În partea estică a regiunii, la compoziția petrografică a pietrișurilor cercetate participă pe lîngă rocile mai înainte menționate, calcare și elemente provenite din flișul paleogen, fapt care le conferă o mare asemănare cu aluviunile actuale ale rîului Teleajen.

În consecință trebuie să admitem că pietrișurile tinere din partea vestică a șesului aluvionar Teleajen – Prahova, reprezintă în mod predominant acumulări ale rîului Prahova, în timp cî încearcă să se adune la rîul Teleajen.

În ceea ce privește vîrsta pietrișurilor tinere menționate, observăm în prealabil că ele sunt în mod cert mai vechi decît Holocenul superior, întrucît luncile actuale ale rîurilor Prahova și Teleajen sunt săpate chiar în șesul aluvionar creat de aceste rîuri. Pe de altă parte reamintim constatarea că pe măsură ce avansăm către zona colinară, șesul aluvionar Teleajen-Prahova își mărește treptat altitudinea relativă, pentru a ajunge să se confundă cu terasa de vîrstă Pleistocen superior a rîurilor respective. Înînd însă seama de particularitățile morfogenezei regiunii, mai înainte expuse, caracterizată prin deplasarea succesivă de la NW către SE a zonelor locale de intensitate maximă a procesului de subsidiență, ne exprimăm părerea că în sensul menționat s-au depus și aluviuni din ce în ce mai tinere.

În consecință noi admitem că pietrișurile tinere aparținînd șesului aluvionar Teleajen – Prahova ar trebui să fie atribuite Pleistocenului superior în regiunea în care această unitate morfologică avansează în zona colinară. De asemenea aceste depozite psefítice tinere urmează să fie raportate Holocenului inferior în dreptul zonei de contact morfologic dintre coline și cîmpie sau repartizate Holocenului mediu în ținutul de cîmpie cercetat de noi.

Șesul aluvionar Teleajen – Prahova a fost cercetat și printr-un mare număr de foraje ale căror amplasamente au fost reprezentate pe hartă.

Datele reiesește din aceste foraje permit să se afirme că alcătuirea geologică a șesului aluvionar studiat este în general uniformă și caracteri-



zată prin prezența a cinci orizonturi litologice, ce pot fi net diferențiate între ele pe criterii granulometrice sau petrografice și anume :

1. Depozitele superficiale sunt constituite dintr-un strat de nisipuri fine prăfoase, gălbui-cenusii, având o grosime de 1–2 m (inclusiv solul) și care par a apartine tipului genetic aluvial — proluvial.

2. În adîncime urmează pietrișurile tinere originare din flișul carpatic, a căror grosime variază între 15–25 m.

3. Pe porțiunile de la extremitățile teritoriului studiat, situate atât în dreptul latitudinii orașului Ploiești cît și la sud de Pintenul Măgurii, forajele au interceptat, sub pietrișurile tinere, un pachet de argile, diferit colorate, gros de 10–15 m. În regiunea intermediară aceste argile lipsesc iar pietrișurile provenite din flișul carpatic sunt dispuse peste un depozit de pietrișuri originare din cristalin.

4. Pietrișurile originare din cristalin alcătuiesc de fapt un complex psefitic gros de 30–50 m în care se intercalează lentile groase de argile și argile nisipoase. Trăsătura caracteristică a acestui complex o constituie prezența atât la partea superioară cît și la partea inferioară a unor nivele continui de depozite psefitice. Extensiunea acestui complex litologic în întreaga regiune cercetată a fost stabilită prin toate forajele executate.

5. Sub ultimul strat de pietrișuri originare din cristalin urmează un complex pelitic alcătuit din argile, marne-argiloase și nisipuri prăfoase în care s-au opri majoritatea forajelor.

Limitele litologice clare dintre diferitele complexe puse în evidență de forajele executate permit să se întocmească profile geologice în cele mai variate direcții. Dintre toate aceste profile, cel mai reprezentativ pentru regiunea studiată îl constituie cel trasat după direcția N–S, care începind din zona Ploiești Vest, traversează Pintenul Măgurii pentru a ajunge în dreptul râului Ialomița la Ciocănari. Acest profil include forajele nr. 5522, 5307, 5306, 5309, 5308, 5312 și 5330 (fig. 2.).

Din corelarea profilului N–S Ploiești Vest (fig. 2) cu profilul W–E Pintenul Măgurii (fig. 1) se constată prezența forajului comun nr. 5309.

Datele reiesește din forajul nr. 5309 sunt concluzante pentru a afirma că complexul psefitic originar din cristalin, stabilit pe profilul N–S Ploiești Vest, este identic cu Stratele de Cindești din profilul W–E întocmit prin Pintenul Măgurii. De asemenea și complexele pelitice inferioare, în care au fost oprite forajele, sunt identice și aparțin Levantinului.

Această constatare stabilită pe baza datelor de foraj se confirmă și prin conținutul micropaleontologic, analog pentru fiecare din cele două complexe litologice menționate.

Prezentăm în continuare pe foraje și adâncimi conținutul paleontologic al intercalărilor pelitice din Stratele de Cindești și al argilelor levantine.

Forajul nr. 5312

Strate de Cindești

- ad. 49,50 m *Ammodiscus* cf. *glabratus* (C u s h. et J a r v i s)
Elphidium macellum (F i c h t e l et M o l l)
Glomospira gordialis (J o n e s et P a r k e r)
- ad. 59 m *Gümbelina globulosa* (E h r e n b e r g)
Globigerina eocaenica (G ü m b e l)
Globotruncana lapparenti B r o t z e n
Globigerinoides conglobatus (B r a d y)
Globorotalia scitula (B r a d y)
Dentalina sp.
Globorotalia pseudoscitula G l a e s s n e r
Complexul pelitic levantin

Nu a fost atins de acest foraj.

Forajul nr. 5308

Strate de Cindești

- ad. 21 m *Globotruncana fornicata* P l u m m e r
Globotruncana lapparenti B r o t z e n
Anomalina afinia (H a n t k e n)
Globorotalia membranacea (E h r e n b e r g)
Globotruncana sp.
Hormosina ovulum (G r z y b.)
Globulina gibba (d' O r b.)
Globigerina cf. *eocaenica* T e r q u e m
Rhabdamina sp
Globigerina sp.
ad. 34 m *Rhabdamina linearis* B r a d y
Astrorhiza sp.



- Globorotalia membranacea* (E b r e n b e r g)
Globigerina inflata d'Or b.
Globigerina sp.
Globotruncana linneana (d'Or b.)
ad. 48,50 m *Globigerina inflata* d'Or b.
Cavellinella lorneiana d'Or b.
Pulvinulinella sp.
Globorotalia crassiformis (G a l l o w a y et W i s s l e r)
Trochamina sp.
Rhabdamina discreta B r a d y

Forajul nr. 5522

Strate de Cindești

- ad. 33,50 m *Glomospira charoides* (J o n e s et P a r k e r)
Globigerina bulloides d'Or b.
Globigerina valvata B o l l i
Asterigerina planorbis d'Or b.
Orbulina suturalis B r o n n.
Astrorhiza sp.
ad. 38 m *Cibicides lobatulus* (W a l k e r et J a k o b)
Globigerina triloba R e u s s
Astrorhiza sp.
Ilyocypris gibba (R a m b d o h r)
ad. 44,50 m *Globigerina dissimilis* C u s h et B e r m.
Globigerina bulloides d'Or b.
Globorotalia scitula B r a d y
Elphidium macellum (F i c h t e l et M o l l)
Rhabdamina discreta B r a d y
ad. 52 m *Globigerinoides trilobus* (R e u s s)
Globigerina bulloides d'Or b.
Globigerina foliata B o l l i
Globigerina dissimilis C u s h et B e r m.
Globorotalia scitula (B r a d y)
Globotruncana lapparenti B r o t z e n
Candorbolina universa J e d l.
Astrorhiza sp.



Complexul pelitic levantin

ad. 69,50 m *Candonula lactea* Baird

Ilyocypris sp.

Astrorhize sp.

ad. 89 m *Astrorhiza* sp.

Fragmente de gasteropode

Datele micropaleontologice analoage obținute din alte foraje, executate în cuprinsul șesului aluvionar Teleajen — Prahova, confirmă extensia Stratelor de Cindești și a argilelor levantine în teritoriul delimitat de râurile menționate.

În ceea ce privește vîrsta pachetului de argile, steril din punct de vedere micropaleontologic, a cărui prezență a fost semnalată atît de forajele executate în dreptul latitudinii zonei Ploiești S cît și de cele executate la S de Pintenul Măgurii (fig. 2), aceasta nu a fost posibil să fie stabilită pe baza unor argumente stratigrafice concludente.

Într-adevăr din forajele nr. 5312 și 5326, amplasate la S de Pintenul Măgurii, am recoltat din argilele situate între 15—25 m adîncime următoarele moluște fosile :

Pisidium amnicum Müller

Valvata piscinalis Müller

Valvata sulekiana Brusina

Lithoglyphus naticoides Pfeiffer

Planorbis planorbis Linne.

De asemenea menționăm că în forajele nr. 5522 și nr. 5532 situate în dreptul latitudinii zonei Ploiești S am întîlnit un pachet de argile, plasat între adîncimile 16—26 m, din care am colectat următoarele gasteropode fosile :

Valvata piscinalis Müller

Valvata sulekiana Brusina

Lithoglyphus naticoides Pfeiffer

Planorbis planorbis Linne

Viviparus sp.

Deși asociațiile de moluște fosile mai înainte citate nu au valoare stratigrafică certă, ele ar putea eventual să pledeze în favoarea unei vîrste pleistocen mediu.



Existența unei faune fosile similare, atât în argilele din zona Ploiești S cît și în argilele din regiunea de la S de Pintenul Măgurii, ne îndreptăște să presupunem că aceste depozite pelitice au constituit un orizont litologic continuu, cel puțin în șesul aluvionar Teleajen – Prahova, și a cărui porțiune intermediară a fost probabil îndepărtată prin eroziune.

Până la găsirea unor dovezi paleontologice concludente, noi înclinăm să paralelizăm orizontul de argile menționat, cu complexul marnos din zona orașului București și să-l atribuim Pleistocenului mediu.

Urmărind după un profil N – S (fig. 2) limita dintre Stratul de Cindești și argilele levantine, se constată că aceasta se afundă hotărît dinspre N către S. Totuși, în dreptul Pintenului Măgurii limita Cuaternar/Terțiar prezintă o ridicare sensibilă, fapt care sugerează presupunerea că forma înaltă de relief ce mărginește, la vest și sud, șesul aluvionar Teleajen – Prahova, reprezintă în realitate expresia actuală a unei arii de ridicare relativ tinere.

Din corelarea profilelor trasate după direcțiile W – E și N – S prin șesul aluvionar Teleajen – Prahova (fig. 1 și 2) reiese că atât relieful cît și structura regiunii prezintă o ușoară înclinare dinspre NW către SE.

Această constatare confirmă punctul nostru de vedere exprimat la capitolul „Introducere” în sensul că morfogeneza teritoriului cercetat, în ultima etapă a evoluției sale, apare legată de deplasarea succesivă dinspre NW către SE a zonelor locale de intensitate maximă a procesului de subșidință care a afectat regiunea.

Dispoziția și litologia succesiunilor stratigrafice care participă la alcătuirea șesului aluvionar Teleajen – Prahova, ne-au permis să reconstituim în linii mari, evoluția geologică-paleogeografică a acestui ținut în Cuaternar.

Astfel odată cu retragerea lacului levantin, datorită declanșării fazei de orogeneză valahă, conurile de dejecție ale torrentilor originari din Carpați au avansat spre exterior, fapt care a ocasionat, la începutul Villafranchianului, acumularea primelor depozite psefítice din această regiune.

În Villafranchian, teritoriul cercetat a fost afectat în mod succesiv de ușoare mișcări pozitive și negative, care se reflectă în alternanța de depozite grosiere și fine ce iau parte la alcătuirea complexului Stratelor de Cindești.



Se pare că în Pleistocenul mediu s-a manifestat un intens proces de subsidență care a ocasionat depunerea unui orizont gros de argile, paralelizat de noi cu complexul marnos din zona orașului București (E. Liteanu, 1952).

La începutul Pleistocenului superior regiunea a fost probabil afectată de o mișcare pozitivă care, după datele structurale constatate, s-a manifestat mai intens, în zonele vestice și sudice unde a determinat apariția unei arii de ridicare, pusă morfologic în evidență prin prezența Pintenului Măgurii.

Apariția ariei de ridicare menționate explică cauza fragmentării pachetului de argile atribuit Pleistocenului mediu.

Procesele de subsidență reapărute în Holocen, s-au manifestat succesiiv dinspre NW către SE, atrăgind astfel rețeaua hidrografică limitrofă pe teritoriul dintre cursurile actuale ale râurilor Teleajen și Ialomița.

Activitatea de eroziune și sedimentare în Holocen a rețelei hidrografice menționate a creat aspectul morfologic actual al regiunii.

CONCLUZII

La alcătuirea fundamentului depozitelor cuaternare, din regiunea cercetată, potrivit datelor reieșite din forajul executat la Periș, participă: Levantinul, Dacianul, Ponțianul, Meotianul, Sarmațianul și eventual Tortonianul. Termenul stratigrafic cel mai vechi atins de forajul menționat a fost Maestrichtianul, reprezentat prin calcare albe gălbui cu *Belemnittella hoeferi Schloenbach*.

Depozitele cuaternare din cuprinsul șesului aluvionar Teleajen – Prahova sunt suportate de un complex pelitic de vîrstă levantină, caracterizat prin prezența unor ostracode care se întâlnesc frecvent în Pliocenul superior.

Termenul bazal al Cuaternarului, Villafranchianul, este reprezentat prin orizontul Stratelor de Cindești, care în această regiune este constituit dintr-un depozit de pietrișuri originare din cristalin în care se intercalează lentile de argile și argile nisipoase. Intercalațiile argiloase din acest complex sunt caracterizate printr-un bogat conținut micropaleontologic remaniat din depozite cretacice, paleogene, miocene și pliocene.

Stratele de Cindești suportă un pachet de argile, care în zona centrală a regiunii a fost îndepărtat prin eroziune. Moluștele fosile recoltate din



aceste argile ar putea constitui un indiciu pentru atribuirea lor Pleistocenului mediu.

Pleistocenului superior îi revin depozitele superioare, din alcătuirea geologică a Pintenului Măgurii, ce aparțin complexului pelitic roșcat și complexului psamitic fin. Aceste complexe litologice au fost paralelizate cu argilele roșii, de vîrstă Pleistocen superior, care constituie termenul cel mai tînăr din structura colinelor subcarpatice de la contactul morfologic cu cîmpia.

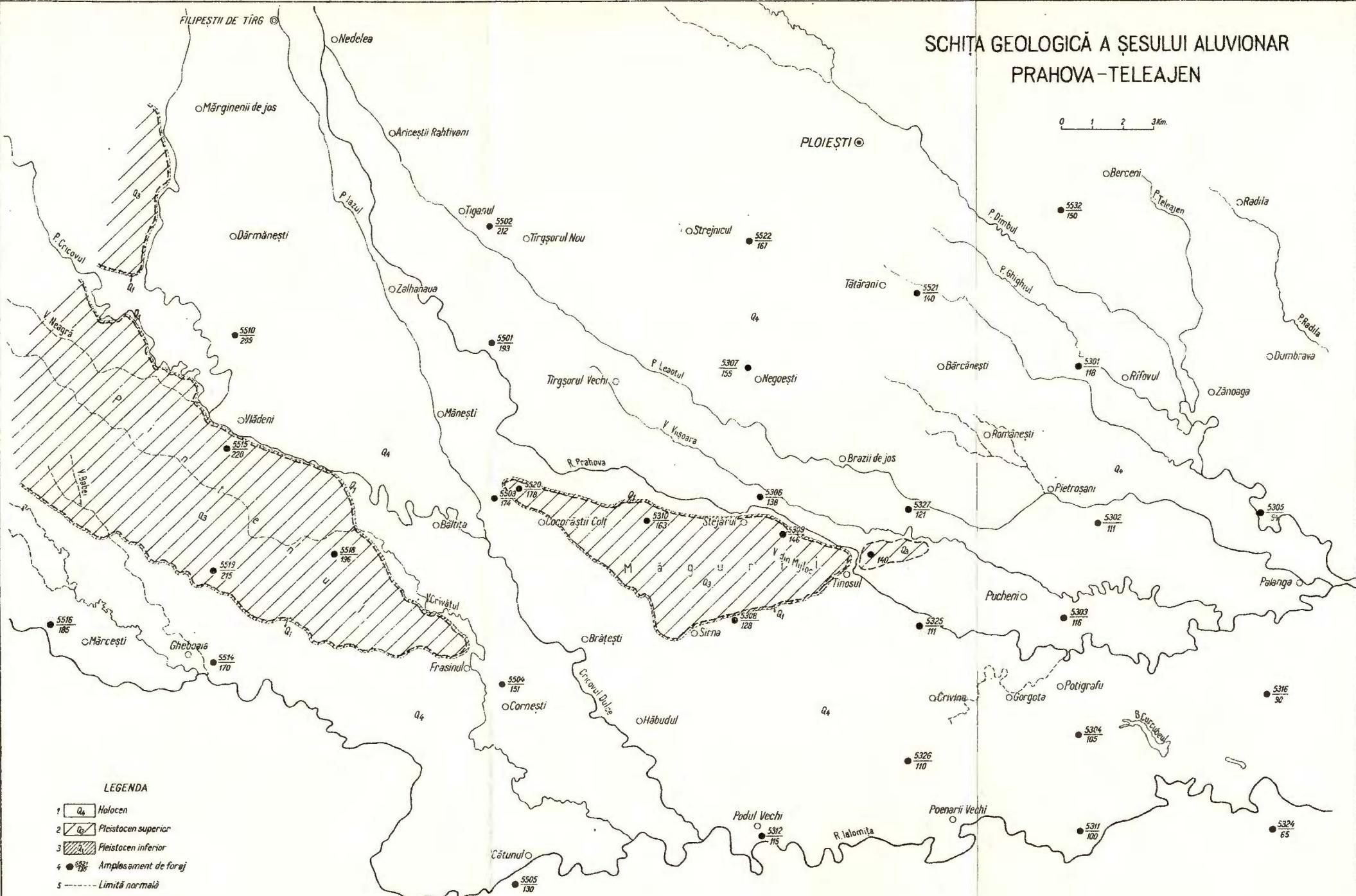
Depozitele psefítice superioare, originare precumpăñitor din flișul cretacic și reprezentînd vechile acumulări aluvionare ale rîurilor Prahova și Teleajen au fost repartizate pe considerente morfogenetice, Holocenului mediu.

Întreaga succesiune a depozitelor cuaternare prezintă, întocmai ca și șesul aluvionar Teleajen-Prahova, o ușoară înclinare dinspre NW către SE, fapt care ilustrează caracterul structural al reliefului și totodată vîrsta tînără a acestuia.



SCHITĂ GEOLOGICĂ A ȘESULUI ALUVIONAR PRAHOVA-TELEAJEN

0 1 2 3 Km.



- LEGENDA
- 1 Q₄ Holocen
 - 2 Q₂ Pleistocen superior
 - 3 Q₃ Pleistocen inferior
 - 4 ● Amplesament de foraj
 - 5 - - - Limită normală
 - 6 - - - Limită morfologică



Institutul Geologic al României

RECHERCHES CONCERNANT LA STRATIGRAPHIE DU QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE PLAINE ENTRE LES RIVIÈRES
DE TELEAJEN ET DE PRAHOVA

PAR

E. LITEANU, A. PRICĂJAN, I. ANDREESCU

(Résumé)

Suivant les données résultées du forage de Periș, le soubassement des dépôts quaternaires de la région étudiée présente une constitution à laquelle participent le Levantin, le Dacien, le Pontien, le Méotien, le Sarmatiens, éventuellement aussi le Tortonien. Le plus ancien terme stratigraphique atteint par le forage mentionné a été le Maestrichtien, représenté par des calcaires blanc jaunâtre à *Belemnitella hoeferi* Schloenbach.

Les dépôts quaternaires de la plaine alluviale Teleajen — Prahova surmontent un complexe pélitique d'âge levantin, caractérisé par la présence des Ostracodes que l'on rencontre fréquemment dans le Pliocène supérieur.

Le terme basal du Quaternaire, le Villafranchien, est représenté par les Couches de Cindești, constitué dans cette région par un dépôt de graviers originaires du Cristallin dans lequel s'intercalent des lentilles d'argiles et des argiles sableuses. Les intercalations argileuses de cet horizon se caractérisent par un riche contenu micropaléontologique remanié des dépôts crétacés, paléogènes, miocènes et pliocènes.

Les graviers de Cindești supportent un paquet d'argiles qui, dans la zone centrale de la région, ont été enlevées par l'érosion. Les mollusques fossiles récoltés de ces argiles pourraient constituer un indice pour leur appartenance au Pléistocène moyen.



C'est du Pléistocène supérieur que reviennent les dépôts supérieurs de la constitution géologique de l'éperon de Măgura appartenant au complexe pélitique roux et au complexe psammitique fin. Ces complexes lithologiques ont été corrélés avec les argiles rouges, d'âge pléistocène supérieur constituant le terme le plus récent de la structure des collines subcarpathiques au contact morphologique avec la plaine.

Les dépôts pséphitiques supérieurs, originaires notamment du flysch crétacé et représentant les anciennes accumulations alluvionaires des rivières Prahova et Teleajen ont été attribués, pour des raisons morphogénétiques, à l'Holocène moyen.

Toute la succession des dépôts quaternaires présente tout comme la plaine alluviale Teleajen — Prahova un faible pendage orienté du NW vers le SE qui témoigne du caractère structural du relief et de son âge récent.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la plaine alluviale Prahova — Teleajen 1, Holocène; 2, Pléistocène supérieur; 3, Pléistocène inférieur; 4, emplacement de forage.



BIBLIOGRAFIE

- B o t e z I. (1917) Comunicare preliminară asupra structurii geologice a regiunii figurate pe foaia Haimanale (1 : 50.000). *D.S. Inst. Geol. Rom.* VII (1915—1916). Bucureşti.
- L i t e a n u E. (1952) Geologia zonei oraşului Bucureşti, *Com. Geol. St. tehn. econ. Seria F. Hidrogeologie*, 1.
- L i t e a n u E. (1953) Geologia bazinului inferior al Argeşului și a teraselor Dunării. *Com. Geol. St. tehn. econ. Seria E. Hidrogeologie*, 2. Bucureşti.
- L i t e a n u E. (1959) Karta cetverticinikh otlojenii vnekarpatetskoi ciasti Ruminской Народной Республики. *A. N. SSSR Biul. Kom. Izucheniu Cetv. Per.* 23. Moscova.
- L i t e a n u E., B a n d r a b u r T. (1959) Geologia zonei de contact morfologic între cîmpia și colinele dintre rîul Teleajen și valea Budureasa. *Com. Geol. Stud. Cerc. geol.*, IV, 2. Bucureşti.
- L i t e a n u E., C o n s t a n t i n e s c u V. (1961) Cercetări hidrogeologice în regiunea de cîmpie dintre rîul Teleajen și Valea Sărătă. *Com. Geol. Stud. Cerc. geol.*, VI, 1. Bucureşti.
- L i t e a n u E. (1961) Limita Cuaternar — Terziar din Depresiunea Valahă. *Com. Geol. St. tehn. econ. seria E. Hidrogeologie*, 5. Bucureşti.
- L i t e a n u E. (1962) K voprosu o graniče među treticinimi i cetverticinimi otlojeniami valahskoi depresiji Akad. Nauk SSSR Trudl Komissii po izucheniu cetverticinogo perioda. XX. Moscova.
- M u r g o c i G. (1912) Raport asupra apelor arteziene în Cîmpia Română cu privire specială la domeniul Gherghița. *D.S. Institut. Geol. Rom.* III.
- P r o t o p o p e s c u — P a c h e E m. (1923) Cercetări agrogeologice în Cîmpia Română dintre V. Mostiștei și Olt. *D.S. Institut. Geol. Rom.*, 1.
- Ș t e f ă n e s c u D. (1938) Le gisement petrolifere „Bucşani”, *Monit. Petr. Roum.*, 235. Bucureşti.
- V i l s a n I. (1916) Cîmpia Română. *Bul. Soc. Geog.*, 36.



Redactor: MIRCEA PAUCA
Tehnoredactor și corectori: ELENA MATRESCU și FELICIA
ISTOCESCU
Traducători: L. BRĂILEANU, M. SAULEA, M. HIRJEU
Ilustrația: I. PETRESCU

Dat la cules: 19.XI.1966. Bun de tipar: 30.VI.1967. Tiraj:
750 ex. Hârtie cartografică tip III 45,5/m² Ft. 70/100. Coi de
tipar: 5. C-da: 447. Pentru biblioteci indicele de clasificare
55(058)

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația“
Str. Brezoianu nr. 23-25.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

10.05



Institutul Geologic al României